

С.М. Кирилюк

ПРИРОДА МІСЯЦЯ



СОНЯЧНА СИСТЕМА

Міністерство освіти і науки України
Чернівецький національний університет
імені Юрія Федьковича

С.М. КИРИЛЮК

ПРИРОДА МІСЯЦЯ

МОНОГРАФІЯ



Чернівці

Чернівецький національний університет
імені Юрія Федьковича

2021

УДК 523.34
К 431

Друкується за ухвалою вченої ради
Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича
(протокол № 6 від 31.05.2021 року)

Рецензенти : *Денисик Г.І.*, доктор географічних наук, професор,
заслужений діяч науки і техніки України, завідувач
кафедри географії природничо-географічного факультету
Вінницького державного педагогічного університету імені
Михайла Коцюбинського;
Іванов Є.А., доктор географічних наук, доцент, завідувач
кафедри конструктивної географії і картографії Львівського
національного університету імені Івана Франка;
Воровка В.П., доктор географічних наук, доцент, завідувач
кафедри екологічної безпеки та раціонального
природокористування Мелітопольського університету імені
Богдана Хмельницького

Кирилюк С.М.

К 431 Природа Місяця : монографія. Чернівці : Чернівецький нац. ун-т ім.
Юрія Федьковича, 2021. 240 с.
ISBN 978-966-423-626-0

У монографії розглядаються питання походження, будови та еволюції географічної оболонки природного супутника Землі – Місяця. Детально описані тектонічні та геологічні процеси, їх прояв і роль у сучасній геодинаміці супутника. Особлива увага приділена номенклатурі Місяця. Висвітлено рельєфні особливості з описом типових для Місяця елементів поверхні. Наводяться авторські концепції щодо виділення й ідентифікації ландшафтів в умовах Місяця. Детально описуються типові для планети ландшафти. Комплексно характеризується природа супутника – від походження окремих природних об'єктів й до набуття ними сучасного вигляду.

Для студентів географічних факультетів.

УДК 523.34

ISBN 978-966-423-626-0

© Чернівецький національний
університет ім. Юрія Федьковича, 2021
© С.М. Кирилюк, 2021
© С.М. Кирилюк, обкладинка, 2021



ЗМІСТ

ВСТУП	4
РОЗДІЛ 1	
ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА МІСЯЦЯ	5
1.1. Загальна характеристика Місяця	5
1.2. Коротка історія дослідження Місяця	10
1.3. Космічні дослідники Місяця. Хронологія польотів	15
1.4. Географічна (анагліфоносферна) облонка Місяця	30
1.5. Основні елементи та характер поверхні Місяця	35
1.6. Мофрометричні характеристики типових кратерів Місяця	46
1.7. Типовий місячний ландшафт	54
РОЗДІЛ 2	
НОМЕНКЛАТУРА МІСЯЦЯ	65
2.1. Номенклатура Місяця	65
2.2. Номенклатура окремих регіонів Місяця	67
РОЗДІЛ 3	
ТЕКТОНІЧНІ ТА ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ МІСЯЦЯ.	
РЕЛЬЄФ МІСЯЦЯ	118
3.1. Тектонічна будова Місяця	118
3.2. Геологічна історія Місяця	120
3.3. Деякі найпоширеніші структурно-стратиграфічні елементи на поверхні Місяця	123
3.3.1. Донекарійсько-Нектарійська система	124
3.3.2. Система Procelar gian (Океанічна)	131
3.3.3. Нектарійсько-Імбрійська система	132
3.3.4. Імбрійська система	135
3.3.5. Імбрійсько-Ератосфенська система	145
3.3.6. Ератосфенська система	148
3.3.7. Ератосфенсько-Коперніканська система	151
3.3.8. Коперніканська система	154
РОЗДІЛ 4	
ОГЛЯД ПРИРОДИ ОКРЕМИХ РЕГІОНІВ	
ВИДИМОЇ ПІВКУЛІ МІСЯЦЯ	161
4.1. Seleucus Region	162
4.2. Aristarchus Region	169
4.3. Timocharis Region	174
4.4. Montes Apenninus Region	176
4.5. Mare Serenitatis Region	180
4.6. Macrobius Region	185
4.7. Cleomedes Region	191
4.8. Julius Caesar Region	199
4.9. Taruntius Region	204
4.10. Mare Smythii Region (near side)	214
ВИСНОВКИ	218
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	220
ДОДАТКИ	238



ВСТУП

Місяць – це найкрупніший природний супутник Землі та найближче до нас найбільше природне тіло. Незважаючи на достатню кількість вихідних матеріалів для вивчення природи місячної поверхні та його природи загалом, геологічній та геоморфологічній складовим не приділено належної уваги. Однак слід пам'ятати, що специфіка місячної поверхні може допомогти краще зрозуміти протікання еволюції земної поверхні, оскільки обидві планети розвивалися в коеволюційній взаємозалежності, що загалом сприяло синхронному проходженню ідентичних процесів планетарного масштабу.

Монографія «Природа Місяця» розроблена для навчальних дисциплін, які викладаються на географічному факультеті Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича: «Ксенографія з основами астрономії», «Фізична географія Сонячної системи», «Основи фізики Землі».

На основі узагальнених даних різних авторів і власних теоретичних розробок у монографії складається цілісна картина про природу супутника Землі – починаючи від історії формування й до розкриття еволюції основних геодинамічних процесів, які мають місце на супутнику (кратерне бомбардування, ендегенні та екзогенні процеси).

Окрему увагу приділено вивченню номенклатурних особливостей головних елементів поверхні Місяця.

Розроблено ряд концепцій, спрямованих на ідентифікацію та інтерпретацію ландшафтних комплексів Місяця. Наводяться детальні описи та авторські картографічні зображення типових для супутника комплексів.

У монографії важливий розділ, у якому розкриваються природні особливості окремих регіонів Місяця, з детальним висвітленням питань походження, розвитку та сучасного стану головних елементів їхньої поверхні.



РОЗДІЛ 1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА МІСЯЦЯ

- 1.1. Загальна характеристика Місяця.
- 1.2. Коротка історія дослідження Місяця.
- 1.3. Космічні дослідники Місяця. Хронологія польотів.
- 1.4. Географічна (анагліфоносферна) облонка Місяця.
- 1.5. Основні елементи та характер поверхні Місяця.
- 1.6. Мофрометричні характеристики типових кратерів Місяця
- 1.7. Типовий місячний ландшафт.

1.1. Загальна характеристика Місяця

Місяць (латинська назва «Luna», грецька «Σελήνη» – Селена, єгипетська – «Ях (Іях)») – природний супутник Землі (**рис. 1.1**). Середня відстань між центрами Землі і Місяця – 384 467 км (0,002 57 а.о. ~ 30 діаметрів Землі). Загальні орбітальні та фізичні характеристики наведені в **додатку 1**. Окрім Місяця, Земля має як мінімум 4 більш-менш постійних супутники. Серед них: (3753) Круїтні – навколосемний астероїд з групи атонів, який рухається в орбітальному резонансі разом із Землею 1:1 і обертається навколо спільного центру мас Землі і Сонця по орбіті, що наближена до земної. При цьому він перетинає орбіти трьох внутрішніх планет Сонячної системи: Венери, Землі та Марса. Відкрив його британський астроном-аматор Дункан Уалдрон 10 жовтня 1986 року в обсерваторії «Сайдінг-Спрінг» (Австралія) ([Shmadel 2003](#))¹. У цій обсерваторії за період з 1997

¹ Тут і далі всі імена у посиланнях вказані мовою оригіналу.



по 2011 рр. було відкрито понад 400 навколоземних астероїдів (Dymock 2010). Що стосується Круїтні, то він належить до рідкісного спектрального класу Q. Середній діаметр 5 км, маса близько 130 млрд т (Wiegert, Innanen 1998); 2003 YN107 – астероїд, що обертається навколо Землі. Відкритий 20 грудня 2003 року Лабораторією пошуків навколоземних астероїдів імені Лінкольна. На сьогоднішній день відомо, що його діаметр не перевищує 20–30 м (Connors et al. 2004); (164207) 2004 GU9 відкритий Лабораторією пошуків навколоземних астероїдів імені Лінкольна. Його діаметр оцінюється в 300 м (Busch et al. 2011); 2010-SO16 – астероїд, який було відкрито 6 червня 2010 року за допомогою інфрачервоного телескопа «WISE» в обсерваторії Арми в Ірландії. Його діаметр не перевищує 400 м. Середня відстань від Землі 19 млн км (Holdron et al. 2013).



Рис. 1.1. Видима півкуля Місяця



Особливості руху Місяця. Можна вважати, що Місяць рухається по еліптичній орбіті з незначним ексцентриситетом 0,0549 і великою піввіссю 384399 км. Справжній рух Місяця набагато складніший. Для його розрахунку необхідно враховувати велику кількість факторів: сплюснутість Землі, вплив Сонця, яке притягає Місяць в 2,2 рази сильніше, ніж Земля. Уявляти рух Місяця навколо Землі потрібно як сукупність кількох рухів (Дагаєв 1978):

- обертання навколо Землі по еліптичній орбіті з періодом 27,32166 діб (сидеричний період);

- поворот площини місячної орбіти (її вузли – точки перетину орбіти з екліптикою) зміщуються на захід, роблячи повний оберт за 18,6 років. Цей рух прецесійний (Милашкевич 1939; Иванов 2002);

- поворот великої осі місячної орбіти – лінії апсид з періодом 8,8 року, відбувається в протилежному напрямку, тобто довгота перигею збільшується (Климишин, Корсунь (ред.) 2003);

- періодичні зміни нахилу місячної орбіти по відношенню до екліптики від $4^{\circ}59'$ до $5^{\circ}19'$;

- періодичні зміни розмірів місячної орбіти: перигею від 356,41 до 369,96 тис. км, апогею від 404,18 до 406,74 тис. км;

- поступове віддалення Місяця від Землі внаслідок припливного прискорення (Dickey et al. 1994; Stepaenson, Morrison 1995) (приблизно 4 см в рік), тобто його орбіта виглядає як спіраль, що повільно розкручується (Левин 2008).

Внутрішня будова Місяця. Власне поверхня Місяця вкрита так званим реголітом (місячним ґрунтом). Реголіт є сумішшю тонкодисперсного пилу і дрібних уламків, що утворилися внаслідок падіння дрібних й великих метеоритів (Орлова 1981; Витторов, Чесноков 1985). Склад реголіту істотно відрізняється в межах морських басейнів та материкових поверхнях (табл. 1):



Верхній шар Місяця є корою завтовшки до 60 км. Слід зауважити, що її товщину більш-менш правильно визначено тільки для регіонів котловин. Імовірно, великі материкові простори зворотного боку Місяця потужніші в 1,5 разу. Переважно кора складається з вивержених кристалічних гірських порід – базальтів. Базальти материкових та морських районів за своїм мінералогічним складом не тотожні і подекуди мають значні відмінності: материкові регіони здебільшого утворені світлою гірською породою – анортозитами, які майже цілком складаються з середнього і основного плагіоклазу з домішками піроксену, олівіну, магнетиту, титаномagnetиту тощо; кристалічні породи місячних морів подібні до земних базальтів і складені головно плагіоклазами і моноклінними піроксенами (авгітами) (Галкин 1977).

Таблиця 1

Хімічний склад місячного реголіту
(Цимбальникова и др. 1975)

Хімічний склад місячного реголіту, %		
Хімічні елементи	Доставлений «Луна-20»	Доставлений «Луна-16»
Si	20	20,0
Ti	0,28	1,9
Al	12,5	8,7
Cr	0,11	0,20
Fe	5,1	13,7
Mg	5,7	5,3
Ca	10,3	9,2
Na	0,26	0,32
K	0,05	0,12

Японським зондом «Kaguya» відкрито отвір на поверхні Місяця, який розташований поблизу вулканічного плато «Пагорби Маріуса». Припускають, що цей отвір веде до лавового тунелю під поверхнею Місяця. Діаметр отвору в межах 60–65 м, а



глибина понад 80 м (Haruyama et al. 2008). Більшість вчених вважає, що подібні отвори сформувалися в результаті неоднорідного затвердіння лавових потоків. Ці процеси, судячи з усього, проходили в періоди активної вулканічної та тектонічної діяльності на Місяці.

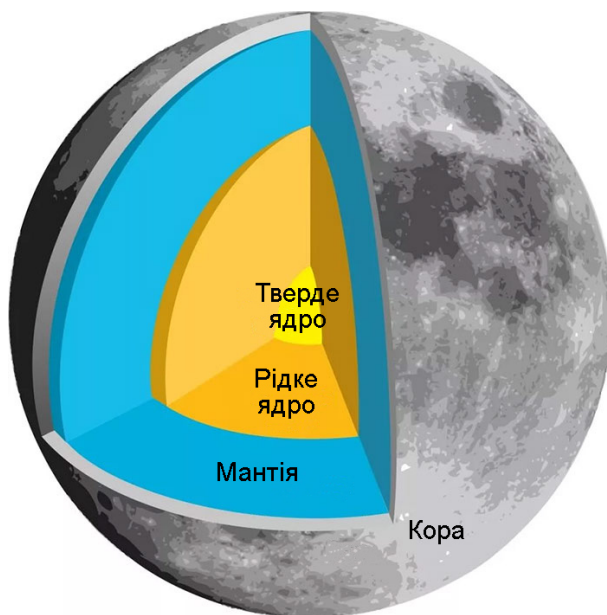


Рис. 1.2. Внутрішня будова Місяця

Під корою розташована мантия, яка, подібно до земної, умовно поділяється на верхню, середню та нижню. Товщина верхньої мантиї складає 250 км, середньої 500 км – її межа розташована на глибині близько 1000 км. До цього рівня швидкість поперечних хвиль однакова, що свідчить про її твердий та достатньо холодний стан (рис. 1.2). Склад верхньої мантиї, ймовірно, олівінопіроксеновий (Крупенио 1976, 1978). На більшій глибині зустрічається меліліт. На межі з нижньою мантиєю досяга-



ється температура плавлення. Саме на цій глибині спостерігається сильне поглинання сейсмічних хвиль (Латем и др. 1975). Ця область є місячною астеносферою. Центральну частину Місяця займає невелике рідке ядро, що не перевищує 300-350 км і через яке не проходять поперечні хвилі (Галкин 1988). Ймовірно, ядро складається із залізо-сульфідів, менш імовірним є свідчення про його залізний склад. Температура ядра варіює в межах 1300–1900 К (Сурдин 1977).

Атмосфера Місяця. Газова оболонка Місяця вкрай розріджена, не стала в часі та залежить від часу місячної доби – вночі в 1 см^3 знаходиться 10^5 частинок, а вдень – 10^4 . Вона в десять трильйонів разів менш щільна (тиск на поверхні приблизно 10 нПа), ніж земна атмосфера. Склад місячної атмосфери: водень, гелій, неон та аргон. Основними джерелами газів в місячній атмосфері є дегазація місячних порід, вулканізм та падіння метеоритів (перш за все мікрометеоритів). Місяць не здатен утримувати атмосферу через слабку гравітацію і постійно її втрачає (Сурдин 2018).

1.2. Коротка історія дослідження Місяця

Є непрямі свідчення, що перші карти Місяця могли створити ще древні греки та шумери (Церен 1976; Хаммонд 2008), та поки що таких замальовок не знайдено. Єдина карта Місяця до телескопічного етапу належить Вільяму Гілберту (1544-1603) (Zilsel 2000). У жовтні 1609 році Томас Харріот проводить перше відоме телескопічне спостереження Місяця. Ним відзначено, що поверхня Місяця не рівна і має попелясте забарвлення різних відтінків. Також ним виконана перша телескопічна замальовка супутника (Shirley 1983). В цьому ж році Галілео Галілей спостерігає Місяць у свій двадцятикратний телескоп і відкриває на його поверхні безліч деталей: гірські ланцюги, рівнини, кратери.



У цей період він визначає висоту окремих піднесенень по відкиданих ними тінях. Доводить, що поверхня Місяця зафарбована попелястими кольорами. Вважає, що світлі ділянки – суша, темні – моря (Lutz 2003). У 1645 році Міхаелем Флораном фон Лангреном була створена гравюра Місяця. Пізніше він планував випускати карти Місяця в тридцять різних фаз. Його наміри не були втілені в життя (Vyver, Van de 1971). У 1647 році Ян Гавелій вводить в науковий обіг назви місячних морів, гірських систем та деяких великих кратерів в опублікованій ним, на той час найбільш детальній, карті (Liberation of the Moon, Hevelius's Theory, and its Early Reception in England, 2011). На попередній карті 1645 року він навіть намагався відобразити місячні лібрації.



a



b

Рис. 1.3. Джованні Баттіста Річчолі (1598–1671) – італійський астроном (a); Франческо Марія Грімальді (1618–1663) – італійський єзуїт, фізик і астроном (b)



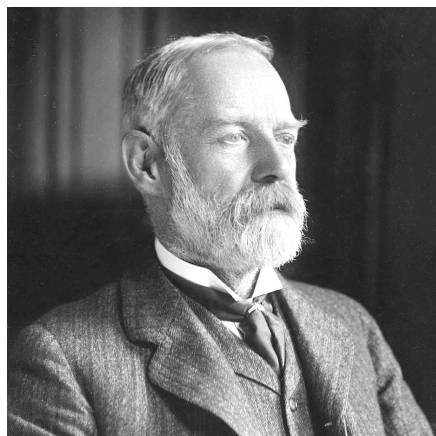
У 1651 році Д-Б. Річчолі та Ф-М. Грімальді пропонують розроблену ними систему назв об'єктів на поверхні Місяця і вводять назви великих місячних структур, які існують і по сьогоднішній день (Пчелов 1993; Graney 2012) (рис. 1.3). У 1671 році Жаном Пікаром досить точно визначено відстань Місяця від Землі – 385 600 км (Boquet 1925; Defossez 1946). Джоном Флемстідом в 1673 році складено точні таблиці руху Місяця (Birks 1999). У 1679 році Джованні Доменіко Кассіні створив достатньо детальну гравюру видимої півкулі Місяця (Cassini, Gian Domenico (Jean-Dominique) 2008). Лакайлом Н. та Лаландом Ж. в 1752 році вперше точно визначено паралакс Місяця (Price 2000). У 1753 році хорватський астроном Руджер Бошкович довів, що Місяць не має атмосфери (Годыцкий–Цвирко 1959). У 1772 році Леонард Ейлер закінчив розробку теорії руху Місяця – вже третю. В ній він пояснив усі відомі на той час нерівності (Эйлер 1934). У 1780 році Т.І. Майєр впорядковує доволі точну карту Місяця (похибка менша за 1,5''), яка вже містила координатну сітку. Ним були визначені координати 89 найбільших деталей рельєфу видимої півкулі Місяця (Delambre 1827). П.С. Лаплас в 1784 році відкрив причини прискорення Місяця (Воронцов-Вельяминов 1985). Йоганн Ієронім Шретер в 1802 році опублікував карту «*Selenotopografisches Fragmenten*» (Sheehan, Baum 1995). У 1811 Франсуа Араго відкрив поляризацію світла, що відбивається від Місяця. Були зроблені правильні висновки, що місячна поверхня, швидше за все, покрита шаром тонко подрібненого ґрунту. Територіям морів властива більша поляризація, ніж материковим поверхням (Arago 1888). Вільгельм Лорман в 1824 році представляє світові свою карту Місяця «*Topographie der sichtbaren Mondoberflaeche*» (Lohrmann et al. 1963). В 1824 році Францом фон Груйтуйзенем запропонована так звана «метеоритна теорія» походження місячних кратерів, яка пояснювала їх утворення падінням метеоритів та астероїдів (Zajaczkowski et al. 2003). І.Г. Медлер та В. Беєр в 1836 році



впорядковують першу детальну карту видимої півкулі Місяця діаметром 97,5 см з детальним її описом (Медлер 1862; Tipler 1988). У 1834 році Вільгельмом Беером та Йоганном Генріхом фон Медлером видана карта місяця «*Mappa Selenographica totam Lunae hemisphaeram visibilem complectens*» (Zdenek, Carder 1974). Daguerre (1839) виконує першу фотозйомку Місяця. В 1840 році Дж. У. Дрейпер отримує першу фотографію через телескоп (Зигель 1976). П. Пюїзе та М. Леві в 1874 році публікують перший фотографічний атлас Місяця, який вважався одним із найкращих у світі протягом 65 років (Пчелов 2012).



а



б

Рис. 1.4. Йоганн Фрідріх Юліус Шмідт (1825–1884) – німецький астроном і геофізик (а); Джордж Дарвін (1618–1663) – англійський астроном і математик, член Лондонського королівського товариства (б)

У 1876 році в Лондоні виходить карта Місяця Едмунда Нейсона «*The Moon*» (Jones 1941). В 1878 році Юліус Шмідт впорядковує детальну карту видимої півкулі Місяця діаметром 2 м. На «Карту Місячних гір» нанесено 32 856 місячних кратерів



(рис. 1.4а). Ця карта і тепер вважається однією з найкращих і найдетальніших карт місячної поверхні (Günther 1890). Джордж Дарвін в 1879 році запропонував першу теорію походження Місяця. Її суть полягає в тому, що Земля колись оберталася настільки швидко, що скинула з себе частину речовини, яка з часом модифікувалася в природний супутник (De Lury 1913; Brown 1916) (рис. 1.4b). В 1895 році в Лондоні публікується карта Місяця Томаса Гуїна Елджера «*The Moon*» (Garfinkle 2006). В 1898 році в світ виходить атлас Місяця Яна Крейгера «*Mond-Atlas*» (Whitaker 2003). В 1915 році Едісон Петтіт виконує перше вимірювання поверхневої температури на Місяці й встановлює наявність пилу на його поверхні (Nicholson 1962). Anděl (1926) в Празі видає свою карту Місяця «*Mappa Selenographica*». В 1937 році К.П. Станюкович доводить, що при ударах метеоритів та астероїдів з космічними швидкостями відбуваються вибухи, які призводять до «випаровування» не тільки самого ударника а й частини гірських порід в місці падіння. Вибухова теорія остаточно розроблялася самим вченим в 1947–1960 рр. Пізніше – його послідовниками (Станюкович, Федьинский 1947). В 1946 році групами вчених Угорщини та США здійснені перші спроби радіолокації Місяця. В результаті відкрито теплове радіовипромінювання Місяця на довжині хвилі 1,25 см, яке вже відчувалося з глибини 40 см (Кроти́ков, Троицкий 1963). Сытинская (1956) запропонувала метеоритно-шлакову теорію формування місячного ґрунту. Згідно із цією теорією, тепло, що передається при ударі падаючого тіла поверхневому покриву – місячному реголіту, витрачається не тільки на його розплавлення та випаровування, а й на утворення так званих «шлаків», які проявляють себе у формуванні кольорових особливостей поверхні Місяця. В 2002 році Робін Кенап висунув на сьогоднішній день загальноприйнятую теорію виникнення Місяця. Її суть в тому, що коли планети, які існують у Сонячній системі, ще тільки формувались, якесь космічне тіло розміром з Марс під тупим кутом зітк-



нулося з Землею, яка на той час майже сформувалася. При цьому легші речовини поверхневих шарів Землі повинні були відірватися від неї та сформувати навколо планети кільце, більша частина якого протягом швидкого часу випала назад на Землю. Та частина, що залишилася, з часом проеволюювала в природний супутник шляхом акреції ([Hartmann, Davis 1975](#)). В 2007 році відкрито, що Місяць здатен накопичувати на своїй поверхні статичний струм включно до 4500 вольт ([Maurice et al. 2004](#); [Sarantos et al. 2008](#)).

1.3. Космічні дослідники Місяця. Хронологія польотів

Луна-1 (02.01.1959). Перший політ до Місяця ([рис. 1.5a](#)). Станція пройшла за 5000 км від супутника, виявила відсутність у нього магнітного поля, вийшла на геліоцентричну орбіту (навколо Сонця), ставши першою штучною планетою, яку назвали «Мрія» ([Crawford, Joy 2014](#)).

Pioneer-4 (03.03.1959). Проліт за 60 000 км від Місяця і вихід на геліоцентричну орбіту ([Neal 2008](#)).

Луна-2 (12.09.1959). Перший переліт із Землі на Місяць. Станція досягла місячної поверхні 14 вересня 1959 року. Район її падіння в Морі Дощів одержав назву Затока Місячника ([Левантовский 1980](#)).

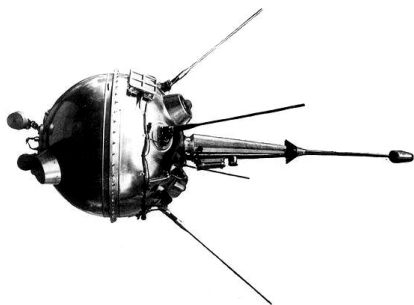
Луна-3 (04.10.1959). Вперше сфотографована зворотна сторона Місяця. 7 жовтня 1959 року було знято 2/3 півкулі, невидимої із Землі. Знімки передані на Землю по радіо ([Голованов 1994](#)).

Ranger-3 (26.01.1962). Невдала спроба телезйомки місячної поверхні. Станція не досягла Місяця, пройшовши за 36 700 км від неї ([Snyder 2001](#)).

Ranger-4 (23.04.1962). Друга невдала спроба телезйомки Місяця зблизька. Станція впала на зворотну сторону Місяця,



ставши першою американською станцією, що досягла Місяця ([Ranger 4 Moon crash 1962](#)).



a



b

Рис. 1.5. Луна-1 (a); Ranger-7 (b)

Ranger-5 (18.10.1962). Третя невдала спроба телезйомки Місяця зблизька. Станція вийшла на геліоцентричну орбіту, пролетівши за 725 км від поверхні Місяця ([Kolcum 1963](#)).

Луна-4 (02.04.1963). Перша АС 2-го покоління, які були призначені для м'якої посадки на Місяць. Вони були порівняно невеликими (маса близько 100 кг). Станція не досягла Місяця: пройшовши за 8500 км від нього, вона вийшла на геліоцентричну орбіту ([Ефанов, Долгополов 2016](#)).

Ranger-6 (30.01.1964). Четверта невдала спроба телезйомки Місяця зблизька. Станція впала в районі Моря Спокою за 30 км від розрахункової точки ([Strasser 1964](#)).

Ranger-7 (28.07.1964). Вперше виконана детальна телезйомка Місяця зблизька під час падіння станції на Місяць ([рис. 1.5b](#)). Передано по радіо на Землю 4300 знімків, зроблених



з висоти від 2000 км до 440 м в північно-західному районі Моря Хмар, який на честь цієї події був названий Морем Пізнаним. На останніх знімках видно кратери діаметром менше 1 м (Kuiper 1965).

Ranger-8 (17.02.1965). Друга детальна телезйомка. Одержано 7100 знімків з висоти від 2500 км до 160 м на район Моря Спокою (Kuiper 1965).

Ranger-9 (21.03.1965). Третя детальна телезйомка. Одержано 5800 знімків з висоти від 2300 км до 600 м над гористим районом місячного материка в центральній частині видимої півкулі, де за спостереженнями із Землі передбачалася вулканічна активність. Виявлені невеликі кратери, оточені темним гало (можливі джерела виділення газу з надр) (Kuiper 1965).

Луна-5 (09.05.1965). Вперше випробувана система м'якої посадки, але посадка вийшла жорсткою, станція розбилася в районі Моря Хмар (Бронников 1966).

Луна-6 (08.06.1965). Невдала спроба м'якої посадки. Станція пройшла за 160000 км від Місяця і вийшла на геліоцентричну орбіту.

Зонд-3 (18.07.1965). Сфотографовано 1/3 частину зворотної сторони Місяця, що залишилася невідомою і саме це дозволило створити першу повну карту і глобус Місяця (зі значними «білими плямами» поблизу полюсів) (Вернов и др. 1966).

Луна-7 (04.10.1965). Невдала спроба м'якої посадки: станція розбилася в районі Океану Ураганів, на захід від кратера Кеплер.

Луна-8 (03.12.1965). Невдала спроба м'якої посадки, завершене відпрацювання систем, але посадка в Океані Ураганів, на південь від кратера Галілей, виявилася жорсткою.

Луна-9 (31.01.1966). Вперше в світі 3 лютого 1966 року виконана м'яка посадка на Місяць. Станція (маса 100 кг) встановила, що місячна поверхня тверда, на ній немає багатометрового шару пилу. Передані телевізійні панорами місячного ландшаф-



ту, показали деталі поверхні (розмір до 1 мм). Район посадки станції на рівнинній ділянці в Океані Ураганів одержав назву Рівнина Роботи посадки на місяць (Davies 1966).

Луна-10 (31.03.1966). Перший в світі штучний супутник Місяця. Вперше одержані дані про загальний хімічний склад Місяця за характером гамма-випромінювання її поверхні. Зроблено 460 обертів навколо Місяця. Зв'язок припинився 30 травня 1966 року (Dolginov 1967).

Surveyor-1 (30.05.1966). Перша американська м'яка посадка на Місяць. Телефотозйомка місцевості біля точки посадки на рівнині в районі Океану Ураганів, на північ від кратера Флемстід. Вивчення механічних властивостей ґрунту. Робота тривала до 7 січня 1967 року (Jaffe 1967).

Explorer-33 (01.07.1966). Спроба створення штучного супутника Місяця. Станція замість місячної орбіти вийшла на геоцентричну орбіту (навколо Землі), що охоплює і Землю, і Місяць (Behannon 1968).

Lunar Orbiter-1 (10.08.1966). Перший американський штучний супутник Місяця. Детальне фотографування ділянок для висадки людей на видимій стороні. Оглядова зйомка зворотної сторони (Smith et al. 2010).

Луна-11 (24.08.1966). Другий радянський штучний супутник Місяця. Дослідження гравітаційного поля і гамма-випромінювання. Вивчена метеоритна і радіаційна обстановка поблизу Місяця. Зроблено 277 обертів. Зв'язок припинився 1 жовтня 1966 року (Яковлев, Ефимов 1967).

Surveyor-2 (20.09.1966). Невдала спроба м'якої посадки.

Луна-12 (22.10.1966). Третій радянський штучний супутник Місяця. Продовження досліджень навколomisячного простору. Зроблено 602 оберти. Зв'язок припинився 19 січня 1967 року (Аким, Власова 1977).

Lunar Orbiter-2 (06.11.1966). Другий американський штучний супутник Місяця. Детальне фотографування ділянок для



висадки людей на видимій стороні. Оглядова зйомка зворотної сторони (Quaide, Oberbeck 1968).

Луна-13 (21.12.1966). Друга радянська м'яка посадка на Місяць. У районі Океану Ураганів, на рівнині біля кратера Сельовк, досліджені фізико-механічні властивості місячного ґрунту. Через певні проміжки часу зроблено 5 панорамних зображень місцевості навколо станції, на яких добре помітно, як змінюється вигляд поверхні при різній висоті Сонця над місячним горизонтом (Галимов 2004).

Lunar Orbiter-3 (05.02.1967). Третій американський штучний супутник Місяця. Детальне фотографування ділянок для висадки людей на видимій стороні. Оглядова зйомка зворотної сторони Місяця (Liu, Laing 1971).

Surveyor-3 (17.05.1967). Друга американська м'яка посадка на Місяць. Дослідження властивостей поверхні на рівнині в Океані Ураганів на південний схід від кратера Лансберг (Shoemaker et al. 1968).

Lunar Orbiter-4 (04.05.1967). Четвертий американський штучний супутник Місяця. Виконана глобальна зйомка Місяця (98% видимого і 96% зворотної півкулі) з детальністю, що набагато перевищує можливості спостережень із Землі (Elston et al. 1971).

Surveyor-4 (14.07.1967). Невдала спроба м'якої посадки.

Explorer-35 (19.07.1967). П'ятий американський штучний супутник Місяця. Вивчення міжпланетного магнітного поля, сонячної плазми і метеорних потоків у околицях Місяця (Lyon et al. 1967).

Lunar Orbiter-5 (01.08.1967). Шостий американський штучний супутник Місяця. Детальна зйомка важливих для геологічного вивчення об'єктів поверхні. Оглядова зйомка зворотної півкулі для створення глобальної карти (Chapman et al. 1970).



Surveyor-5 (08.09.1967). Третя американська м'яка посадка на Місяць. Дослідження рівнинної ділянки Моря Спокою на схід від кратера Сабін. Через 2 роки в цьому районі з «Apollo-11» висадилася перша місячна експедиція (Lucas et al. 1968).

Surveyor-6 (07.11.1967). Четверта американська м'яка посадка на Місяць. Вивчення рівнинної місцевості в центрі видимої півкулі (Затока Центральна) (Wys 1968).

Surveyor-7 (07.01.1968). П'ята американська м'яка посадка. Вперше виконана в гористому материковому районі у південній півкулі (Patterson et al. 1969).

Луна-14 (07.04.1968). Четвертий радянський штучний супутник Місяця. Вивчення гравітаційного поля Місяця (Аким, Власова 1977).

Зонд-5 (15.09.1968). Випробування корабля (аналог «Союзу») для пілотованого польоту навколо Місяця. Перші живі істоти (степові черепахи), що облетіли Місяць на відстані 1950 км і повернулися на Землю 21 вересня 1968 року (Ваулина 1971).

Зонд-6 (10.11.1968). Випробування корабля для пілотованого польоту навколо Місяця. Обліт Місяця на відстані 2400 км і повернення на Землю 17 листопада 1968 року. Вперше після обльоту Місяця здійснена посадка не в океан, а на сушу (Казахстан, на південний захід від Джезказгана). Проте, через передчасне відділення парашута станція впала на Землю з висоти 5 км і розбилася, що стало причиною відміни польоту навколо Місяця двох космонавтів, запланованого для наступного запуску аналогічної станції (Шпекин 1984).

Apollo-8 (21.12.1968). Перший політ людей навколо Місяця. Астронавти Ф. Борман, Дж. Ловелл і У. Андерс зробили 10 обертів навколо Місяця, виконали детальну зйомку передбачуваних районів висадки експедицій і провели спостереження місячної поверхні. 27 грудня 1968 року відсік з екіпажем приводнився в Тихому океані (Салахутдинов 1988).



Apollo-10 (18.05.1969). Другий політ людей навколо Місяця. Астронавти Т. Стаффорд і Дж. Янг відокремилися в місячному модулі від основного корабля, де залишався Ю. Сернан, і протягом 8 годин здійснювали роздільний політ, знижуючись до висоти 15 км над місячною поверхнею. Зроблений 31 оберт навколо Місяця, зроблена репетиція всіх етапів польоту на Місяць, окрім самої посадки на поверхню. Корабель повернувся на Землю 26 травня 1968 року (Oberbeck 1975).

Луна-15 (13.07.1969). Перша спроба автоматичної доставки місячного ґрунту. Станція розбилася при посадці в південній частині Моря Криз 21 липня – того ж дня, коли екіпаж «Apollo-11» вийшов на місячну поверхню. Перша станція 3-го (і поки останнього) покоління. Це великі станції (маса 1500 - 2000 кг), що складаються з двох частин: власне станції (різної у кожному випадку) і універсальної платформи з 4 лапами-опорами, що забезпечує посадку на поверхню (Бажинов и др. 1981).

Apollo-11 (16.07.1969). Перша експедиція людей на Місяць. Астронавти Н. Армстронг і Е. Олдрін у місячному модулі «Eagle» 20 липня 1969 року зробили посадку на Місяць, а 21 липня вперше вийшли на місячну поверхню (рис. 1.6). Вони провели на Місяці 21,5 години, з них 2,5 години – поза місячною кабіною під час одноразового виходу. Зібрано 22 кг зразків мінералів і ґрунту. На поверхні залишені сейсмометр для спостереження за місяцетрусами і лазерним відбивачем для локації із Землі. Район посадки на рівнинній ділянці Моря Спокою одержав назву База Спокою. Місячна кабіна зістикувалася з командним модулем «Columbia», в якому знаходився астронавт М. Коллінз, що чекав своїх колег на навколomisячній орбіті. 24 липня 1969 року відсік з екіпажем приводнився в Тихому океані (Watkins 2006).

Зонд-7 (08.08.1969). Випробування корабля для пілотованого польоту. Облетівши навколо Місяця, станція приземлилася



14 серпня 1969 року (Казахстан, на південь від Кустанаю) (Валеев 1980).

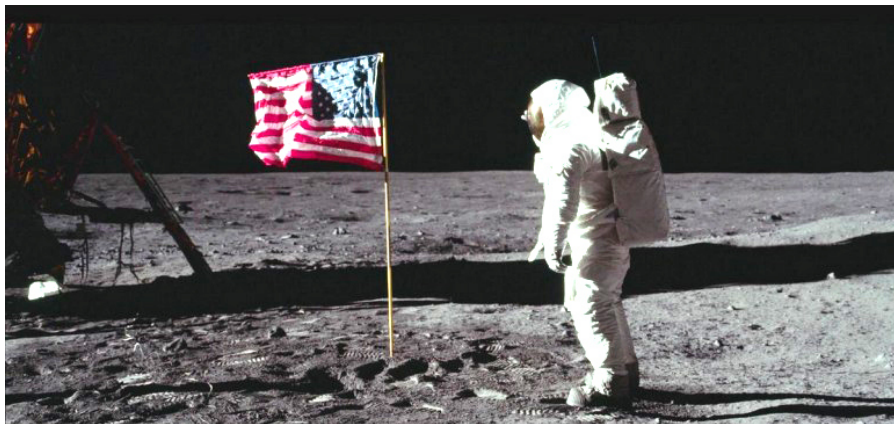


Рис. 1.6. Місія Apollo-11

Apollo-12 (14.11.1969). Друга експедиція людей на Місяць. 19 листопада 1969 року Ч. Конрад і А. Бін в місячному модулі «Intrepid» виконали посадку в рівнинному районі Океану Бурі. Р. Гордон залишався на орбіті в командному модулі «Yankee Clipper». Астронавти провели на Місяці 37,5 години, з них близько 8 годин поза кабіною, віддаляючись від неї до 500 м під час двох виходів на поверхню. Зібрано 34 кг геологічних зразків. Пройшовши 160 м, астронавти підійшли до станції «Surveyor-3», що знаходилася на Місяці вже 2,5 року, і демонтували деякі деталі для дослідження їх на Землі. На Місяці залишена наукова апаратура. 24 листопада 1969 року приводнилися в Тихому океані (Roedder, Weiblen 1971).

Apollo-13 (11.04.1970). Невдала експедиція. По дорозі до Місяця трапилася аварія: через збій в системі терморегулювання в руховому відсіку вибухнув балон з киснем. Це вивело з ладу систему життєзабезпечення в командному модулі «Odyssey».



Астронавти перейшли в місячний модуль «Aquarius», який став для них космічною рятувальною шлюпкою. Посадка на Місяць була скасована. Облетівши навколо Місяця і провівши її фотографування, астронавти Дж. Ловелл, Дж. Суїджерт і Ф. Хейс 17 квітня 1970 року приводнилися в Тихому Океані ([Lovell, Kluger 1994](#)).

Луна-16 (12.09.1970). Перша автоматична доставка місячного ґрунту (100 г) на Землю. М'яка посадка на рівнину в районі Моря Достатку, за 100 км на захід від кратера Уебб, буріння поверхні Місяця на глибину 35 см, зліт з Місяця, посадка на Землю 24 вересня 1970 року (Казахстан, Дзержкаган) ([Алексеев, Лебедев 1972](#)).

Зонд-8 (20.10.1970). Випробування корабля для пілотованого польоту навколо Місяця. Фотографування південної частини зворотної сторони Місяця з дуже великою детальністю. Фотоплівка доставлена на Землю 27 жовтня 1970 року після приводнення станції в Індійському океані ([Шпекін 1984](#)).

Луна-17 (10.11.1970). Перший автоматичний самохідний апарат «Луноход-1» (маса 756 кг) доставлений на Місяць ([рис. 1.7](#)). За 10 місяців (11 місячних днів) проїхав по ній 10,5 км, проводячи вивчення рівнинної місцевості на південь від Затоки Веселки в Морі Дощів. Розрахунковий термін роботи на Місяці перевищений більш ніж втричі. Одержано більше 200 детальних панорамних знімків місячних ландшафтів, вивчені механічні характеристики ґрунту в 500 точках, а також хімічний склад ґрунту в десятках пунктів. Апарат управлявся із Землі екіпажем з 5 чоловік, для цього з Місяця було передано більше 20 тис телезнімків невеликих ділянок, що розташовувалися по шляху проходження. Лазерна локація із Землі встановленого на місяцеході французького відбивача дозволила зміряти відстань від Землі до Місяця з точністю до 3 м ([Карачевцева та ін. 2012](#)).

Apollo-14 (31.01.1971). Третя експедиція людей на Місяць. А. Шепард і Е. Мітчелл 5 лютого 1971 року висадилися на пове-



рхню в місячному модулі «Antares», С. Руса чекав їх на орбіті в командному модулі «Kitty Hawk». У горбистій місцевості на північ від кратера Фра-Мауро (околиця Океану Бурі) астронавти провели 33,5 години, зокрема 9,5 години поза кабіною під час двох виходів на поверхню. Зібрано 42 кг зразків гірських порід і ґрунту. На Місяці встановлена наукова апаратура. Повернулися на Землю 9 лютого 1971 року (Shayler 2002).

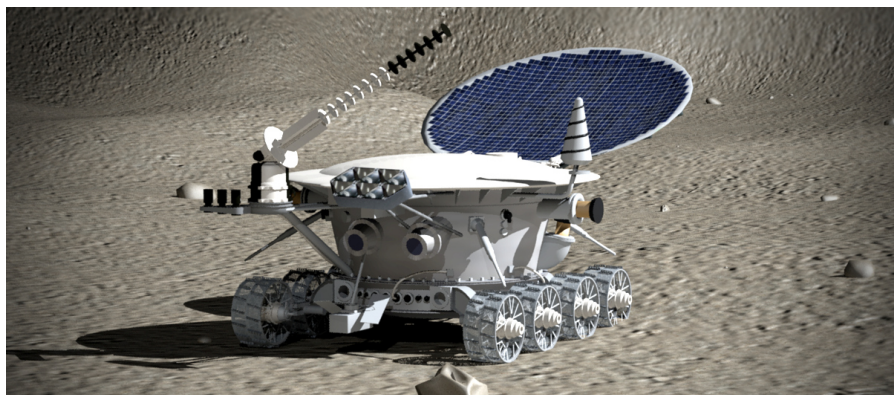


Рис. 1.6. «Луноход-1»

Apollo-15 (26.07.1971). Четверта експедиція людей на Місяць. Д. Скотт і Дж. Ірвін знаходилися на поверхні з 30 липня по 2 серпня 1971 року. А. Уорден літав навколо Місяця в командному модулі «Endeavour». Астронавти провели на Місяці 67 годин, з них 19 годин поза кабіною модуля «Falcon». Досліджена ділянка на межі між рівнинною і гірською місцевостями на східному краю Моря Дощів. Під час трьох виходів на поверхню астронавти вперше пересувалися на всюдиході, віддаляючись до 5 км від точки посадки і проїхавши загалом 30 км зі швидкістю до 16 км/год. Зібрано 77 кг геологічних зразків. Залишені наукові прилади для спостережень і передачі даних на Землю. Приво-



днилися в Тихому океані 7 серпня 1971 року ([Langseth et al. 1972](#)).

Луна-18 (02.09.1971). Невдала посадка в гірському районі. Доставка ґрунту не відбулася.

Луна-19 (28.09.1971). П'ятий радянський штучний супутник Місяця досліджував навколомісячний простір і вів телезйомку Місяця ([Аким, Власова 1977](#)).

Луна-20 (14.02.1972). Друга автоматична доставка місячного ґрунту (50 г) на Землю. Зразок узятий шляхом буріння на глибину 35 см в гірському районі місячного материка між Морем Достатку і Морем Криз. Повернення на Землю 25 лютого 1972 року (Казахстан, Дзержкаган) ([Галкин, Шварев 1977](#)).

Apollo-16 (16.04.1972). П'ята експедиція людей на Місяць. 21 квітня 1972 року Дж. Янг і Ч. Дьюк в місячному модулі «Orion» опустилися на Місяць, Т. Маттінглі знаходився на орбіті в командному модулі «Casper». Перша експедиція в материкову область Місяця. Вивчена ділянка плато поблизу кратера Декарт в центральній частині видимої півкулі. Астронавти Булі на Місяці 71 годину, зокрема 20 годин поза кабіною при трьох виходах на поверхню. Вони проїхали на всюдиході 27 км, віддаляючись від точки посадки до 4 км, і зібрали 97 кг зразків місячних порід. 24 квітня 1971 року стартували з Місяця, залишивши на ній комплект наукових приладів. Повернулися на Землю 27 квітня 1972 року ([Chaikin, Kohl 2009](#)).

Apollo-17 (07.12.1972). Шоста (і поки остання) експедиція людей на Місяць. 11 грудня 1972 року командир Ю. Сернан і перший геолог на Місяці Х. Шмітт висадилися на поверхню в місячному модулі «Challenger», а Р. Еванс залишався на орбіті в командному модулі «America». Астронавти провели 75 годин на східній околиці Моря Ясності, в міжгірній долині «Тавр-Літтров». Найтриваліше перебування людей на Місяці. Вони тричі виходили з місячної кабіни, провівши зовні її 22 години. На всюдиході віддалялися до 3 км в різні боки від точки посад-



ки, проїхавши загалом 30,5 км. Зібрано 110 кг геологічних зразків. Стартували з Місяця 14 грудня 1972 року, залишивши на поверхні наукову апаратуру. Експедиція, що завершила програму «Аполлон», повернулася на Землю 19 грудня 1972 року (Wilhelms 1993; Apollo 17 Press Kit 1972).

Луна-21 (08.01.1973). На Місяць доставлений «Місяцехід-2» (маса 840 кг). За 4 місяці проїхав по Місяцю 37 км, проводячи вивчення місцевості в кратері Лемоньє на східному березі Моря Ясності. Одержано 86 детальних телепанорам місцевості, а також більше 80 000 телезнімків, що передавалися кожні 3 секунди, із зображенням невеликих ділянок уздовж траси, по яких екіпаж із Землі з 5 людей вибирав маршрут руху. Лазерна локація із Землі встановленого на місяцеході відбивача дала високоточні визначення параметрів орбіти Місяця. Вивчено зміну механічних властивостей і хімічного складу ґрунту в зоні переходу від «морської» рівнини до піднесеності материка (Бажинов, и др. 1981).

Луна-22 (29.05.1974). Шостий радянський штучний супутник Місяця. Вивчення гравітаційного поля Місяця, телезйомка поверхні (Аким, Власова 1977).

Луна-23 (28.10.1974). Невдала посадка на Місяць в південній частині Моря Криз, пошкоджено буровий пристрій, доставка ґрунту не відбулася (Аким, Энзев 2010).

Луна-24 (09.08.1976). Третя автоматична доставка місячного ґрунту (150 г) на Землю. Буріння виконане на глибину 2,5 м в рівнинній області поблизу кратера Фаренгейт в Морі Криз. Посадка на Землю 22 серпня 1976 року в Західному Сибіру (Хисина и др. 2011).

Hiten (24.01.1990). Перший японський штучний супутник Місяця. Працював на орбіті 3 роки, досліджуючи гравітаційне поле Місяця спільно із запущеним з його борту маленьким (12 кг) допоміжним супутником «Hagoromo». Впав на Місяць 11 квітня 1993 року (Koon et al. 2001).



Clementine (25.01.1994). З орбіти штучного супутника Місяця виконана перша глобальна зйомка Місяця в різних частинах спектра для вивчення мінералогічного складу. Перше детальне вимірювання висот на всій поверхні Місяця лазерним висотоміром і отримання глобальної карти рельєфу (Nozette, et al. 1994).

AsiaSat 3/HGS-1 (24.12.1997). AsiaSat 3 – супутник зв'язку, призначений для розподілу послуг телезв'язку. При виведенні на орбіту допустили помилку, супутник після цього перекупили і перейменували в HGS-1. Успішно використаний для подвійного обльоту Місяця (Ocampo 2005).

Lunar Prospector (07.01.1998). Проведені дистанційні вимірювання хімічного складу поверхні Місяця з орбіти її штучного супутника. Виявлено можливу наявність льоду H_2O у деяких кратерах поблизу полюсів. При керованому падінні станції в кратер Шумейкер (31 липня 1999 року) на поверхню Місяця була доставлена капсула, що знаходилася на борту, з прахом американського планетолога Ю. Шумейкера, піонера геологічних досліджень Місяця (Berezhnoy et al. 2006).

SMART-1 (30.09.2003). Перша автоматична станція ESA для дослідження Місяця. Водночас, це унікальна дослідницька станція нового типу, перша в новій програмі ESA під назвою Small Missions for Advanced Research in Technology. В ході виконання програми виконано апробацію цілого ряду нових технологій, наприклад, зв'язок в Ка-діапазоні і лазерному зв'язку, автономна навігація і багато іншого. Це перший в світі космічний апарат з іонними двигунами. Апарат Smart-1 важить всього 370 кг. Чималу роль в зменшенні ваги зонда зіграло використання новітнього іонного двигуна. На відміну від звичайного реактивного двигуна на хімічному паливі, замість двох спалюваних реагентів іонному двигуну потрібен тільки один, в даному випадку газ Ксенон (Xe) (Koppel et al. 2005).



Selene (Selenological and Engeneering Explorer) (14.09.2007). («Селенологічний та інженерний дослідник») – спільний проєкт Національного космічного агентства NASDA й інституту ISAS. Після запуску з японського космодрому Танегасима один рік роботи на орбіті заввишки 100 км над Місяцем. 15 наукових приладів для вивчення хімічного складу і висот поверхні, глибинної будови, магнітного і гравітаційного поля, космічного пилу. Для радіозв'язку зі станцією в періоди, коли вона буде прихована за Місяцем, передбачені два маленьких супутники-ретранслятори ([Matsumoto et al. 2009](#)).

Чаньє-1 (24.10.2007). Метою станції були комплексні дослідження Місяця ([Li et al. 2010](#)).

Чандраян-1 (22.10.2008). Автоматична станція проводила комплексні дослідження. Здійснено першу для Індії жорстку посадку на поверхню Місяця ([Pieters et al. 2009](#)).

Lunar Crater Observation and Sensing Satellite (19.06.2009). Основна робота космічної станції була спрямована на визначення хімічного складу ґрунту в районі південного полюсу Місяця ([Colaprete et al. 2012](#)).

19.06.2009 «**Lunar Reconnaissance Orbiter**». Метою автоматичної космічної станції були комплексні дослідження поверхні Місяця ([Vondrak 2012](#)).

01.10.2010 «**Чаньє-2**». Основна мета КС – провести комплексні дослідження та вибрати оптимальне місце для посадки місячного апарату «Чаньє-3» ([Ip et al. 2014](#)).

10.09.2011 «**Gravity Recovery and Interior Laboratory**». КА працював за програмою вивчення гравітаційного поля Місяця та його внутрішньої будови. На основі отриманих даних проведена реконструкція його теплової історії. Програма реалізовувалася за допомогою двох апаратів: «Ебб» та «Флоу». За допомогою апаратів «Grail» встановлено, що товщина місячної кори занадто переоцінена ([GRAIL Launch 2011](#)).



07.09.2013 «**Lunar Atmosphere and Dust Environment Explorer (LADEE)**». Перед КА були поставлені цілі вивчення місячної атмосфери та випробовування в області наднових технологій. Були проведені експерименти з оптичним зв'язком. Вони виявилися напрочуд успішними – апарату вдалося встановити світовий рекорд швидкості передачі даних в 622 мегабіти в секунду ([LADEE Launch 2013](#)).

01.12.2013 «**Чаньє-3**». Головна ціль станції – доставка на Місяць першого китайського місяцехода «Юйту» і першого місячного телескопа. Серед задач станції передбачалося також зондування рельєфу та вивчення геологічної будови Місяця, виявлення корисних копалин та спостереження за земною іоносферою з поверхні супутника ([Ip et al. 2014](#)).

23-31.10.2014 «**Чаньє-5Т1**» та «**Manfred Memorial Moon Mission**». Перша АМС Китаю, що містила модуль для повернення назад на Землю. Цей модуль по суті являє собою зменшену копію радянського корабля для пілотованих польотів навколо місяця «Л1» («Зонд»). Разом з Чаньє-5 була запущена перша приватна місячна АМС Manfred Memorial Moon Mission ([Ruy et al. 2014](#)).

Чаньє-4 (07.12.2018). Подібна до Чаньє-3 китайська місія, що доставила на поверхню нашого супутника другий китайський місяцехід та четвертий за рахунком китайський супутник дистанційного зондування Місяця. Місія складалася з орбітального апарата, місяцехіда «Юйту-2» і спускної платформи. Була успішною місією ([Wu et al. 2019](#)).

Beresheet (01.03.2019). Перший космічний апарат для м'якої посадки на Місяць, побудований на приватні інвестиції. Під час посадки апарат розбився об поверхню Місяця ([Gibney 2019](#)).

Чандраян-2 (22.07.2019). Чергова індійська місячна місія. Космічний апарат складався з орбітального модуля, головною задачею якого здійснення картування місячної поверхні й посадкового «Вікарма», призначеного для вимірювань місяцетрусів.



Під час посадки модуль «Вікарм» розбився (Goswami, Annadurai 2011).

Чаньє-5 (23.11.2020). Цілком успішна місія, головною задачею якої було доставлення на Землю зразків місячного ґрунту. 16 грудня 2020 року капсула з 1,73 кг зразків успішно приземлилась у Внутрішній Монголії (Qian et al. 2018).

1.4. Географічна (анагліфосферна) оболонка Місяця

Анагліфосферу формує простір, який окреслюється кривими площинами, насадженими на максимальні та мінімальні точки множини профілів. Іншими словами, анагліфосфера – це сфера рельєфу, яка визначається множиною профілів, проведених паралельно один одному, дотичних між собою, на максимальні та мінімальні точки яких насаджені криві площини. Отже, анагліфосфера – це сфера рельєфу, а в нашому випадку і географічна оболонка (ГО) Місяця. Але вона не обмежується полем висот і не є однією площиною (гіпсометричною), а шаром, що розміщений між максимальною та мінімальною площинами поверхні (рис. 1.7) (Кирилюк 2012а). У зв'язку з такою ситуацією пропонуємо для виділення ГО планет місячного типу застосовувати анагліфосферний підхід (з лат. *anaglyphon* – рельєф та *sphaera* – сфера) і ототожнювати ГО Місяця з анагліфосферним шаром (рис. 1.8) (Kyryliuk, Kholiavchuk 2017).

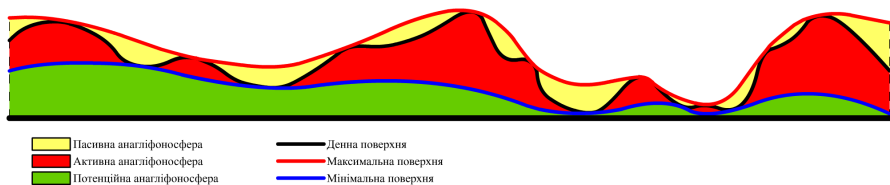


Рис. 1.7. Схема анагліфосферного континууму



Основним методом для побудови максимальної та мінімальної площин анагліфоносфери і, як наслідок, її розмаху є метод дотичних профілів. Цей метод ґрунтується на визначенні максимальних та мінімальних відміток у межах профілів, складених у площинну пряму, яка буде дотичною з наступною аналогічною прямою й у сумі сформує множину профілів. Інтерполяція максимальних відміток є підставою для побудови максимальної кривої площини анагліфоносфери, інтерполяція мінімальних – мінімальної площини, а інтерполяція їх різниць – моделі розмаху анагліфоносфери (Кирилюк 2016).

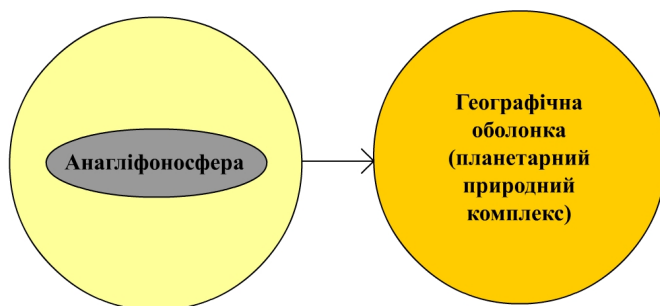


Рис. 1.8. Спрощена модель географічної оболонки Місяця

В ідеальному випадку максимальним відміткам повинні відповідати молоді рельєфні утворення, які сформовані під впливом ендегенних процесів й у рельєфі проявляють себе як додатні форми, що не зазнали інтенсивного екзогенного впливу. Мінімальним – навпаки, ділянки, які піддалися інтенсивному впливу екзогенних процесів і проявляються як від’ємні форми. На практиці ситуація з вибором мінімальних та максимальних відміток докорінно відрізняється. Це стосується не лише поверхні Місяця, а й інших планет земної групи, оскільки максимальні форми рельєфу можуть формувати не тільки ендегенні процеси, а й екзогенні та навпаки. Наприклад, напірні вали кратерів є



не чим іншим, як додатною формою рельєфу, створеною екзогенним чинником – падінням метеоритного або астероїдного тіла. В умовах Землі та Марса й незначної частини Венери такими формами рельєфу є цілий ряд еолових утворень: дюни, бархани тощо. Для Землі та Марса характерні гляціальні форми, які також є наслідком впливу екзогенних процесів: друмлини, моренні пасма тощо. Що ж стосується мінімальних відміток, то їх, аналогічно до попередньої групи, формують не виключно екзогенні процеси, а й ендегенні. Наприклад, більша частина меркуріанських і місячних морів вкрита системою тріщин різної складності. У рельєфі вони проявляють себе як від'ємні форми, але природа їх виключно ендегенна, що пов'язано, здебільшого, із тріщинуватістю лавових покривів при неоднорідному їх остиганні під час формування морських басейнів та очевидних рухах окремих, уже остиглих поверхневих блоків морів, по ще розплавлених нижчих шарах на початкових етапах свого формування. У випадку Землі, Венери та Марса такими формами рельєфу є днища кратерів ефузивних вулканів, молоді тектонічні розломи, окремі частини геосинклінальних поясів, епейрогенічні зони тощо. Такі порушення порівняно однорідного анагліфоносферного шару вносять специфічні колізії, порушуючи однорідність шару. У такому випадку мова йде про інверсію анагліфоносфери.

Основні характеристики, якими описується анагліфоносфера, можна згрупувати в такі позиції: безперервність, динаміка, потужність (розмах), ерозійний потенціал.

Безперервність. Анагліфоносферний шар є безперервним сферичним континуумом, який охоплює всю поверхню планети, незалежно від пануючої на ній сфери.

Динаміка. Вигляд та метричні характеристики анагліфоносфери завжди змінюються під впливом ендегенних та екзогенних процесів, які постійно впливають на розвиток максимальних і мінімальних кривих та на їхні структурні частини.



Потужність (розмах). Розмахом вважаємо простір між максимальною та мінімальною кривими площинами анагліфоносфери. Чим більший розмах, тим складніший рельєф, але у межах однотипних морфоскульптур, незалежно від генезису, віку та геоморфологічних процесів, які відбуваються на їхніх теренах. Розмах залишатиметься відносно сталим у межах однотипного рельєфу.

Ерозійний потенціал. Зі збільшенням розмаху зростає ерозійний потенціал території. І навпаки – з його зменшенням територія відзначатиметься більшою зденудованістю тощо.

Анагліфоносферний сферичний континуум складається з трьох компонентів: активна, пасивна та потенційна анагліфоносфера (рис. 1.7).

Активна – знаходиться у межах простору між максимальною та мінімальною площинами й зайнята матеріальною частиною літосфери, піддається впливу вивітрювання і з часом переходить у пасивну анагліфоносферу.

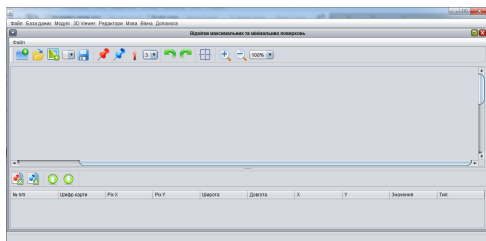
Пасивна – розміщена у межах простору між максимальною та мінімальною площинами і позбавлена матеріальної частини літосфери. Цей простір найчастіше є виробленим, денудованим, вивітраним компонентом анагліфоносфери. У своєму потенціалі може перейти в активний компонент під впливом нагромадження відкладів, різких екзогенних й ендегенних процесів, які можуть частину матерії з активного компонента анагліфоносфери перенести у пасивний, у такий спосіб долучивши частину пасивного компонента до активного.

Потенційна анагліфоносфера лежить нижче від осередкової мінімальної поверхні, її межа окреслюється рівною площиною (у часі динамічною), яка збігається з найнижчою точкою планети (абсолютним базисом ерозії) і перпендикулярна до нормалі планетарної гравітації.

Для моделювання анагліфоносферних шарів написана авторська програма в середовищі *Java EE* (рис. 1.9).



За допомогою цієї програми здійснюється ручний процес маркування. Ручне маркування мінімізує кількість помилкових мінімальних і максимальних точок для побудови анагліфоноферних шарів. Автоматизація процесу на цьому етапі призводить до великої кількості помилок у виборі максимальних та мінімальних точок і потребує серйозного доопрацювання.



а



б

Рис. 1.9. Авторська програма, написана у середовищі Java EE, для маркування максимальних і мінімальних відміток та синтезу анагліфоноферних шарів:

а – загальний вигляд програми; б – спрощена діаграма прецедентів алгоритму функціонування програми

Щоб досягти повної автоматизації процесу маркування базового картографічного зображення в майбутньому, необхідно залучити до роботи відповідних спеціалістів з програмування. Така програма стане предметом окремої публікації. Основною метою програми у тому вигляді, в якому вона існує тепер, є створення бази даних точок поверхні та побудови згідно з ними інтерполяційних моделей максимальних і мінімальних поверхонь.



1.5. Основні елементи та характер поверхні Місяця

Загальновідомий той факт, що розміри та форми більшості елементів поверхонь планет земної групи (окрім Землі та Венери) спричинені формуванням великих кратерів, утворених ударом, і значною мірою визначаються гравітацією конкретної планети, тоді як обсяги ударних розплавів, по суті, не залежать від сили тяжіння. Ця особливість формує залежність від розміру змін динаміки формування ударних кратерів і басейнів, і між остаточною морфологією щойно сформованих рельєфних морфоструктур, що особливо актуально для Місяця. Більшість таких ефектів можна спостерігати у формах більшості як великих, так і середнього розміру кратерів. Деякі прогнози можуть бути зроблені на основі розрахунків ударного плавлення та розмірів структурних частин конкретного кратера – на це вперше було вказано [Cintala, Grieve \(1998\)](#). Серед них вирізняються такі положення:

1) у міру збільшення величини ударної події обсяг розплаву, що формується в порівнянні з кратером, буде рости і значно сильніше утримуватися всередині периферійних частин кратерів та ударних басейнів;

2) глибина плавлення перевищуватиме глибину кратерної лійки при діаметрах, які по суті збігаються як з перегином в тренді поступового зменшення діаметра глибини кратерної лійки, так і з простим або складним її переходом в навколократерну місцевість;

3) обсяг розплаву перевищуватиме обсяг перехідної кратерної лійки при діаметрі резонатора, рівного діаметру Місяця;

4) невеликі місячні кратери рідко формують кратерні викиди, оскільки відносно невеликі обсяги сформованого розплаву не мають відповідної інерційної сили, а інтенсивно зростаюча в'язкість розплаву порівняно швидко охолоджується;



5) глибоке плавлення поблизу осі проникнення ударника при великих ударних подіях призводить до інтенсивного розвитку морфології центральної структури новоствореного ударного басейну; з ростом величини ударної події ця послідовність повинна варіювати від одиничних піків через системи центральних гірок з концентричними внутрішніми кільцями в межах кратерних днищ;

6) мінімальна глибина початку формування центральних гірок повинна збігатися з максимальною глибиною плавлення.

Процес утворення ударно-вибухових кратерів добре вивчений. Здійснене досить детальне вивчення геології місячної поверхні ([Wilhelms 1987](#)). Проте більшість аспектів еволюції ландшафтних комплексів кільцевих структур і дотичних до них територій на поверхнях планет земної групи, Місяця зокрема, залишаються маловивченими. Нами здійснені численні спроби розробки методики ландшафтного картографування імпактних структур, висвітлені в ряді праць ([Kyryliuk, Kyryliuk 2016, 2017](#); [Kyryliuk, Kholiavchuk 2017](#)).

Формування ударних радіально-концентричних структур загалом – детально описаний процес, що складає цілий розділ вибухової геомеханіки ([Родионов и др. 1971](#); [Адушкин и др. 1974](#); [Ромашов 1980](#)). Складовою цього розділу є вивчення роботи газоподібних продуктів вибуху в порожнині, що розширюється відповідно до міцності речовини й сили тяжіння у кожному конкретному випадку.

Добре вивчена одна з найперших стадій – стадія передачі енергії мішені. Ця теорія, перш за все, розроблена для звичайних вибухів в умовах Землі. Проте більшість її позицій можна з успіхом застосувати й при вивченні високошвидкісних ударів. Головна відмінність лише у тому, що високошвидкісний ударник, як джерело вибухового руху, має кінцеву величину початкового імпульсу, на відміну від сконцентрованого вибухового джерела енергії, що має, як правило, певну симетрію. На ранніх етапах



досліджень ця обставина вносила у процес пізнання значні труднощі. Розв'язання проблеми симетрії джерела енергії вперше здійснено [Зельдовичем, Райзером \(1966\)](#).

На стадії передачі енергії та виникнення ударних хвиль, визначальній в подальшому кратероформуванні, із супутнім утворенням рельєфної морфоструктури певної вираженості, є співвідношення тиску в ударному джерелі та можливостях ущільнення речовини мішені. На завершальних стадіях формування радіально-концентричної структури незначна швидкість переміщення збудженого середовища порівняно зі швидкістю поширення звукових коливань дає можливість розглядати завершальну стадію кратероформування в умовах, наближених до неущільненого середовища. Такий підхід до певної міри полегшує розуміння структурної організації ландшафтного середовища щойно сформованої радіально-концентричної морфоструктури та стає елементом процесу ландшафтного моделювання. У ідеальному випадку – це рух збудженого середовища, яке володіє певними властивостями міцності. Що ж стосується гірських порід, то тут необхідно враховувати дилатансійний² ефект, а неущільнене середовище розглядати як незначний вплив хвилових процесів ([рис. 1.11](#)). Початок подібного підходу до опису кратероформування покладено у працях [Станюковича, Федьнського \(1947\)](#) та [Станюковича \(1950, 1960, 1971\)](#), які розглядали цей процес як вибух ударника, який спочатку проник у приповерхневі шари мішені на певну глибину. Відповідно до цієї моделі, гірські породи починають рухатися по радіус-векторах, що походять із заглибленої точки вибуху. Втім, пізніше виявилося, що високошвидкісний удар здебільшого подібний до контактного або незаглибленого вибуху.

² **Дилатансійний ефект** – зміна об'ємів гірських порід, пов'язана із деформаційними процесами.



Однією з перших експериментальних робіт, виконаних виключно з метою моделювання кратероформування, є праця [Ве-генера \(1923\)](#). У 50-х рр. методика, запропонована Вегенером, була використана [Сабаневым \(1953\)](#), який провів серію дослідів з великою різноманітністю властивостей речовини мішені при швидкостях зіткнення від 1 до 8 м/с. Велику кількість експериментального матеріалу щодо лабораторного моделювання кратероформування розглянуто у працях [Базилевського, Иванова \(1977\)](#) й [Иванова \(1981\)](#).

Для лабораторних досліджень процесу кратероформування зазвичай використовують сухий пісок. Цей матеріал із успіхом застосований при моделюванні переміщення великих мас гірських порід під час вибуху та формування викидів ([Садовский и др. 1966](#); [Родионов и др. 1971](#); [Адушкин и др. 1974](#)). Практично не маючи зчеплення між структурними частинами, сухий пісок, у лабораторному масштабі, дає можливість досліджувати вплив сили тяжіння на кратероформування. Ця властивість піску успішно використовується при відцентровому моделюванні.

Головні позиції методу відцентрового моделювання при ударних вибухах, описані [Покровським, Федоровым \(1969\)](#), а питання теорії моделювання вибухових процесів розроблені [Седовым \(1977\)](#). Найбільш повно, у більшості наступних праць, до уваги брався випадок впливу заглибленого вибуху на формування викидів. У цьому разі відносний вплив сили тяжіння на процес утворення кратерної морфоструктури може бути оцінений шляхом порівняння енергії вибуху та потенційної енергії безпосередньо в полі тяжіння маси ґрунту, що викидається. Проведені експерименти підтвердили принципову можливість моделювання великомасштабних вибухів при формуванні викидів із допомогою зміни ефективних масових сил, які досягаються шляхом використання прискорювачів ([Викторов, Степанов 1960](#); [Барсанаев и др. 1979](#)).



Загалом, значний внесок у розвиток уявлень про формування ударно-вибухових кратерів і кільцевих структур, а також їхнє відображення як у сучасному, так і в палеорельєфі зробили Буш (1966); Зейлик (1978); Соловьев (1978); Масайтис и др. (1980); Давиденко, Зубков (1981); Борисов, Глух (1982); Кац и др. (1984, 1988); Брюханов и др. (1987); Хрянина (1987); French (1998); Melosh (1989); Фельдман (1990); Grieve (1990); Shoemaker, Shoemaker (1999); Grieve et al. (2007).

При вивченні природних умов Місяця та типових ландшафтних комплексів його поверхні ми відштовхувалися від рельєфного континууму. Тут слід наголосити на тому факті, що досі між ученими, особливо геоморфологами, точаться суперечки стосовно самого поняття «рельєф». Всю палітру поглядів та їх еволюцію можна віднайти у багатьох працях (Davis, Snyder 1899, Penck, Penck 1924, Щукин 1933, Геренчук и др. 1984, Ласточкин 1991). Наші погляди на рельєф також висвітлені у ряді праць (Кирилюк 2016; Kyryliuk, Kholiavchuk 2017) та до певної міри збігаються з ідеями О.М. Ласточкина, який запропонував розділяти поняття «поверхня планети» та «рельєф», аргументуючи цю думку тим, що поверхня планети земного типу – це, передусім, матеріальна структура, а сам рельєф – наслідок відображення у свідомості людини конкретних особливостей і властивостей планетарної поверхні (Ласточкин, 1991).

Нижче наведені дані про процес утворення радіально-концентричних форм рельєфу в умовах Землі, оскільки вони досліджені найбільш детально, у тому числі на петрографічному рівні, а принцип їх утворення на Місяці суттєво не відрізняється.

Утворення ударно-вибухових метеоритних кратерів починається з моменту зіткнення високошвидкісного тіла з поверхнею планети. Кратер формується завдяки дії інтенсивної ударної хвилі, яка виникає у точці зіткнення і радіально розповсюджується назовні через породи мішені. Ударні хвилі є хвилями стищення, що розвивають у твердих середовищах високі напрути.



Фронт ударної хвилі можна уявити собі як поверхню розриву, що розповсюджується по середовищу з надзвуковою швидкістю. Причому перед фронтом ударної хвилі речовина знаходиться у незбуреному стані, а за фронтом вона стисла та володіє масовою швидкістю, вектор якої збігається за напрямом із розповсюдженням фронту ударної хвилі (рис. 1.10). Хвиля розвантаження може утворитися при виході ударної хвилі на вільну поверхню, а її головна частина розповсюджується зі швидкістю, більшою за швидкість розповсюдження фронту так, що після деякого часу прямокутний імпульс стиснення набуває трикутної форми. Зіткнення тіла, що володіє швидкістю у декілька десятків км/с, створює в області зіткнення ударний тиск у кілька сотень Гпа (1 Гпа = 10 000 атм) при швидкості розповсюдження ударної хвилі понад 15 км/с. Розповсюджуючись по гірських породах, ударна хвиля слабшає, але все одно тиск у ній перевищує межу пружності гірських порід (приблизно або менше ніж на 0,5 ГПа), які викликають у ній незворотні трансформації, які не відбуваються під час проходження звичайних геологічних процесів. Унаслідок неадіабатичності ударного стиснення й адіабатичності розвантаження, речовина після скидання ударного тиску володіє деякою масовою швидкістю, тобто тече. Саме ця течія приводить у рух маси порід мішені та відповідає за утворення порожнини, кратера.

Успіхи газодинаміки та механіки швидкопротікаючих процесів, зумовлені спершу військовими потребами, знайшли своє віддзеркалення і в розумінні процесів метеоритного кратероформування. Спільними зусиллями геологів і фізиків у даний час створені моделі, які дозволяють якісно описувати формування кратера, принаймні на його початкових етапах. Для зручності прийнято виділяти три стадії утворення порожнини кратера – стадію стиснення, стадію екскавації та стадію модифікації (Gifford 1930; French 1998). Межі між ними повністю умовні, проте кожній із них притаманний той чи інший превалюючий момент.



Перша стадія – так звана *контактна стадія*, або *стадія стиснення*, починається з моменту зіткнення метеоритного тіла із твердою поверхнею, внаслідок чого у площині зіткнення метеорита (ударника) з речовиною поверхні (мішенню) утворюється ударна хвиля (рис. 1.11 а, б).

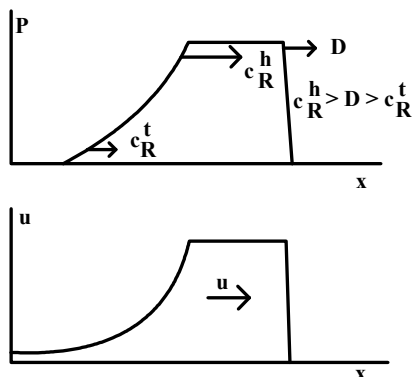


Рис. 1.10. Профілі тиску і масової швидкості в ударній хвилі

Фронт ударної хвилі розповсюджується зі швидкістю D , більшою за швидкість звуку в незбуреному середовищі, швидкість розповсюдження головної частини $-ch/R$ більше швидкості фронту, а швидкість хвостової частини ct/R менша. За рахунок неадіабатичності ударного стиснення речовина після розвантаження володіє деякою залишковою масовою швидкістю

Завдяки високим швидкостям зіткнення, у початковий момент вона стискає та нагріває речовину. Так, при падінні залізного астероїда зі швидкістю 30 км/с у контактній зоні розвивається тиск близько 1500 ГПа, що приблизно в 50 разів вище за тиск у центрі Землі, а температура стисненої речовини досягає багатьох десятків тисяч градусів. Після скидання ударного тиску при розвантаженні накопиченої теплової енергії у приконтактній зоні її залишається достатньо для повного або часткового випаровування (у цьому випадку спільно із плавленням) речовини



ударника і частини речовини мішені. Саме цим і пояснюється відсутність видимої метеоритної речовини у вибухових метеоритних кратерах. Лише у невеликих структурах, утворених низькошвидкісними залізними метеоритами, як-от, наприклад, метеоритний кратер Арізони у США або кратер Хенбері в Австралії, на обрамленні та їхніх околицях можна знайти непереплавлені уламки ударника. Розповсюджуючись углиб мішені, тиск в ударній хвилі, фронт якої має наближену до сферичної форму, падає. Відповідно, матеріальними наслідками проходження такої послабленої ударної хвилі будуть концентрична зона плавлення, докорінні зміни гірських порід у твердому стані та дроблення. Всі ці зміни, починаючи від випаровування і до простого дроблення, називаються ударними перетвореннями або ударним (імпактним) метаморфізмом, а гірські породи, що утворюються під час цих процесів, носять загальну назву імпактити. Завдяки високим швидкостям розповсюдження ударної хвилі – кілька кілометрів за секунду – цей процес займає від сотих часток секунди до цілих секунд, залежно від розміру тіла, що падає.

Проходячи по гірських породах, ударна хвиля викликає у них незворотні перетворення, які залишаються після спаду тиску і можуть зберігатися протягом тривалого часу. Перетворення гірських порід під дією ударної хвилі носить назву ударного метаморфізму. Однією із найважливіших діагностичних ознак ударного метаморфізму (тобто доказом дії ударної хвилі) служать системи мікроскопічних планарних елементів або планарних деформаційних структур, які під мікроскопом при збільшенні близько 200-т разів виглядають як плоскопаралельні системи кристалографічно орієнтованих порушень оптичної цілісності мінералу. Планарні деформаційні структури найяскравіше проявлені у кварці. Під оптичним мікроскопом планарні елементи у кварці неможливо побачити, але застосування електронної мікроскопії, яка просвічує, показало, що в ударно-метаморфізованих свіжих зразках вони складаються з близько



розташованих ламелів аморфного кремнезему товщиною перших десятків або сотень нанометрів.

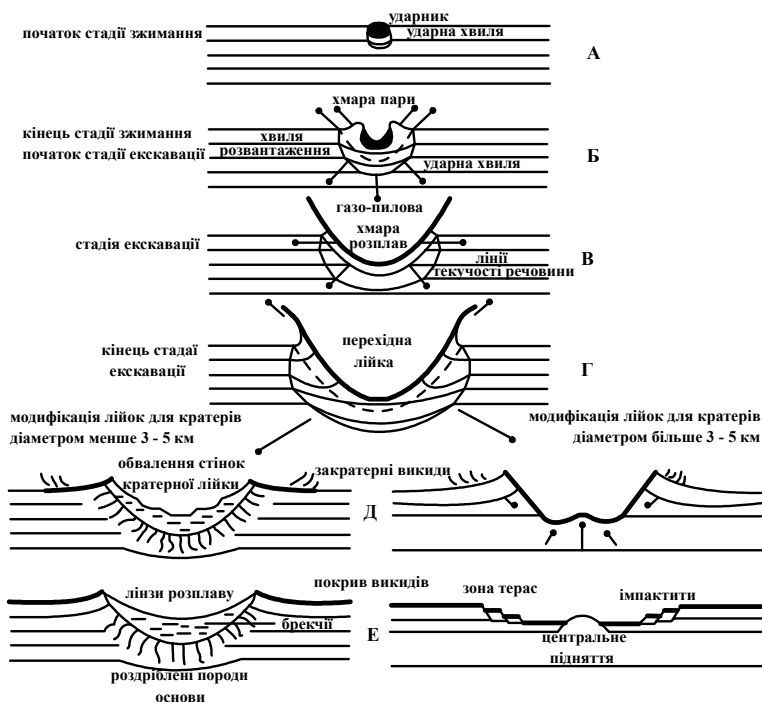


Рис. 1.11. Діаграми, що схематично показують у розрізі утворення вибухових метеоритних кратерів у шаруватій мішені:

а) початкове проникнення ударника у мішень, що супроводжується утворенням сферичної ударної хвилі, яка розповсюджується вниз;
 б) розвиток півсферичної лійки кратера, ударна хвиля відірвалася від контактної зони ударника та мішені й супроводжується з тилової частини «наздоганяючою» хвилею розвантаження. Розвантажена речовина володіє залишковою швидкістю і розтікається у сторони і вгору;
 в) подальше формування перехідної лійки кратера. Ударна хвиля згасає. Днище кратера вистлане ударним розплавом. Від кратера назовні розповсюджується суцільна завіса викидів; г) закінчення стадії екскавації – зростання лійки припиняється. Стадія модифікації протікає



по-різному для малих і великих кратерів. У малих кратерах відбувається зісковзування у глибоку лійку незв'язаного матеріалу стінок – ударного розплаву та роздроблених порід. Перемішуючись, вони утворюють імпактну брекчію. Для перехідних лійок великого діаметра починає відігравати роль гравітація – завдяки гравітаційній нестійкості відбувається підняття вгору дна кратера з утворенням центрального підняття (French 1998)

Вторинні зміни у результаті низькотемпературної гідротермальної переробки імпактитів (загалом характерно для імпактних товщ) призводять до розкристалізації аморфного кремнезему ламелів і формування уздовж порушень газових включень. Отже, планарні деформаційні структури, що утворилися, характерні для кварцу імпактних порід.

Інша важлива діагностична ознака ударного метаморфізму – утворення діаплектового скла (переважно по кварцу і польовим шпатам) – аморфної фази, що характеризується проміжними показниками заломлення та щільності між кристалічним станом і станом плавлення й не має текстурованих ознак перебування у рідкому стані. Рідкісніші високобарні мінерали, що утворюються у ході ударного стиснення під дією високого тиску – такі як високощільні модифікації кремнезему, в т.ч. коесіт і стишовіт, а також алмази, що утворюються з графіту, який міститься зазвичай у тій чи іншій кількості у гірських породах. Макроскопічною ознакою ударного метаморфізму є наявність у породах так званих конусів струсу. Порода, що містить їх, дійсно розпадається на конуси розміром від кількох сантиметрів до метрів із характерною скульптурою поверхні, яка нагадує гіллясті борозни. Ці діагностичні ознаки дозволяють надійно пізнавати ударно-метаморфізовані породи і, як наслідок, метеоритні кратери.

При виході ударної хвилі на вільну від перешкод поверхню стиснута речовина розширюється та скидає тиск. Це розвантаження розповсюджується у стислу речовину, внаслідок чого утворюється так звана хвиля розвантаження. Розвантажена ре-



човина розтікається назовні та у сторони від контактної області із залишковою швидкістю приблизно кілька десятків метрів за секунду. Саме ця течія і є причиною утворення лійки кратера. З появою зони текучості речовини настає друга стадія кратероформування – *стадія екскавації*, під час якої утворюється порожнина кратера. Ця стадія характеризується формуванням перехідної порожнини кільцевої структури шляхом зрушення матеріалу мішені та викидом частини речовини мішені назовні – за межі порожнини кратера. Стадія екскавації перекривається у часі з першою контактною стадією і триває протягом десятків секунд або перших хвилин. Лійка, що утворюється, спершу має півсферичну форму, яка поступово трансформується у міру розвитку поля течії у параболічну (рис. 1.11 в, г).

Після того, як передана ударником у мішень кінетична енергія вичерпалася на витискування речовини з порожнини і викидання з неї матеріалу, настає третя стадія – *стадія модифікації*. Причиною модифікації є гравітаційна нестійкість досить глибокої перехідної порожнини. Вона характеризується зісковзуванням униз матеріалу стінок порожнини з утворенням лінзи перемішаних ударно-метаморфізованих порід у межах днища новоутвореної радіально-концентричної структури й, у великих кратерів, з утворенням кількох шарів імпактного розплаву, подібного до субвулканічних порід (рис. 1.11 д, е). У кратерах діаметром понад 3–5 кілометри досить часто спостерігається утворення центрального підняття, а для більших кратерів – кільцеподібного підняття. Падіння дощової краплі у калюжу та зворотне випліскування водяної цівки з каверни, що утворилася, служить непоганим аналогом утворення центрального або кільцевого підняття. Єдиною відмінністю є лише те, що під час кратероформування, цей процес «заморожується» на різних стадіях. Загалом, у розрізі вибухові метеоритні кратери виглядають як неглибокі депресії, заповнені імпактними гірськими породами – різноманітними брекчіями та більш специфічними породами,



такими як зювіти (брекчії з великим вмістом уламків і частин імпактного скла), а також тагаміти – розплавлені породи, які утворюють окремі геологічні тіла.

1.6. Мофрометричні характеристики типових кратерів Місяця

Морфометричні особливості кратерів розглянуто на прикладі малих місячних кратерів Артемід, Фелікс та Верн. Географічне положення досліджуваних кратерів не є специфічним і відображає територію Місяця із загальнопоширеними об'єктами його поверхні. Зазначені кратери знаходяться на ділянці окресленої координатами ($25^{\circ} 08' 20''$ Пн.ш / $334^{\circ} 30' 00''$; $25^{\circ} 08' 20''$ Пн.ш / $334^{\circ} 43' 20''$; $24^{\circ} 53' 20''$ Пн.ш / $334^{\circ} 30' 00''$; $24^{\circ} 53' 20''$ Пн.ш / $334^{\circ} 43' 20''$). Територія має тенденцію до поступового падіння в північному напрямі, оскільки досліджувані кратери знаходяться на північному схилі гірської системи Карпат на межі її переходу в рівнинну ділянку Моря Доців. Досліджувана територія передгірська (рис. 1.12).

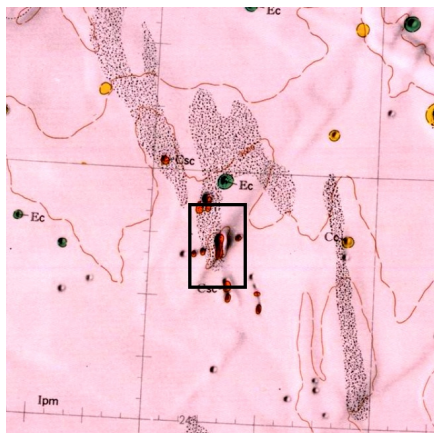
Район малих кратерів Артемід, Фелікс та Верн знаходяться в межах двох геологічних структур: **1. Морські відміни**, що характеризуються відносно гладкою поверхнею, яка лише в окремих місцях порушена невеликими височинами. **2. Утворення вторинних кратерів**, сформованих під впливом викидів під час утворення великих кратерів, або зі старших формацій, які не збереглися до теперішнього часу.

Основну увагу ми звертали на такі характеристики рельєфу: гіпсометрію, експозицію, крутизну та напруженість рельєфу.

Гіпсометрія. Гіпсометричні особливості досліджуваної ділянки Місяця визначаються наявністю малих кратерів – Артемід, Фелікс та Верн. Центри кратерів мають таку абсолютну ви-



соту: Артеміс (5253 м), Фелікс (5392 м), Верн (5267 м). Максимальні відмітки кратерних валів досягають в Артеміса (5633 м), Фелікса (5626 м) та Верна (5612 м) (рис. 1.13, а).



а



б

Рис. 1.12. Базові картографічні зображення:
геологічні структури Артеміс, Фелікс, Верн (Carr 1965) (а);
Артіміс, Фелікс, Верн (Lunar topophotomap of Artemis 1971) (б)

Околиці цих макрократерів оточені безліччю дрібних мікрократерів, найглибший з яких має абсолютну висоту центру (5477 м), а його кратерний вал підіймається максимально на 5563 м. Навколократерна територія, яка займає більшість досліджуваної ділянки, знаходиться в межах 5560–5570 м. І тільки на півночі спостерігається загальне падіння висот до 5540–5530 м.

Такий розподіл висот характеризує такі морфологічні частини місячної поверхні, що досліджується: до 5300 м – кратерне дно; 5300–5500 – внутрішні схили кратерів; 5500–5550 – зовнішні схили кратерів та навколократерна територія, зокрема на півночі території; 5550–5600 – навколократерна територія та, частково, зовнішні схили кратерів та схили кратерних валів;



5600 і вище – переважно це кратерні вали та схили кратерних валів.

Експозиція. Експозиційні напрямки досліджуваної ділянки Місяця розміщуються так (рис. 1.13, *b*). Переважання північних схилів пов’язано, передусім, із тим, що територія має загальне падіння у північному напрямі.

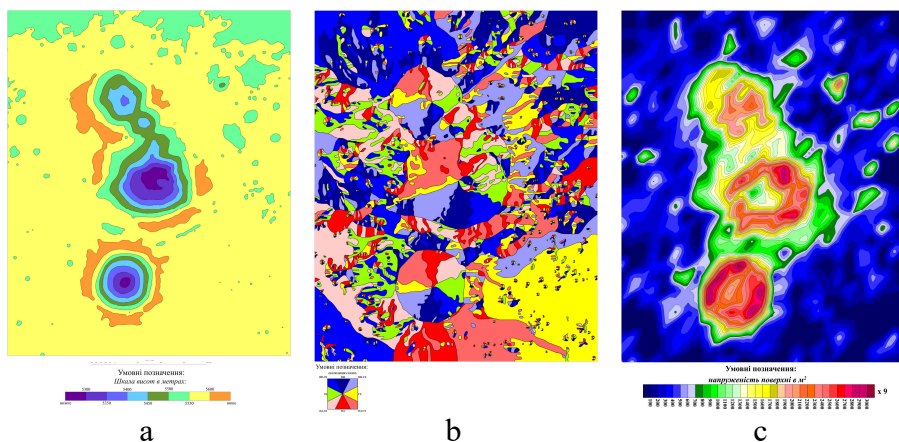


Рис. 1.13. Морфометричні карти регіону з малими кратерами Фелікс, Артеміс та Верн: гіпсометрична (а); експозиційна (b); напруженості рельєфу (с)

Загалом основні експозиційні напрями мають дуже близькі значення і умовно можна вважати, що територія за експозиційними характеристиками знаходиться у певній рівновазі. На думку автора, така ситуація пояснюється відсутністю форм рельєфу, спричинених дією водотоків, що можна спостерігати в умовах Землі (схили різних експозицій мають значні відхилення і своїх максимумів досягають на схилах експозицій протилежних берегів). Контури схилів різних експозицій мають логічну впорядкованість тільки в межах великих та дрібних кратерів. На всій іншій території вони носять хаотичний характер, що пов’язане з



хаотичним «первісним» рельєфом навколократерних територій (у більшості випадків це первісні лавові поля).

Крутизна. Територія, що вивчається має широкий діапазон крутизни починаючи від практично виположених ділянок, які знаходяться в навколократерних районах і рідко досягають крутизни 2° , і до внутрішніх схилів кратерів, які досить часто сягають крутизни 65° . Невеликі порушення навколократерних ділянок, які викликані, очевидно, нерівномірним розтіканням лавових потоків під час активної тектонічної діяльності Місяця в минулому та під час кратероутворення, мають крутизну, яка знаходиться в діапазоні від 2 до 10° . Набагато крутіші зовнішні схили малих кратерів, які в окремих місцях досягають крутизни 30 і більше градусів, їхні вершини не перевищують $5 - 8^\circ$. Набагато крутіші внутрішні схили досліджуваних кратерів, особливо це стосується кратера Верн. Окремі частини його внутрішніх схилів досягають крутизни 75° .

Напруженість рельєфу (рис. 1.13, с). Напруженість поверхні вираховувалася методом підрахунку ізогіпс на одиницю площі та подальшою інтерполяцією отриманих показників. Напруженість характеризує щільність поверхні на одиницю площі. Напруженість відповідно до отриманих показників поділена на шість груп: ненапружені (до $+50\%$); слабо напружені ($+50 - 100\%$); напружені ($+100 - 150\%$); дуже напружені ($+150 - 200\%$); надзвичайно напружені ($+200 - 250\%$); перенапружені ($+250$ і більше %).

Ненапруженими поверхнями зайняті території навколократерних ділянок і їх на цій території найбільше. Слабо напружені поверхні притаманні таким морфологічним формам, як зовнішні схили великих кратерів, кратерні вали та території зайняті мікрократерами. Напружені поверхні найчастіше корелюють з частиною внутрішніх кратерних схилів, дрібними кратерами та днищами великих кратерів. Дуже напружені поверхні зустрічаються, як правило, на верхніх частинах внутрішніх кратерних



схилів. Надзвичайно напружені та перенапружені характерні для нижніх частин внутрішніх кратерних схилів.

Для розрахунку коефіцієнта складності поверхні на базі компонентних морфометричних карт нами створена схема їх синтезу (рис. 1.14). Вона складається з чотирьох блоків. Кожен блок відповідає окремій морфометричній карті з конкретними морфометричними показниками. Кожному елементу конкретної морфометричної карти присвоюється бал, починаючи з 1 і закінчуючи тим, на якому зупиняється найбільш інтенсивний морфоструктурний елемент.

У випадку з морфометричними картами, які розглядалися вище одержуємо вісім гіпсометричних рівнів. Найнижчий із них отримує 1 бал, найінтенсивніший – 8. Набір гіпсометричних рівнів може змінюватися в залежності від особливостей території та вибраної шкали, тому кількість балів у цьому блоці не стала.

Схили різних експозицій розташовані відповідно до освітлення. Шкала виглядає так: Пн – 1 б., ПнЗх – 2 б., ПнСХ – 3 б., Зх – 4 б., Сх – 5 б., ПдСх – 6 б., ПдЗх – 7 б., Пд – 8 б. Слід наголосити, що такий підхід до розподілу балів щодо експозиції не універсальний і досліднику необхідно враховувати освітленість конкретної місцевості, оскільки в залежності від широти вона може змінюватися.

Крутизна згрупована в шість груп: до 5° – 1 б., 5° – 10° – 2 б., 10° – 15° – 3 б., 15° – 20° – 4 б., 20° – 30° – 5 б., 30° і більше – 6 б. Як і в попередньому блоці, така послідовність не є ключовою і дослідник, в залежності від обставин, може змінювати як набір блоків, так і їх градусну розмірність.

Напруженість рельєфу також складається з шести груп: не-напружені – 1 б., слабо напружені – 2 б., напружені – 3 б., дуже напружені – 4 б., надзвичайно напружені – 5 б., перенапружені – 6 б.

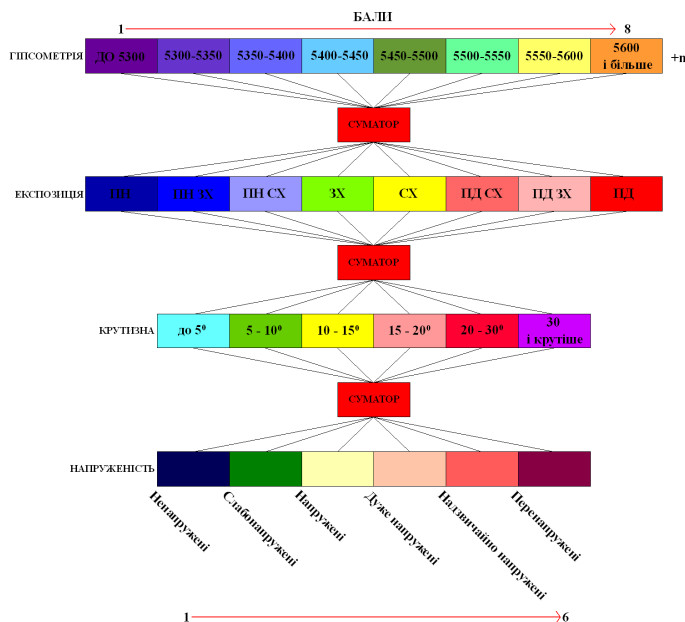


Рис. 1.14. Схема синтезу компонентних морфометрических карт

Для побудови синтетичної карти та виведення коефіцієнтау складності поверхні необов'язково повинні бути створені всі компонентні морфометричні карти, але в такому випадку коефіцієнт не буде повним. У процесі тривалого дослідження нами написана комп'ютерна програма, яка дозволяє об'єднувати (якісний фон), сумувати або віднімати (кількісний фон) компонентні карти та виводити реальні комплекси або їх математичні моделі, присвоюючи при цьому кожному з них конкретне бальне значення. Така програма була створена в середовищі розробки Java EE (рис. 1.15).

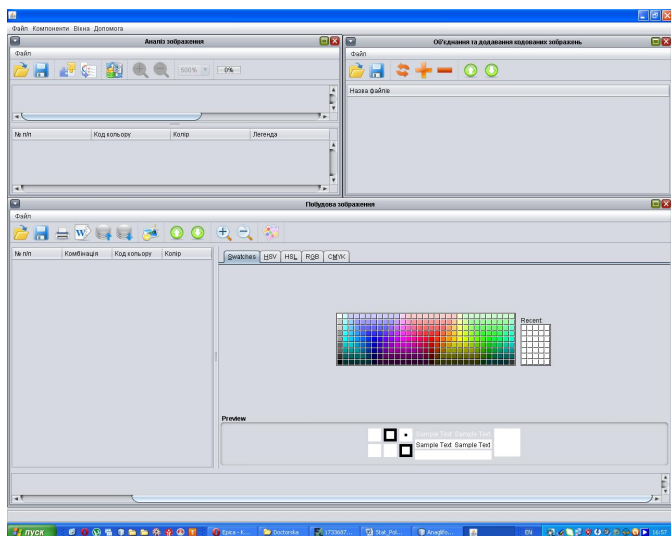


Рис. 1.15. Авторська програма, написана в середовищі Java EE для синтезу картографічних зображень

Коефіцієнт складності рельєфу показує сукупність інтенсивності прояву безлічі морфометричних показників, що дає уявлення про просторове положення та прояв складних ділянок рельєфу більш чітко. На **рис. 1.16** показана математична модель складності рельєфу кратерів Фелікс, Артемід і Верн, де враховувалися три морфометричних показники – гіпсометрія, експозиція та напруженість рельєфу.

Для виведення порівняльних показників ми пропонуємо використовувати середньоквадратичне відхилення, що дорівнює кореню квадратному з дисперсії випадкової величини (Ghahramani 2000; Боровиков 2003; Dodge 2003):

$$\sigma = \sqrt{\sigma^2} \quad (1)$$

Відповідно до формул з обчислення дисперсії,



$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (2)$$

При невеликій вибірці, як в нашому випадку, використовуємо поправку Бесселя:

$$s = \sqrt{\frac{n}{n-1} \sigma^2} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (3)$$

де s – стандартне відхилення, незміщена оцінка середньоквадратичного відхилення величини X відносно її математичного сподівання; σ^2 – дисперсія; x_i – i -й елемент вибірки; $\bar{x}$ – середнє арифметичне вибірки: $\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$; n – обсяг вибірки.



Рис. 1.16. Математична модель рельєфу Артеміса, Фелікса та Верна



1.7. Типовий місячний ландшафт

Місячні ландшафти. Існує чимало абстрактних інтерпретацій місячної поверхні. Єдине, що об'єднує увесь масив цих напрацювань – це два їх аспекти – геохронологічний і літологічний. Безпосередньо місячним ландшафтам, у їх дефініційному змісті, в науковій літературі не надано належної уваги. Однак є певна кількість праць, які привертають увагу своєю своєрідною ландшафтною інтерпретацією, серед них [Gilbert \(1893\)](#); [Baldwin \(1949\)](#); [McCauley \(1967b\)](#); [Greeley \(1994, 2013\)](#); [Wlasuk \(2000\)](#); [Bell \(2009\)](#). Опорними працями стосовно геохронологічного аспекту місячної поверхні, які вирізняються деякими відголосками до ландшафтного різноманіття Місяця, є розвідки: [Green \(1962\)](#); [Hartmann, Kuiper \(1962\)](#); [Quaide \(1965\)](#); [Fielder \(1965\)](#); [McCord \(1969\)](#); [Mackin \(1969\)](#); [Stuart-Alexander, Howard \(1970\)](#); [Ronca, Green \(1970\)](#); [Lowman 1970](#); [Pohn, Offield \(1970\)](#); [Strom \(1971\)](#). Серед опорних праць щодо літологічних відмінностей місячної поверхні, які певною мірою торкаються ландшафтної інтерпретації місячної поверхні, вирізняємо роботи [Lindsay \(1976\)](#); [Markov, ed. \(1962\)](#); [McCallum et al. \(1975\)](#); [Kesson, Lindsley \(1976\)](#); [O'Sullivan et al. \(2011\)](#); [Nemchin et al. \(2012\)](#).

Важливими викликами, які пояснюють деякі аспекти формування окремих деталей рельєфу місячної поверхні, особливо кратерів – найбільш поширеніших морфоструктур на нашому супутнику, з позицій морфометрії та її значення для розуміння ступеня еволюції конкретних морфоструктур, є роботи [Daubar et al. \(2014\)](#); [Williams et al. \(2014\)](#); [Xiao, Werner \(2015\)](#); [Fassett \(2016\)](#); [Mahanti et al. \(2018\)](#).

Приклад місячного ландшафту. Представлена ділянка ландшафтних комплексів Деві Катени. Ландшафти цієї території виділені на основі серії морфометричних і геоморфологічних карт (типів і генезису рельєфу) із застосуванням класичних



принципів геоморфологічного картографування й урахуванням особливостей місячної поверхні, а також із застосуванням аксіоматичного методу та геометричних узагальнень денної поверхні досліджуваної ділянки (Кирилук, 2012b; Kyryliuk, Kyryliuk 2016; Kyryliuk, Kholiavchuk 2017).

Виділено в межах охопленої території такі ландшафтні комплекси (рис. 1.17, а, b):

1. Морська поверхня. Мало чим відрізняється від депресивних і додатних ділянок. Різниця полягає у відсутності замкнених форм рельєфу в її межах. Головна особливість – слабо хвилясті та плоскі форми поверхні, які дуже рідко порушені іншими відмінами.

2. Депресивні слабо хвилясті ділянки морської поверхні. Займають значні простори охопленої території і характеризуються увігнутими і витягнутими формами поверхні.

3. Позитивні слабо хвилясті ділянки морської поверхні. Як і у депресивних – морфометрія ідентична. Відмінність – у додатному рельєфі. Така черговість форм пояснюється нерівномірним розтікання лави в межах імбрійського періоду, коли формувалася ця частина поверхні. Ймовірна природа слабкої складчастості, але про це ще рано говорити.

4. Внутрішні кратерні схили. На відміну від великих місячних кратерів, малі не мають системи терас, тому відрізняються тільки за крутизною.

5. Днища кратерів. У багатьох випадках днища заповнені колюв'яльним матеріалом, який періодично скочується з крутих внутрішніх кратерних схилів.

6. Міжкратерні сідловини. Нагадують сідловини в межах поверхні Землі між двома сусідніми вершинами. У конкретному випадку вони спостерігаються в місцях між двома кратерами і проявляються лише в межах кратерних катен або у кратерів, що посаджені близько один до одного. Наявність цих форм рельєфу вказує на близький або ідентичний вік об'єктів.

7. Опуклі вершини напірних валів. Мають, здебільшого, правильну геометричну форму, яка дуже рідко порушена лінійними осипними депресіями.

8. Напірні вали. За своєю

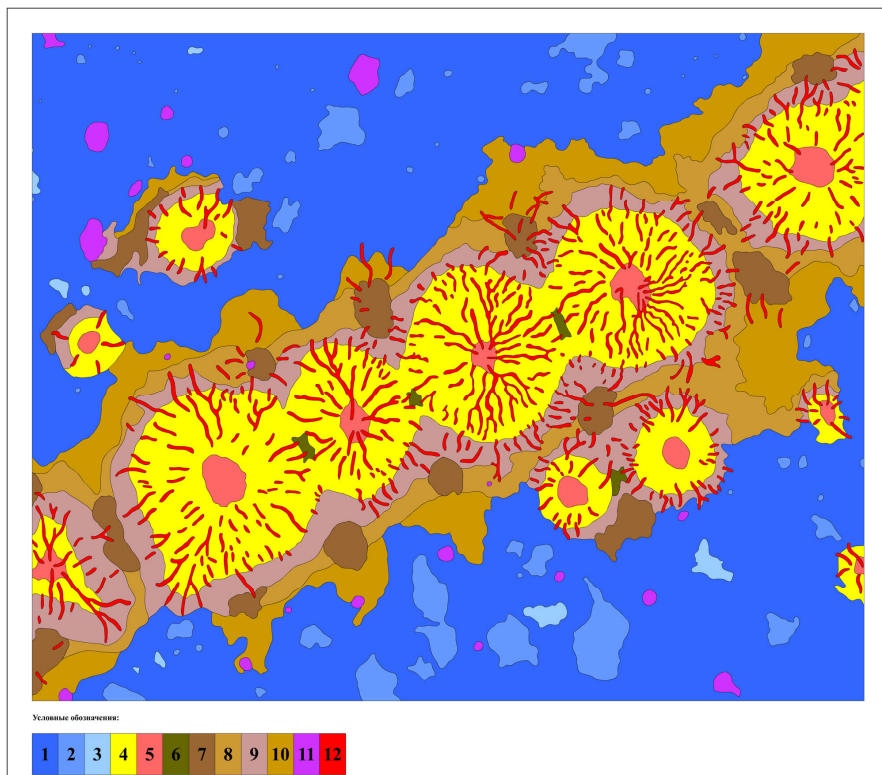
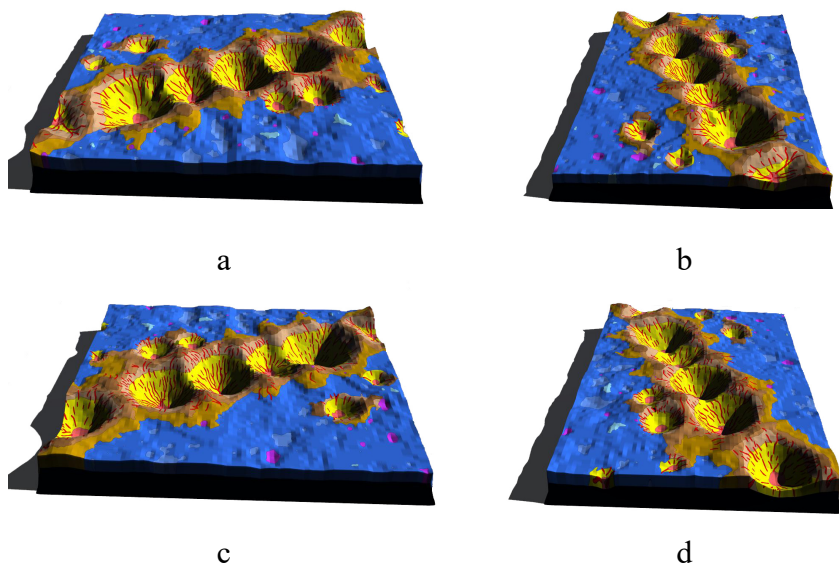


Рис. 1.17а. Ландшафтні комплекси Деві Катени:

1. Морська поверхня, 2. Депресивні слабо хвилясті ділянки морської поверхні, 3. Позитивні слабо хвилясті ділянки морської поверхні,
4. Внутрішні кратерні схили, 5. Днища кратерів, 6. Міжкратерні сідлови-ни, 7. Опуклі вершини напірних валів, 8. Напірні вали,
9. Схили напірних валів, 10. Зовнішні кратерні схили, 11. Дрібні крате-ри, 12. Лінійні осипні депресії



**Рис. 1.17b. Ландшафтні комплекси Деві Катени
та їх тривимірна інтерпретація:**

вид на північ (a); вид на схід (b); вид на південь (c); вид на захід (d)

морфометрією нагадують земні вододіли і характеризуються такою ж слабо хвилястою, лінійною системою розповсюдження. Як правило, вони мають повсюдні прояви по периферії кратерів, але існують ділянки, де кратерні вали відсутні через цілу низку причин. Головними факторами їх відсутності є слабкий прояв кратероформування після падіння великого метеорита або невеликого астероїда та зміщення вектора падіння ударника, яке було відмінним від паралелі вектора тяжіння – в такому випадку вали утворюються на тому боці кратера, де вектор відхилення змістився більше 90° , і навпаки: там, де він буде меншим за це значення, кратерні вали проявляються слабо. **9. Схили напір-**



них валів. За своїми морфометричними показниками не відрізняються від внутрішніх кратерних стін – різниця в генезисі.

10. Зовнішні кратерні схили. У порівнянні з внутрішніми – мають набагато меншу крутизну, але показники кривизни значно вищі. Така ситуація вказує на більш тривалий період остаточного становлення цих ландшафтів. **11. Дрібні кратери.** Переважно вторинні і третинні, які мають дуже незначні розміри (до 200 м) і не мають чіткої кратерної структури, крім кільцевої депресії. **12. Лінійні осипні депресії.** Малюнком нагадують річкову мережу Землі. Різниця в генезисі (депресії мають природу осипів). У переважній більшості вони спостерігаються тільки в межах внутрішніх стін і схилів напірних валів, звернених в напрямку внутрішніх схилів кратерів. Ці ландшафти також зустрічаються у великих кратерів і мають значні прояви, де носять характер не тільки осипів, а осипів з конусами виносу та великими зсувними тілами.

Вік виділених геоморфів показаний на **рис. 1.18**. Розвиток поверхні околиць Деві Катени відбувався переважно в межах 3-х етапів формування рельєфу та 5-ти періодів геологічного розвитку: **1. Початковий етап.** У його межах сформувалася морська поверхня разом з її елементами (депресивною та позитивною ділянками). Разом з формуванням морських басейнів метеоритне бомбардування не припинялося. На останніх етапах формування морська поверхня виявилася покритою дрібними (більшою мірою) та великими кільцевими структурами. **2. Середній етап.** На його протязі сформувалися кратери Деві Катени з усіма елементами їх будови (внутрішні кратерні схили, кратерні вали та їхні схили, міжкратерні сідловини та лінійні осипні депресії). **3. Сучасний етап.** У межах цього етапу свій початок беруть елементи днищ кратерів, сформовані під інтенсивним накопиченням колювального матеріалу.

Такий поділ віку рельєфу здійснено на логічному аналізі та в майбутньому, при проведенні більш ретельних досліджень,



може піддатися деяким коректуванням, що дозволить встановити не тільки належність до того чи іншого етапу, але й конкретні вікові рамки.

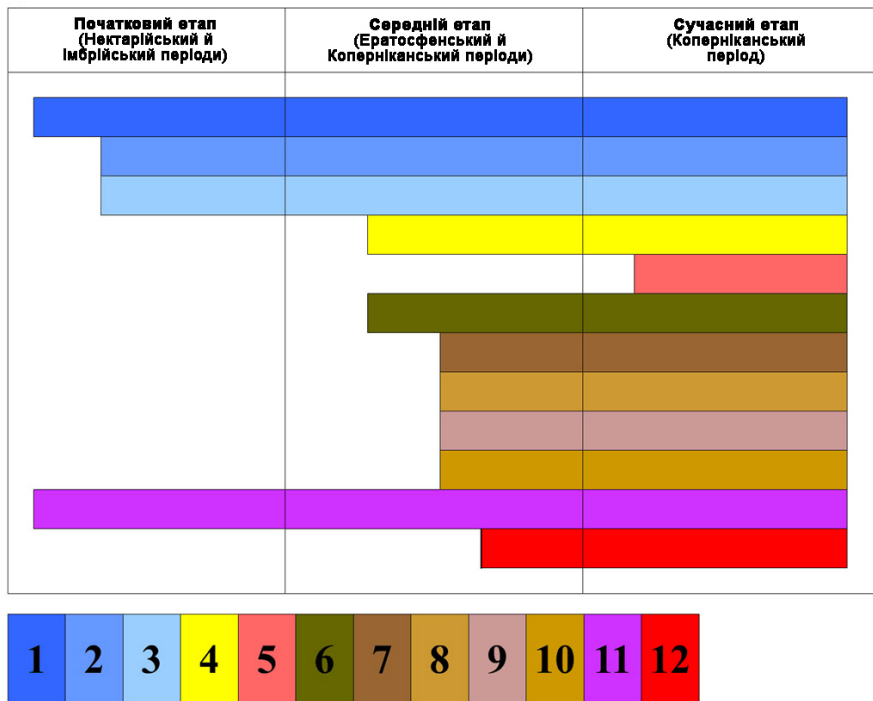
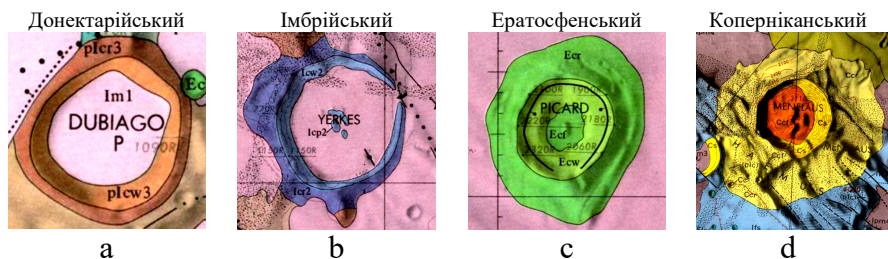


Рис.1.18. Вік елементів поверхні та околиць Деві Катени
(легенда на рис. 1.17а)

Запропонована методика була застосована й в інших регіонах Місяця, а саме до місячних кратерів *Pomortsev (Dubiago P)*, *Yerkes*, *Picard* і *Menelaus*, де запропонований метод виявився ефективним щодо ідентифікації та подальшої ландшафтної інтерпретації місячної поверхні (рис. 1.19). Слід зауважити, що запропонований метод було апробовано і в умовах Землі, де він

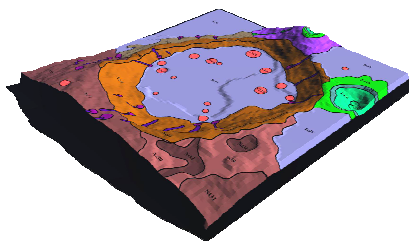
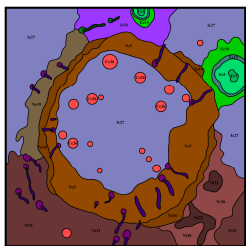


показав значно нижчі результати, окрім геоморфологічної складової інтерпретації. Ми вважаємо, що погані результати спричинені полікомпонентною структурою земної поверхні, якій притаманна різка динаміка поверхні, наприклад сезонні зміни рослинного покриву, гідрологічні явища різного генезису, геодинамічні процеси тощо. Така ситуація нівелює цілий ряд запропонованих позицій аксіоматичного методу, як-от фундаменталізація елементарної форми на поверхні Місяця й ототожнення її з простими геометричними фігурами (Kyryliuk, Kyryliuk 2018).

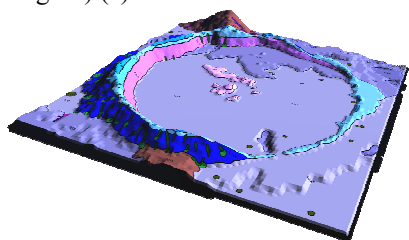
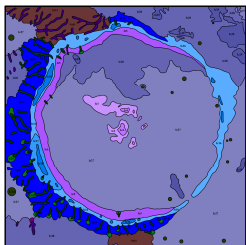


**Рис. 1.19. Ключові кратери,
що обрані для ландшафтного моделювання:**
a) Pomortsev (Dubiago P) b) Yerkes; c) Picard and d) Menelaus
(Carr 1966; Olson, Wilhelms 1974)

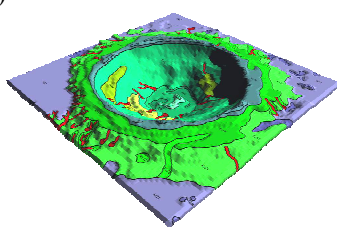
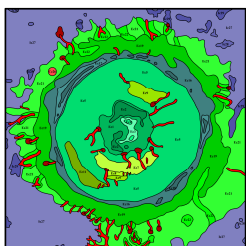
Кратер *Pomortsev* (*Dubiago P*) розташований на схід від *Mare Spumans* і знаходиться між материковою поверхнею, що розташована на півдні, та морською територією – на півночі (*Mare Crisium*). Північний край кратера перетинається з четвертим ударним кільцем *Mare Crisium*. Ширина кратера *Pomortsev* досягає 20 км. Він має всі ознаки тривалого вивітрювання, що надало кратеру згладжених рис – внутрішні кратерні схили досить пологі, з невеликою кількістю старих осипних депресій. Днище кратера не зберегло первинну структуру, і в його межах, на сьогоднішній день, не спостерігаються конуси виносів та колювільних відкладів із внутрішніх схилів кратера. Днище



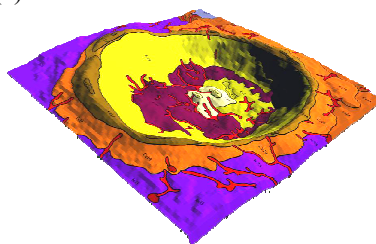
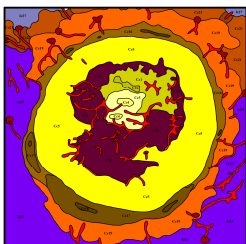
Pomortsev (Dubiago P) (a)



Yerkes (b)



Picard (c)



Menelaus (d)

Рис. 1.20. Ландшафтні моделі кратерів Pomortsev (Dubiago P), Yerkes, Picard і Menelaus



Таблиця 2
Основні елементи ландшафтної структури місячних кратерів
Pomortsev (Dubiago P), Yerkes, Picard і Menelaus

	Донектарійський та Нектарійський період	Імбрійський період	Ератосфенський період	Коперніканський період
Днища кратерів	Nc1	Ic1	Ec1	Cc1
Депресивні днища	Nc2	Ic2	Ec2	Cc2
Схили центральних гірок	Nc3	Ic3	Ec3	Cc3
Опуклі вершини кратерних гірок	Nc4	Ic4	Ec4	Cc4
Внутрішні кратерні схили	Nc5	Ic5	Ec5	Cc5
Перша внутрішня кратерна тераса	Nc7	Ic7	Ec7	Cc7
Уступ другої внутрішньої кратерної тераси	Nc8	Ic8	Ec8	Cc8
Друга внутрішня кратерна тераса	Nc9	Ic9	Ec9	Cc9
Третя внутрішня кратерна тераса	Nc11	Ic11	Ec11	Cc11
Напірні вали	Nc16	Ic16	Ec16	Cc16
Схили напірних валів	Nc17	Ic17	Ec17	Cc17
Опуклі вершин напірних валів	Nc18	Ic18	Ec18	Cc18
Зовнішні кратерні схили	Nc19	Ic19	Ec19	Cc19
Міжкратерні сідловини	Nc20	Ic20	Ec20	Cc20
Опуклі кратерні шлейфи	Nc21	Ic21	Ec21	Cc21
Увігнуті кратерні шлейфи	Nc22	Ic22	Ec22	Cc22
Осинні депресії	Nc23	I23	E23	C23
Конуси виносу	Nc24	I24	E24	C24
Зсувні тіла	Nc25	I25	E25	C25
Накладені кратери	Nc26	Ic26	Ec26	Cc26
Гладка морська поверхня	Nm27	Ic27		
Опукла морська поверхня	Nm28	Ic28		
Увігнута морська поверхня	Nm29	Ic29		
Гладка материкова поверхня	Nt30	It30		
Опукла материкова поверхня	Nt31	It31		
Увігнута материкова поверхня	Nt32	It32		
Fra Mauro formations		Ic33		
Crisium basin ejecta		Ic34		

зазнало значних модифікацій під час імбрійського періоду і було повністю заповнене лавою. Зовнішні кратерні схили, як і обрамлення загалом, практично зруйновані і проявляються лише фрагментарно. Кратер був підданий частковим модифікаціям під час ератосфенського періоду, коли в його межах утворилися два



маленькі кратери, і під час коперніканського етапу – сформувалися численні дрібні кратери, переважно сконцентровані в межах кратерного днища (рис. 1.20, а, таблиця 2).

Yerkes. Кратер *Yerkes* розташований на південному заході *Mare Crisium*. Кратер майже повністю розміщений в межах морських формацій імбрійського часу, і лише на півночі та півдні його краї торкаються континентальних утворень нектарійського періоду, які, в свою чергу, також є фрагментарними на тлі *Mare Crisium*. Ширина кратера *Yerkes* становить близько 30 км. Морфоструктура кратера асиметрична – через майже повністю зруйнований східний вал кратера під час активних процесів формування басейну *Crisium*. Всі інші частини кратера добре збереглися, особливо в його західній частині. На збережених схилах кратера активізовані процеси вивітрювання, що підтверджується густою мережею осипних депресій і наявністю значної кількості конусів та зсувних тіл у межах нижніх частин зовнішніх схилів кратера. Як і у кратера *Pomortsev*, днище *Yerkes* заповнене морським матеріалом, але в центральній частині фрагменти центральних гірок добре збережені. Взагалі кратер не має суттєвих порушень, які могли бути спричинені формуванням рельєфних структур у молодші періоди геологічної історії Місяця. Загалом, *Yerkes* має набагато чіткішу морфоструктуру, ніж *Pomortsev*, і значно багатшу ландшафтну структуру (рис. 1.20, b, таблиця 2).

Picard. Кратер *Picard* розташований на південному заході *Mare Crisium* на схід від Кратера *Yerkes*. Кратер повністю включений в морські утворення. *Picard* сягає 30 км. Морфоструктура кратера чітка. З основних структурних частин, характерних для ударних кратерів, в *Picard* є всі. Кратер має всі ознаки відносної молодості. У більшості його структурних частин вищезазначені процеси вивітрювання проявляються у формуванні густої мережі осипних депресій і наявності значної кількості конусів виносу та зсувних тіл у нижніх частинах як зовнішніх, так і внутрішніх схилів кратера. Тривимірне моделювання кратера підкрес-



лює активність зсувних процесів у межах внутрішніх схилів кратера, що призводить до утворення системи зсувних терас. Кратер практично не зазнав подальших трансформацій, викликаних формуванням кратерів у молодші періоди історії Місяця. В його межах є лише кілька маленьких кратерів коперніканського часу. Загалом, *Picard* має набагато чіткішу морфоструктуру, ніж *Pomortsev* і *Yerkes*, та значно багатшу ландшафтну структуру (рис. 1.20, с, таблиця 2).

Menelaus. Кратер *Menelaus* розташований у південній частині *Mare Serenitatis*. Кратер повністю вписаний в морські утворення і в утворення *Fra Mauro*. Ширина *Menelaus* – більше 30 км. Морфоструктура кратера чітка. З усіх структурних частин кратерів в *Menelaus* наявні майже всі. В межах всіх структурних частин кратера активні процеси вивітрювання. Особливо сильно вони проявляються в межах внутрішніх схилів кратера, де відбуваються потужні зсуви та формуються осипні депресії, які в свою чергу призводять до накопичення колювіального матеріалу в нижній частині кратера у вигляді зсувних тіл та конусів виносу. На відміну від кратера *Picard*, і незважаючи на його наймолодший вік, вигляд *Menelaus* не має такої чіткої морфоструктури через те, що він утворився в надто пересіченому рельєфі. Морфоструктура утворення *Fra Mauro*, в яку більшою своєю частиною вписаний кратер, не дозволила розвинутися певним структурним частинам *Menelaus* – перш за все, чітким зовнішнім валам та зовнішнім схилам кратера. *Menelaus* не зазнав новітніх трансформацій, пов'язаних з утворенням нових кратерів та інших рельєфних споруд. У його межах сформувалися лише кілька дрібних кратерів коперніканського періоду (рис. 1.20, d, таблиця 2).



РОЗДІЛ 2 НОМЕНКЛАТУРА МІСЯЦЯ

2.1. Номенклатура Місяця.

2.2. Номенклатура окремих регіонів Місяця.

2.1. Номенклатура Місяця

Уся поверхня Місяця розділена на 144 номенклатурних квадранти (від LAC-1 до LAC-144) (рис. 2.1).

Типовими формами рельєфу цих регіонів є:

- деталь альbedo – відносно велика область поверхні небесного тіла, що відрізняється від оточуючих своєю яскравістю (точніше – відбивною здатністю, альbedo). Деталі альbedo можуть бути як темніше, так і світліше сусідніх ділянок поверхні (Albedo Feature) – 1 найменування;

- кілька кратерів, розташованих в одну лінію (Catena, catenae) – 20 найменувань³;

- кратери – кільцеві структури ударного походження (Crater, craters) – 1629 найменувань;

- пасма – витягнуті, невисокі хрестоподібні формації, які утворюють як радіальні, так і концентричні системи (Dorsum, dorsa) – 40 найменувань;

- озера – невеликі лавові рівнини (Lacus, lacūs) – 20 найменувань;

- деталі місячного рельєфу поблизу місць посадки кораблів «Аполлон» (Landing site name) – 84 найменування;

³ До кількості найменувань включені також і втрачені назви.



- моря – темні і зазвичай великі лавові рівнини (Mare, maria) – 22 найменування;
- гірські системи (Mons, montes) – 50 найменувань;

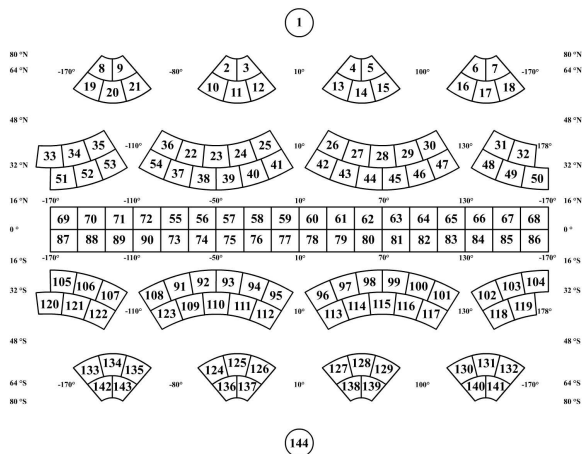


Рис. 2.1. Номенклатурні квадранти Місяця

- океани – надзвичайно великі темні лавові рівнини (Oceanus, oceanī) – 1 найменування;
- болота – невеликі лавові рівнини (Palus, paludes) – 3 найменування;
- рівнини та низовини (Planitia, planitiae) – 1 найменування;
- виступаюча частина високої місцевості (материка) (Promontorium, promontoria) – 9 найменувань;
- тріщини (Rima, rimae) – 121 найменування;
- уступи – урвища планетарного масштабу (Rupes, rupēs) – 8 найменувань;
- безіменні кратери на Місяці, що мають позначення за назвою довколишнього великого кратера з додаванням великої латинської літери (Satellite Feature) – 7113 найменувань;



- невелика рівнина – зазвичай залишок днища старого кратера (Sinus, sinūs) – 11 найменувань;
- звивисті улоговини, здебільшого вулканічного походження (Vallis, valles) – 14 найменувань;

2.2. Номенклатура окремих регіонів Місяця

LAC-1 (рис. 2.2)

Crater, craters: Main, Erlanger, Froelich, Gore, Lovelace, Bosch, Whipple, Gioja, Florey, Hermite, Aepinus, Nansen, Haber, Sylvester, Hevesy, Plaskett, Peary, Rozhdestvenskiy, Cai Lun, Hinchelwood, Byrd, Houssay, Haskin, Grignard, Lenard, Fibiger⁴.

LAC-2 (рис. 2.2)

Crater, craters: Desargues, Anaximenes, Pascal, Anaximander, Poncelet, Carpenter.

LAC-3 (рис. 2.2)

Crater, craters: Philolaus, Birmingham, Mouchez, Goldschmidt, W. Bond, Anaxagoras, Challis, Epigenes, Barrow.

LAC-4 (рис. 2.2)

Crater, craters: Baillaud, Scoresby, Euctemon, Schwabe, De Sitter, Moigno, Arnold, Meton, Neison, Peters.

LAC-5 (рис. 2.2)

Crater, craters: Petermann, Hayn, Cusanus.

LAC-6 (рис. 2.2)

Crater, craters: Schwarzschild, Shi Shen, Gamow, Dugan.

⁴ До списку номенклатури квадрантів не включені кратери-сателіти.

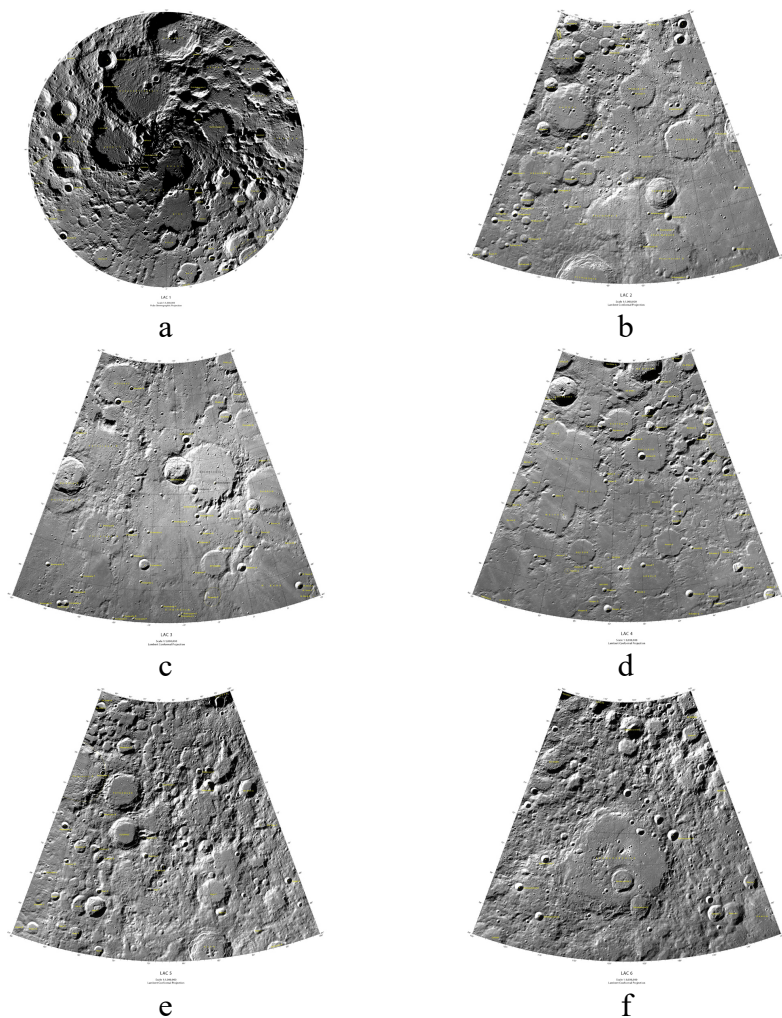


Рис. 2.2. Номенклатурні квадранти Місяця:
а – LAC 1; б – LAC 2; в – LAC 3; д – LAC 4; е – LAC 5; ф – LAC 6



LAC-7 (рис. 2.3)

Crater, craters: Karpinskiy, Bi Sheng, Roberts, Ricco, Seares, Schjellerup, Milankovič.

LAC-8 (рис. 2.3)

Crater, craters: Kirkwood, Hippocrates, Heymans, Sommerfeld, Stebbins, Thiessen, Poinot, Mezentsev.

LAC-9 (рис. 2.3)

Crater, craters: Brianchon, Cremona, Niepce, Merrill, Nöther (Noether), Lindblad.

LAC-10 (рис. 2.3)

Crater, craters: Pythagoras, South, Repsold, Oenopides, Markov, Babbage, Cleostratus.

LAC-11 (рис. 2.3)

Crater, craters: La Condamine, J. Herschel, Bianchini, Foucault, Horrebow, Harpalus, Maupertuis, Bouguer, Robinson.

Rima, rimae: Rimae Maupertuis, Rima Laplace.

LAC-12 (рис. 2.3)

Crater, craters: Fontenelle, Trouvelot, Protagoras, Archytas, Timaeus, Bliss, Plato.

Mare, maria: Mare Frigoris.

Mons, montes: Montes Recti, Montes Alpes.

Rima, rimae: Rimae Plato, Rima Archytas.

Vallis, valles: Vallis Alpes.

LAC-13 (рис. 2.4)

Crater, craters: Bailly, Kane, Democritus, Mitchell, Gärtner, Galle, Egede, Sheepshanks, Aristoteles, C. Mayer.

Rima, rimae: Rima Sheepshanks, Rima Gärtner.

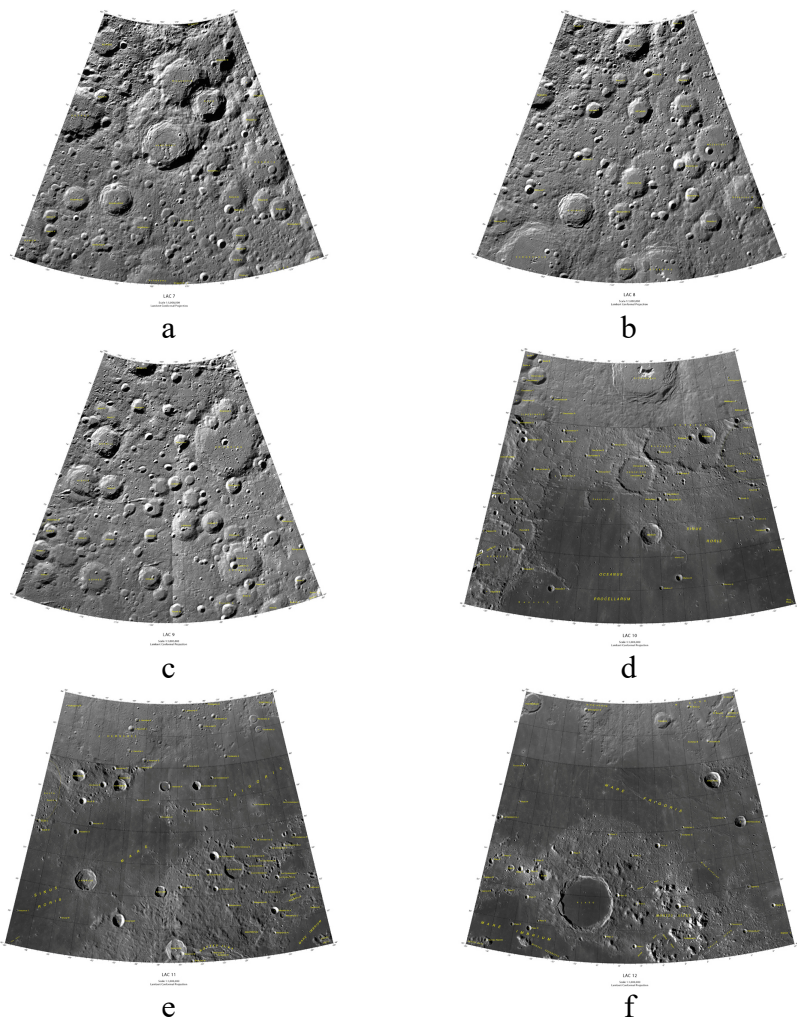


Рис. 2.3. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 7; б – LAC 8; в – LAC 9; д – LAC 10; е – LAC 11; ф – LAC 12



LAC-14 (рис. 2.4)

Crater, craters: De La Rue, Keldysh, Thales, Endymion, Strabo.

LAC-15 (рис. 2.4)

Crater, craters: Bel'kovich.

Mare, maria: Mare Humboldtianum.

LAC-16 (рис. 2.4)

Crater, craters: Yablochkov, Compton, von Békésy, Swann.

LAC-17 (рис. 2.4)

Crater, craters: Oberth, van Rhijn, Olivier, Volterra, De Moraes, Störmer.

LAC-18 (рис. 2.4)

Crater, craters: d'Alembert, Tikhov, Emden, Tsinger (Zinger), Debye, Yamamoto, Chappell, Avogadro, Slipher, Cooper.

LAC-19 (рис. 2.5)

Crater, craters: Rowland, Carnot, Paraskevopoulos, Birkhoff.

LAC-20 (рис. 2.5)

Crater, craters: Sarton, Dyson, van't Hoff, Coulomb, Weber, Kramers.

LAC-21 (рис. 2.5)

Crater, craters: Smoluchowski, Poczobutt, Stokes, Ellison, Volta, Galvani, Omar Khayyam, Paneth, Langley, Regnault, Boole, Cannizzaro, Xenophanes, Zsigmondy, Chapman.

Rima, rimae: Rimae Repsold.

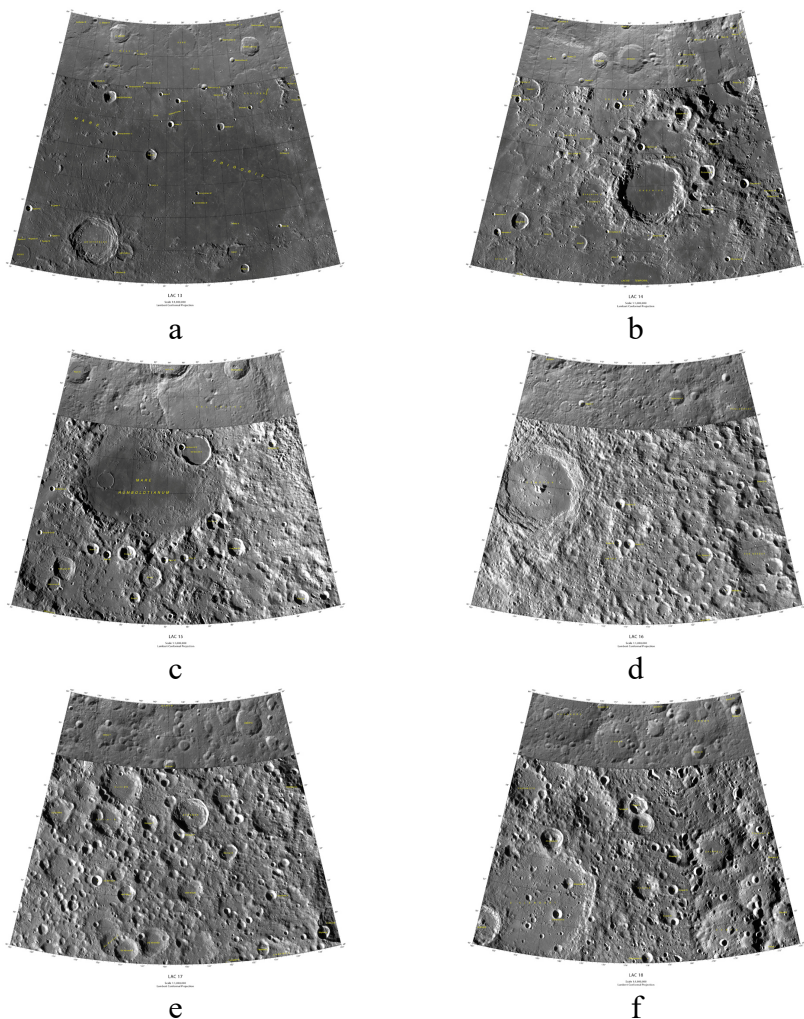


Рис. 2.4. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 13; б – LAC 14; в – LAC 15; д – LAC 16; е – LAC 17; ф – LAC 18



LAC-22 (рис. 2.5)

Crater, craters: Dechen, Bunsen, Harding, Gerard, von Braun, Lavoisier, Ulugh Beigh, Naumann.

Rima, rimae: Rimae Gerard.

LAC-23 (рис. 2.5)

Crater, craters: Sharp, Mairan, Louville, Gruithuisen.

Dorsum, dorsa: Dorsum Scilla.

Mons, montes: Mons Rümker, Mons Gruithuisen Delta, Mons Gruithuisen Gamma.

Rima, rimae: Rima Mairan, Rima Sharp.

LAC-24 (рис. 2.5)

Crater, craters: Gena, Slava, Vitya, Igor, Albert, Borya, Tai Wei, Valera, C. Herschel, Vasya, Nikolya, Zi Wei, Le Verrier, Tian Shi, Kolya, Kostya, Heis, Carlini, Helicon, Leonid.

Dorsum, dorsa: Dorsum Heim.

Landing site name: Guang Han Gong.

Mare, maria: Mare Imbrium.

Mons, montes: Montes Jura.

Promontorium, promontoria: Promontorium Heraclides, Promontorium Laplace.

Sinus, sinūs: Sinus Iridum.

LAC-25 (рис. 2.6)

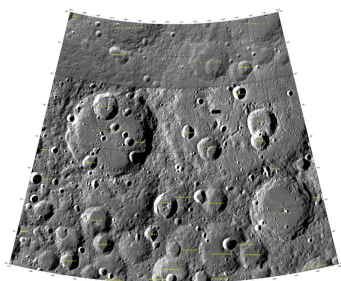
Crater, craters: Piazzzi Smyth, Cassini, Theaetetus, Aristillus, Kirch.

Mons, montes: Mons Pico, Montes Caucasus, Montes Spitzbergen, Mons Piton, Montes Teneriffe, Mont Blanc.

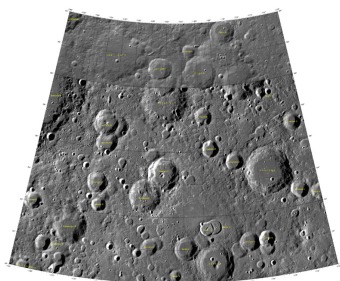
Promontorium, promontoria: Promontorium Deville, Promontorium Agassiz.

Rima, rimae: Rimae Theaetetus.

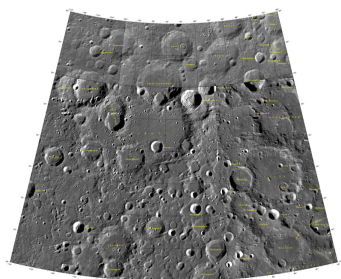
Sinus, sinūs: Sinus Lunicus.



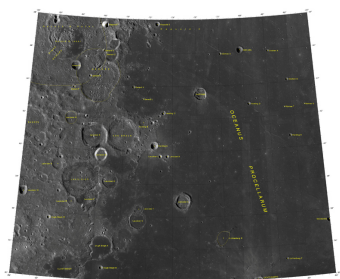
a



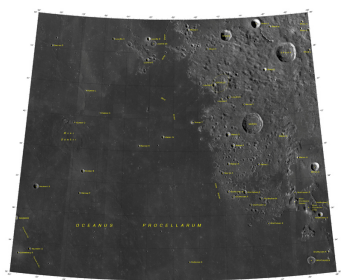
b



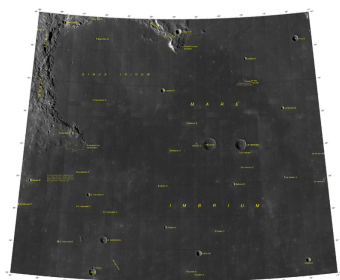
c



d



e



f

Рис. 2.5. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 19; б – LAC 20; в – LAC 21; д – LAC 22; е – LAC 23; ф – LAC 24



LAC-26 (рис. 2.6)

Crater, craters: Luther, Alexander, Grove, Bürg, Lamèch, Calippus, Plana, Daniell, Mason, Eudoxus.

Lacus, lacūs: Lacus Somniorum, Lacus Mortis.

Rima, rimae: Rimae Bürg, Rimae Daniell, Rima Calippus, Rimae Posidonius.

LAC-27 (рис. 2.6)

Crater, craters: Maury, Williams, Hooke, Shuckburgh, Oersted, Hall, Hercules, G. Bond, Geminus, Atlas, Berzelius, Cepheus, Franklin, Chevallier.

Lacus, lacūs: Lacus Temporis.

Rima, rimae: Rima G. Bond, Rimae Atlas.

LAC-28 (рис. 2.6)

Crater, craters: Messala, Berosus, Bernoulli, Carrington, Zeno, Schumacher, Gauss, Mercurius.

Lacus, lacūs: Lacus Spei.

LAC-29 (рис. 2.6)

Crater, craters: Beals, Fabry, Boss, Giordano Bruno, Vestine, Riemann, Harkhebi, Vashakidze, Szilard.

LAC-30 (рис. 2.6)

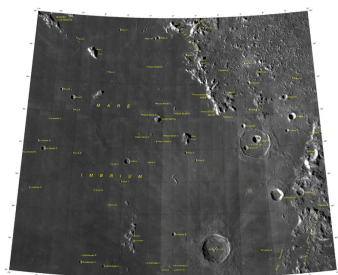
Catena, catenae: Catena Sumner.

Crater, craters: Petrie, Cantor, Millikan, Tesla, H. G. Wells, Sisakyan, Harriot, Sumner, Rayet, Van Maanen, Kidinnu, Segers, Hogg, Becquerel.

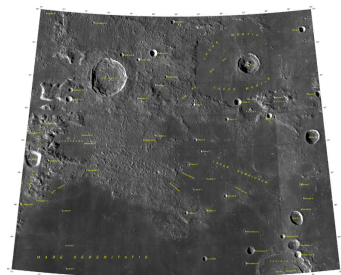
LAC-31 (рис. 2.7)

Catena, catenae: Catena Kurchatov.

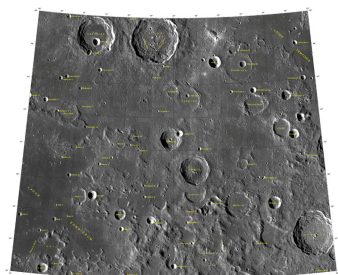
Crater, craters: Pawsey, Von Neumann, Nikolaev, Campbell, Nijland, Bridgman, Kurchatov, Wiener.



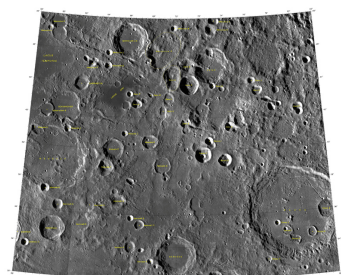
a



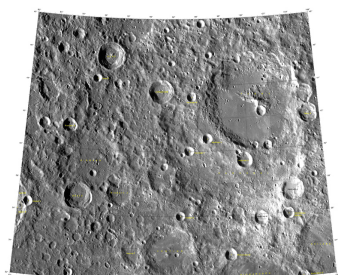
b



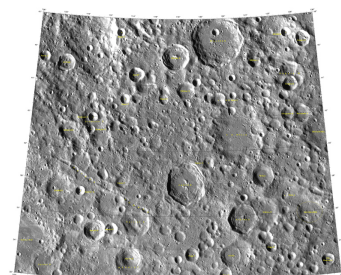
c



d



e



f

Рис. 2.6. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 25; б – LAC 26; в – LAC 27; д – LAC 28; е – LAC 29; ф – LAC 30



LAC-32 (рис. 2.7)

Crater, craters: Steno, Hutton, Golovin, Langevin, Appleton, Nušl, Chandler, Stearns, Shayn, Ley, Champollion, Chernyshev.

LAC-33 (рис. 2.7)

Crater, craters: Montgolfier, Ehrlich, Perkin, Parsons, Moore, Guillaume, Evershed, Krylov, Schneller, Dunér, Winkler, Woltjer.

LAC-34 (рис. 2.7)

Crater, craters: Evdokimov, Stoletov, Gadomski, Sanford, Quetelet, Schlesinger, Klute, Von Zeipel, Esnault-Pelterie, Thiel, Kulik, Fowler.

LAC-35 (рис. 2.7)

Crater, craters: Wegener, Petropavlovskiy, Wood, Razumov, Douglass, Frost, Charlier, Landau, Gullstrand, Healy, Perrine.

LAC-36 (рис. 2.7)

Crater, craters: Nernst, McLaughlin, Winlock, Schönfeld, Rynin, Röntgen, Lorentz, Aston, Stefan, Avicenna, Bragg, Lacchini.

LAC-37 (рис. 2.8)

Crater, craters: Struve, Eddington, Bartels, Balboa, Voskresenskiy, Dalton, Krafft, Einstein, Russell.

LAC-38 (рис. 2.8)

Crater, craters: Briggs, Zinner, Freud, Humason, Seleucus, Schiaparelli, Aloha, Raman, Golgi, Lichtenberg.

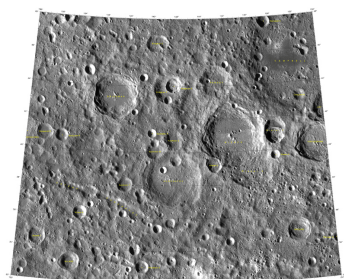
Dorsum, dorsa: Dorsa Burnet, Dorsa Whiston, Dorsum Niggli.

Mons, montes: Mons Herodotus, Montes Agricola.

Oceanus, oceani: Oceanus Procellarum.

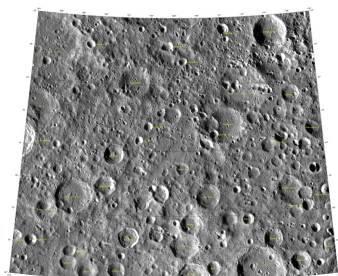
Rima, rimae: Rima Cleopatra, Rima Agricola, Rima Schröter.

Vallis, valles: Vallis Schröteri.



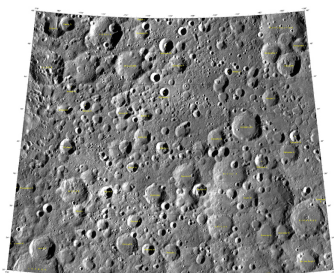
LAC 31

a



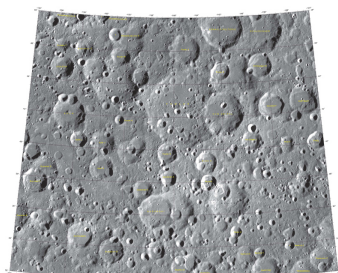
LAC 32

b



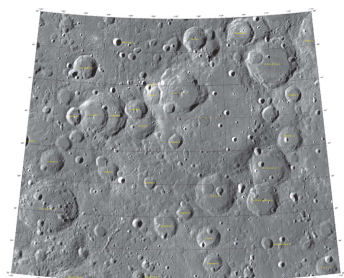
LAC 33

c



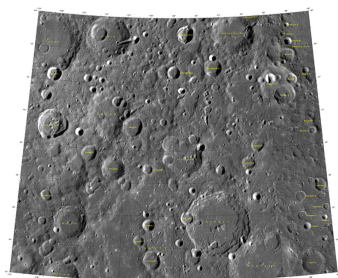
LAC 34

d



LAC 35

e



LAC 36

f

Рис. 2.7. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 31; b – LAC 32; c – LAC 33; d – LAC 34; e – LAC 35; f – LAC 36



LAC-39 (рис. 2.8)

Catena, catenae: Catena Yuri, Catena Pierre.

Crater, craters: Rocco, Natasha, Isabel, Walter, Samir, Prinz, Herodotus, Rosa, Artsimovich, Ruth, Vinogradov, Louise, Brayley, Jehan, Aristarchus, Toscanelli, Akis, Krieger, Fedorov, Linda, Ango, Angström, Ivan, Diophantus, Courtney, Gaston, Delisle, Firdausi, Wollaston, Boris, Vera, Väisälä, Van Biesbroeck.

Dorsum, dorsa: Dorsum Arduino, Dorsum Thera, Dorsum Bucher, Dorsa Argand.

Mons, montes: Mons Delisle, Montes Harbinger, Mons Vinogradov.

Rima, rimae: Rima Diophantus, Rimae Aristarchus, Rimae Prinz, Rima Zahia, Rima Artsimovich, Rima Brayley, Rima Delisle, Rima Marius, Rima Krieger, Rima Euler, Rima Wan-Yu.

Rupes, rupēs: Rupes Toscanelli, Rupes Boris.

LAC-40 (рис. 2.8)

Catena, catenae: Catena Timocharis.

Crater, craters: Verne, Pytheas, McDonald, Lambert, Mavis, Annegrit, Pupin, Draper, Sampson, Euler, Heinrich, Felix, Timocharis, Caventou, Charles, Artemis, Landsteiner, Undest.

Dorsum, dorsa: Dorsa Stille, Dorsum Higazy, Dorsum Grabau, Dorsum Zirkel, Dorsum Lambert.

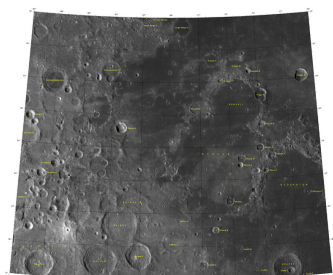
Mons, montes: Mons La Hire, Mons Euler.

Oceanus, oceani:

Rima, rimae: Rima Draper.

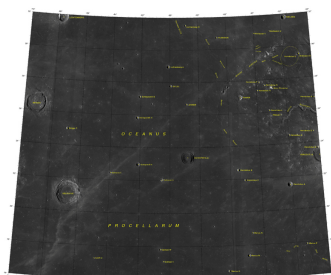
LAC-41 (рис. 2.8)

Crater, craters: Michael, Carlos, Joy, Autolycus, Santos-Dumont, Beer, Wallace, Archimedes, Jomo, Béla, Patricia, Ina, Huxley, Taizo, Kathleen, Yangel', Ann, Dag, MacMillan, Hadley, Aratus, Bancroft, Bowen, Ian, Galen, Julianne, Conon, Spurr, Feuillée, Osama.



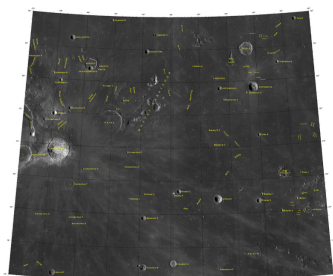
LAC 37

a



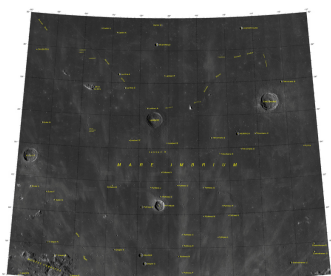
LAC 38

b



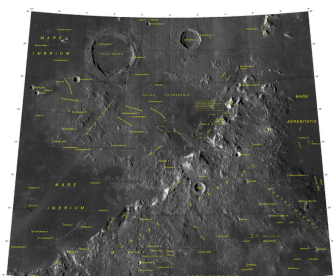
LAC 39

c



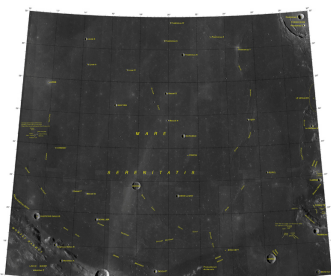
LAC 40

d



LAC 41

e



LAC 42

f

Рис. 2.8. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 37; б – LAC 38; в – LAC 39; д – LAC 40; е – LAC 41; ф – LAC 42



Dorsum, dorsa: Dorsum Gast.

Lacus, lacūs: Lacus Odii, Lacus Doloris, Lacus Felicitatis.

Landing site name: Elbow, Rhysling, Plain, North Complex, Apennine Front, Bridge, Earthlight, Last, Index, Terrace, St. George, Dune, Spur, South Cluster.

Mons, montes: Mons Huygens, Montes Apenninus, Mons Bradley, Mons Agnes, Mons Hadley Delta, Mons Wolff, Mons Hadley, Mons Ampère, Montes Archimedes.

Palus, paludes: Palus Putredinis.

Promontorium, promontoria: Promontorium Fresnel.

Rima, rimae: Rimae Fresnel, Rima Yangel', Rima Conon, Rimae Sulpicius Gallus, Rima Hadley, Rima Bradley, Rima Vladimir, Rimae Archimedes.

Sinus, sinūs: Sinus Fidei.

LAC-42 (рис. 2.8)

Catena, catenae: Catena Littrow, Catena Brigitte.

Crater, craters: Yoshi, Posidonius, Borel, Mary, Bessel, Mene-laus, Bobillier, Hornsby, Deseilligny, Robert, Banting, Osiris, Clerke, Stella, Finsch, Brackett, Manuel, Abetti, Jerik, Isis, Sulpicius Gallus, Sung-Mei, Sarabhai, Lorca, Linné, Ching-Te, Very, Fabroni, Dawes, Tacquet, Beketov.

Dorsum, dorsa: Dorsum Buckland, Dorsa Smirnov, Dorsum Azara, Dorsum Nicol, Dorsum Owen, Dorsa Aldrovandi, Dorsum Von Cotta, Dorsa Lister, Dorsa Sorby.

Lacus, lacūs: Lacus Gaudii.

Mare, maria: Mare Serenitatis.

Mons, montes: Montes Haemus, Mons Argaeus.

Promontorium, promontoria: Promontorium Archerusia.

Rima, rimae: Rima Dawes, Rima Sung-Mei, Rimae Menelaus, Rima Reiko, Rima Marcello, Rimae Plinius, Rima Carmen, Rima Rudolf.

Vallis, valles: Vallis Christel, Vallis Krishna.

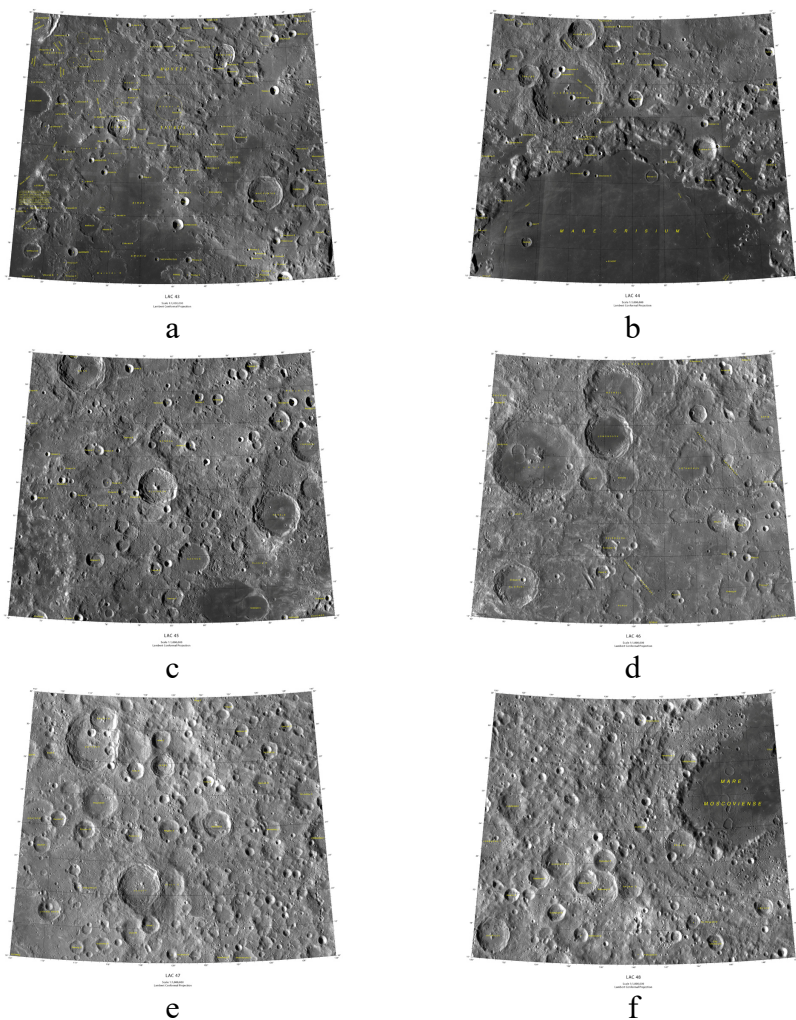


Рис. 2.9. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 43; б – LAC 44; в – LAC 45; д – LAC 46; е – LAC 47; ф – LAC 48



LAC-43 (рис. 2.9)

Crater, craters: Newcomb, Gardner, Le Monnier, Vitruvius, Macrobius, Brewster, Hill, Franck, Kirchhoff, Esclangon, Römer, Tisserand, Littrow, Fredholm, Maraldi, Franz, Proclus, Ballet, Theophrastus, Carmichael, Chacornac.

Lacus, lacūs: Lacus Bonitatis.

Landing site name: Powell, Wessex Cleft, Nansen-Apollo, Hess-Apollo, Taurus-Littrow Valley, Scarp, Sculptured Hills, South Massif, Van Serg, Falcon, Family Mountain, Cochise, Bear Mountain, Emory, Lara, Mackin, North Massif, Shorty, Shakespeare, Sherlock, Steno-Apollo, Tortilla Flat, Trident, Victory, Bowen-Apollo, Brontë, Camelot, Horatio, Light Mantle.

Mons, montes: Montes Taurus, Mons Vitruvius, Mons Maraldi.

Rima, rimae: Rimae Chacornac, Rimae Römer, Rimae Littrow, Rima Newcomb.

Sinus, sinūs: Sinus Amoris.

LAC-44 (рис. 2.9)

Crater, craters: Tralles, Cleomedes, Peirce, Delmotte, Swift, Debes, Eimmart, Burckhardt, Eckert.

Dorsum, dorsa: Dorsum Oppel, Dorsa Tetyaev.

Mare, maria: Mare Anguis, Mare Crisium.

Rima, rimae: Rima Cleomedes.

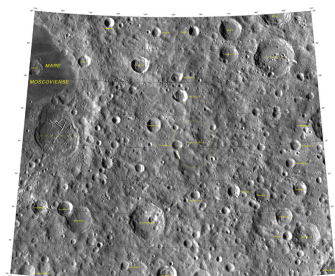
LAC-45 (рис. 2.9)

Crater, craters: Urey, Cannon, Hahn, Seneca, Rayleigh, Hubble, Plutarch, Lyapunov.

LAC-46 (рис. 2.9)

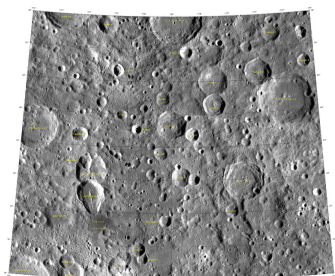
Catena, catenae: Catena Dziewulski, Catena Artamonov.

Crater, craters: Popov, Lomonosov, Richardson, Maxwell, Joliot, Malyy, Artamonov, Edison, Espin, Dziewulski, Al-Biruni.



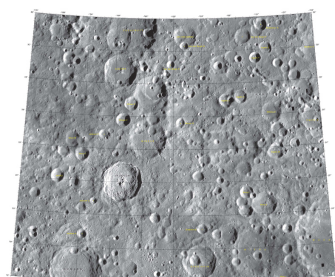
LAC 49

a



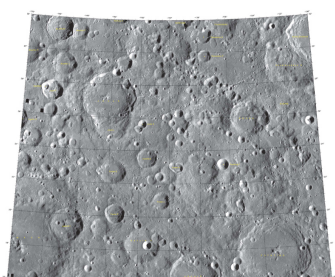
LAC 50

b



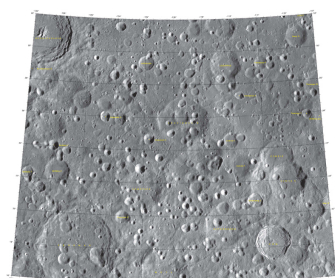
LAC 51

c



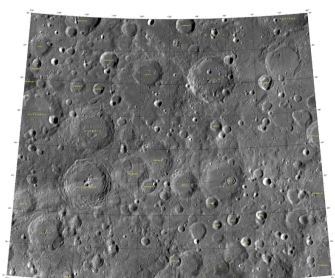
LAC 52

d



LAC 53

e



LAC 54

f

Рис. 2.10. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 49; b – LAC 50; c – LAC 51; d – LAC 52; e – LAC 53; f – LAC 54



LAC-47 (рис. 2.9)

Crater, craters: Seyfert, Deutsch, Kepinski, Chang Heng, Olcott, Innes, Meggers, Polzunov.

LAC-48 (рис. 2.9)

Crater, craters: Leonov, Siedentopf, Shatalov, Gavrilov, Tereshkova, Florensky, Vernadskiy, Tsu Chung-Chi, Belyaev, Feoktistov.

Mare, maria: Mare Moscoviense.

LAC-49 (рис. 2.10)

Crater, craters: Nagaoka, Titov, Konstantinov, Tikhomirov, Komarov, Trumpler, Zernike.

LAC-50 (рис. 2.10)

Crater, craters: Morse, Fitzgerald, Freundlich, Buys-Ballot, Larmor, Dante.

Lacus, lacūs: Lacus Luxuriae.

LAC-51 (рис. 2.10)

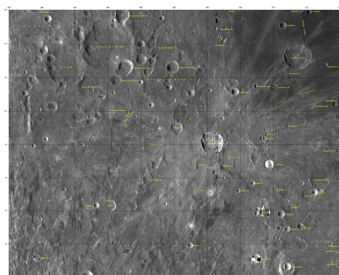
Crater, craters: Ingalls, Cockcroft, Marci, Bredikhin, Van den Bergh, McMath, Jackson, Mineur, Mitra.

LAC-52 (рис. 2.10)

Crater, craters: Harvey, Kekulé, Poynting, Joule, Teisserenc, Blazhko, Mach, Bobone, Bronk, Foster.

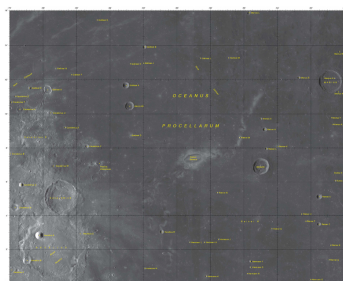
LAC-53 (рис. 2.10)

Crater, craters: Comrie, Fersman, Leucippus, Comstock, Ohm, Hatanaka, Shternberg (Sternberg), McNally, Kovalevskaya.



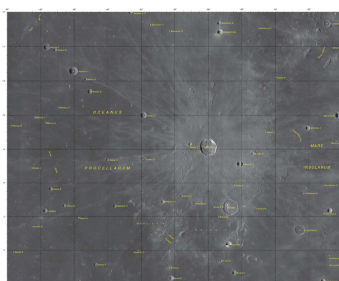
LAC 55
Lunar Quadrant

a



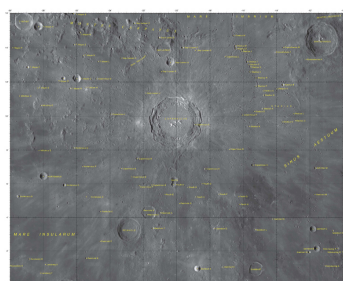
LAC 56
Lunar Quadrant

b



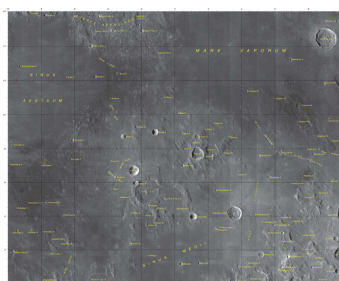
LAC 57
Lunar Quadrant

c



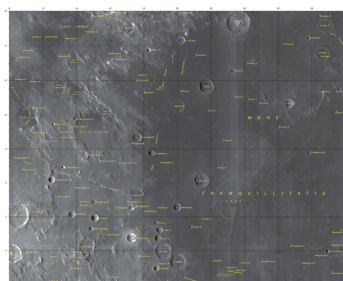
LAC 58
Lunar Quadrant

d



LAC 59
Lunar Quadrant

e



LAC 60
Lunar Quadrant

f

Рис. 2.11. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
a – LAC 55; b – LAC 56; c – LAC 57; d – LAC 58; e – LAC 59; f – LAC 60



LAC-54 (рис. 2.10)

Crater, craters: Bell, Parenago, Alter, Laue, Helberg, Robertson, Berkner, Moseley.

LAC-55 (рис. 2.11)

Catena, catenae: Catena Krafft.

Crater, craters: Bohr, Cardanus, Glushko, Hedin, Olbers, Vasco da Gama.

Rima, rimae: Rimae Vasco da Gama, Rima Cardanus.

Vallis, valles: Vallis Bohr.

LAC-56 (рис. 2.11)

Albedo Feature: Reiner Gamma.

Crater, craters: Hevelius, Marius, Galilaei, Reiner, Cavalerius.

Planitia, planitiae: Planitia Descensus.

Rima, rimae: Rima Galilaei, Rimae Hevelius.

LAC-57 (рис. 2.11)

Crater, craters: Kunowsky, Suess, Kepler, Bessarion, Milichius, Encke, Maestlin.

Mare, maria: Mare Insularum.

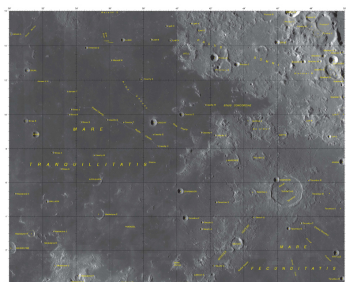
Rima, rimae: Rima Suess, Rima T. Mayer, Rimae Maestlin, Rima Milichius.

LAC-58 (рис. 2.11)

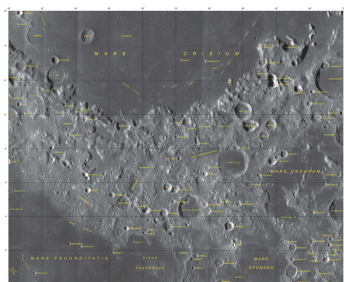
Crater, craters: Gay-Lussac, Reinhold, Eratosthenes, Stadius, Gambart, T. Mayer, Fauth, Hortensius, Copernicus.

Mons, montes: Montes Carpatius.

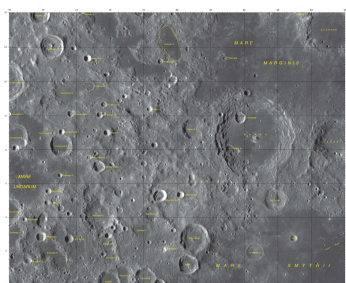
Rima, rimae: Rima Gay-Lussac, Rimae Stadius.



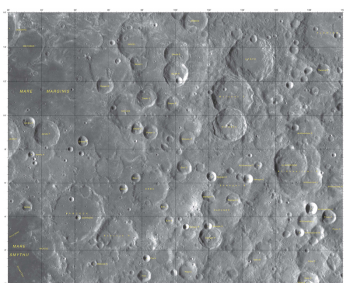
a



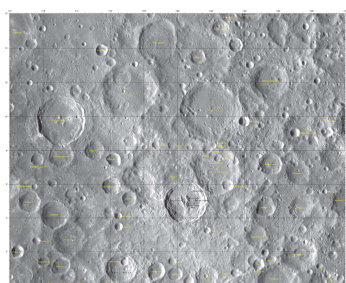
b



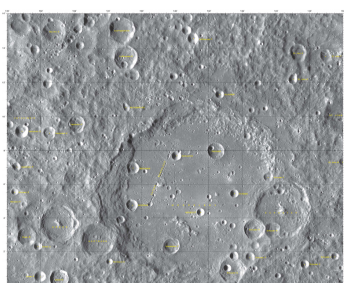
c



d



e



f

Рис. 2.12. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 61; б – LAC 62; в – LAC 63; д – LAC 64; е – LAC 65; ф – LAC 66



LAC-59 (рис. 2.11)

Crater, craters: Triesnecker, Chladni, Manilius, Hyginus, Bode, Ukert, Murchison, Sömmering, Blagg, Marco Polo, Bruce, Schröter, Dembowski, Rhaeticus, Pallas.

Mare, maria: Mare Vaporum.

Rima, rimae: Rima Hyginus, Rima Marco Polo, Rima Schröter, Rimae Bode, Rimae Triesnecker.

Sinus, sinūs: Sinus Medii, Sinus Aestuum.

LAC-60 (рис. 2.11)

Crater, craters: Sabine, Al-Bakri, Julius Caesar, Dionysius, Lamont, Auwers, Schmidt, Boscovich, Tempel, Collins, Manners, Ariadaeus, Silberschlag, Carrel, Ritter, Armstrong, Jansen, Daubrée, Sosigenes, Agrippa, Ross, Arago, Plinius, Cayley, Maclear, Aldrin, Whewell, Godin, De Morgan, D'Arrest.

Lacus, lacūs: Lacus Hiemalis, Lacus Lenitatis.

Landing site name: Statio Tranquillitatis, Little West, West, Double.

Rima, rimae: Rimae Ritter, Rima Jansen, Rima Ariadaeus, Rimae Sosigenes, Rimae Maclear, Rimae Boscovich.

Sinus, sinūs: Sinus Honoris.

LAC-61 (рис. 2.12)

Catena, catenae: Catena Taruntius.

Crater, craters: Watts, Aryabhata, Anville, Diana, Asada, Maskelyne, Donna, Zähringer, Crile, El Greco, Grace, da Vinci, Cauchy, Cajal, Glaisher, Hussein, Menzel, Bernini, Sinas, Cameron, Lyell, Abduh, Wallach, Lawrence, Secchi, Taruntius, Lucian.

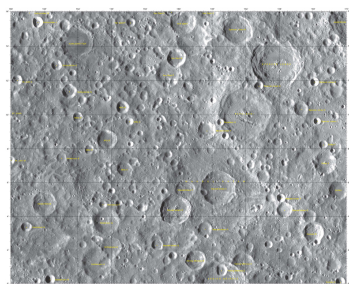
Dorsum, dorsa: Dorsa Cato, Dorsa Barlow, Dorsum Cushman.

Landing site name: Mount Marilyn.

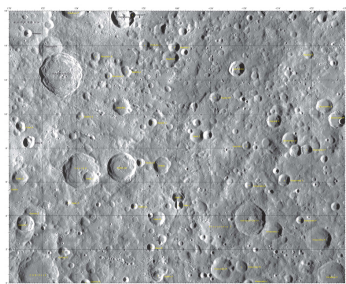
Mare, maria: Mare Tranquillitatis.

Mons, montes: Mons Esam, Montes Secchi.

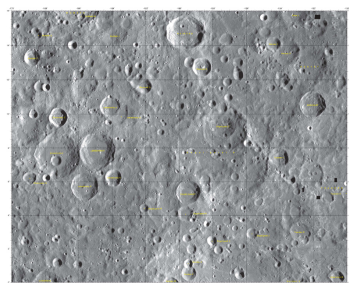
Palus, paludes: Palus Somni.



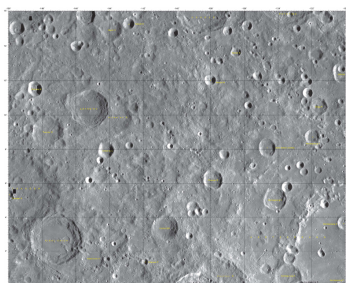
a



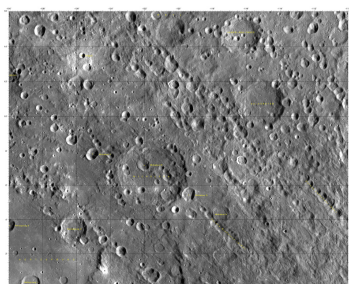
b



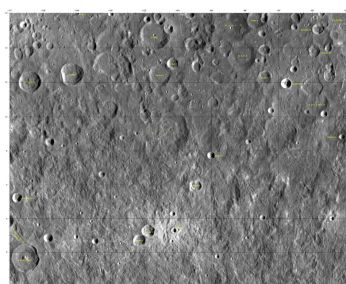
c



d



e



f

Рис. 2.13. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 67; б – LAC 68; в – LAC 69; д – LAC 70; е – LAC 71; ф – LAC 72



Rima, rimae: Rimae Taruntius, Rima Cauchy, Rimae Secchi.

Rupes, rupēs: Rupes Cauchy.

Sinus, sinūs: Sinus Concordiae.

LAC-62 (рис. 2.12)

Crater, craters: Cartan, Petit, Townley, Picard, James, Shapley, Apollonius, Tebbutt, Krogh, Pomortsev, Condon, Smithson, Abbot, van Albada, Firmicus, Stewart, Condorcet, Curtis, Ameghino, Lick, Daly, Auzout, Greaves, Dubyago, Lev, Fahrenheit, Yerkes, Bombelli.

Dorsum, dorsa: Dorsum Termier, Dorsum Cayeux, Dorsa Harker.

Lacus, lacūs: Lacus Perseverantiae.

Mare, maria: Mare Spumans, Mare Undarum.

Mons, montes: Mons Usov.

Promontorium, promontoria: Promontorium Agarum.

Rima, rimae: Rimae Apollonius.

Sinus, sinūs: Sinus Successus.

LAC-63 (рис. 2.12)

Crater, craters: Back, Liouville, Pirandello, Doyle, Boethius, Goddard, Banachiewicz, Respighi, Camoens, Peek, Alhazen, Jenkins, Jansky, Schubert, Hansen, Theiler, Nobili, Wildt, Neper, Knox-Shaw, Sabatier, Tacchini, Virchow.

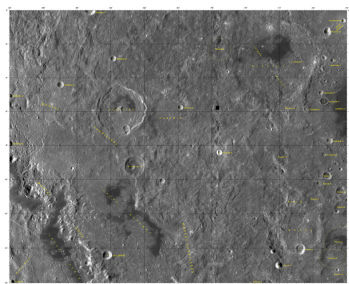
Dorsum, dorsa: Dorsa Dana.

Mare, maria: Mare Marginis.

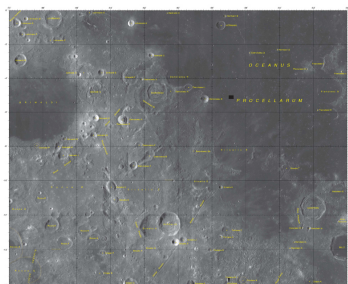
LAC-64 (рис. 2.12)

Crater, craters: Hertz, McAdie, Möbius, Nunn, Saenger, Moiseev, Ibn Yunus, Dreyer, Ginzell, Fox, Zasyadko, Erro, Babcock, Al-Khwarizmi, Fleming.

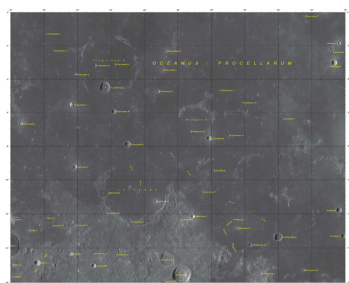
Dorsum, dorsa: Dorsum Cloos.



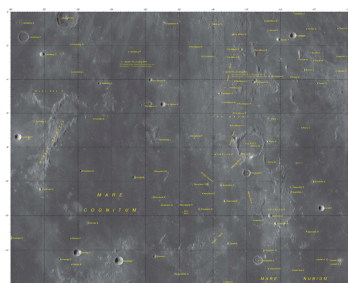
a



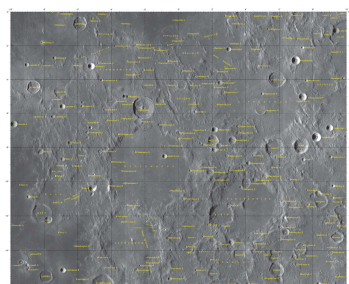
b



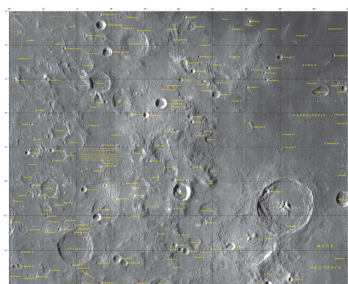
c



d



e



f

Рис. 2.14. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 73; б – LAC 74; в – LAC 75; д – LAC 76; е – LAC 77; ф – LAC 78



LAC-65 (рис. 2.12)

Crater, craters: Firsov, Heron (Hero), Zanstra, Ctesibius, Carol, Guyot, Gregory, Bingham, Abul Wáfa, Kasper, Romeo, King, Shahinaz, Ibn Firnas, Recht, Ewen, Soddy, Lobachevskiy, Morozov, Melissa, Sita, Viviani, Kostinskiy, Katchalsky, Ostwald, Meshcherskiy.

Mons, montes: Mons Dieter, Mons Ganau, Mons Ardeshir, Mons André, Mons Dilip.

LAC-66 (рис. 2.12)

Catena, catenae: Catena Mendeleev.

Crater, craters: St. John, Rutherford, Moissan, Richards, Hartmann, Hoffmeister, Corneille, Schuster, Green, Mendeleev, Bergman, Vetchinkin, Harden, Glauber, Benedict, Fischer.

LAC-67 (рис. 2.13)

Crater, craters: Papaleksi, Kohlschütter, Spencer Jones, Henderson, Mills, Van Gent, Dufay.

LAC-68 (рис. 2.13)

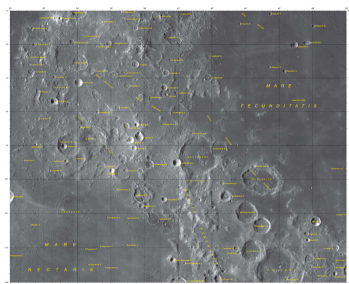
Crater, craters: Anderson, Šafařík, Hayford, Virtanen, Coriolis, Sharonov, Tiseliuss, Stein, Krasovskiy, Valier.

LAC-69 (рис. 2.13)

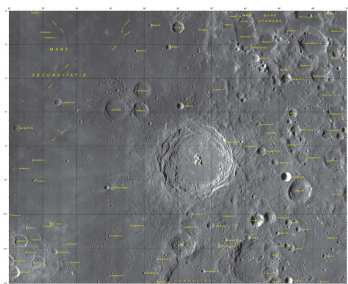
Crater, craters: Zhukovskiy, Lebedinskiy, Henyey, Raimond, Dirichlet, Engel'gardt (Engelhardt).

LAC-70 (рис. 2.13)

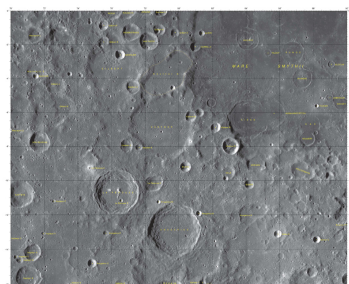
Crater, craters: Artem'ev, Tsander (Zander), Kibal'chich, Grigg, Kuo Shou Ching, Chaucer.



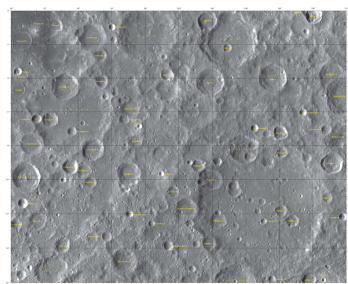
a



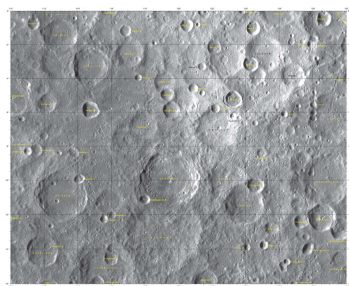
b



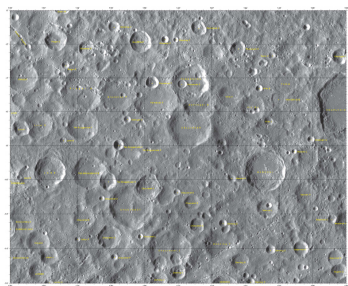
c



d



e



f

Рис. 2.15. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 79; б – LAC 80; в – LAC 81; д – LAC 82; е – LAC 83; ф – LAC 84



LAC-71 (рис. 2.13)

Catena, catenae: Catena Leuschner.

Crater, craters: Michelson, Hertzsprung, Kamerlingh Onnes, Kolhörster, Weyl.

LAC-72 (рис. 2.13)

Crater, craters: Pease, Pierazzo, Nobel, Butlerov, Sundman, Elvey, Lents (Lenz), Leuschner, Mees.

LAC-73 (рис. 2.14)

Crater, craters: Hartwig, Rocca, Riccioli, Schlüter, Lallemand.

Lacus, lacūs: Lacus Autumni.

Rima, rimae: Rimae Kopff, Rimae Riccioli.

LAC-74 (рис. 2.14)

Crater, craters: Billy, Lohrmann, Damoiseau, Sirsalis, Hermann, Grimaldi, Hansteen.

Lacus, lacūs: Lacus Aestatis.

Mons, montes: Mons Hansteen.

Rima, rimae: Rimae Sirsalis, Rima Hansteen, Rimae Grimaldi, Rimae Zupus.

LAC-75 (рис. 2.14)

Crater, craters: Scheele, Herigonius, Letronne, Flamsteed, Winthrop, Wichmann, Norman.

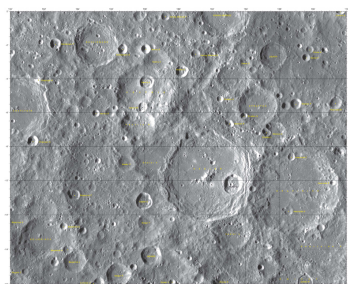
Dorsum, dorsa: Dorsa Ewing, Dorsa Rubey.

Rima, rimae: Rima Billy, Rimae Herigonius.

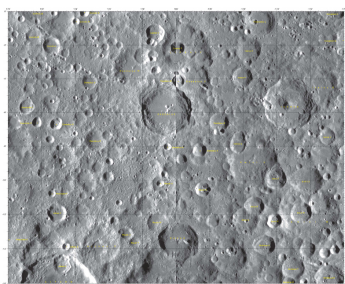
LAC-76 (рис. 2.14)

Crater, craters: Tolansky, Lansberg, Kundt, Turner, Darney, Kuiper, Eppinger, Parry, Euclides, Fra Mauro, Guericke, Bonpland.

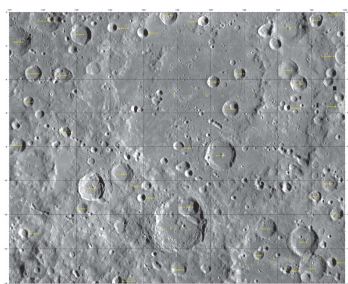
Dorsum, dorsa: Dorsum Guettard.



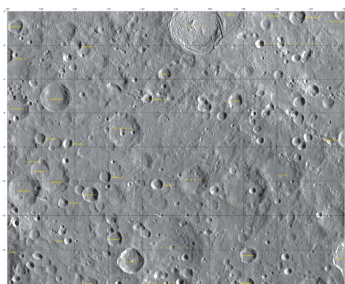
a



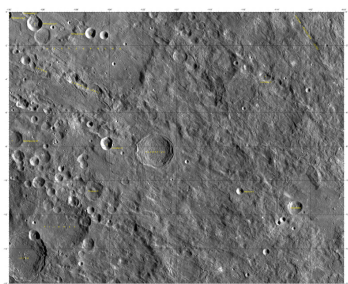
b



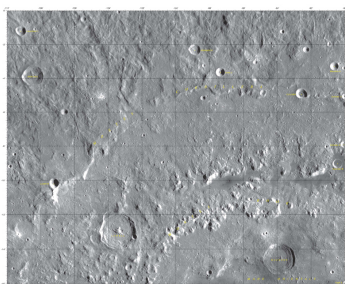
c



d



e



f

Рис. 2.16. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 85; б – LAC 86; в – LAC 87; д – LAC 88; е – LAC 89; ф – LAC 90



Landing site name: Crescent, Cone, Snowman, Doublet, Surveyor, Old Nameless, Sharp-Apollo, Triplet, Flank, Bench, Middle Crescent, Block, Head, Halo, Weird.

Mare, maria: Mare Cognitum.

Mons, montes: Mons Moro, Montes Rhiphaeus.

Rima, rimae: Rimae Parry, Rimae Opelt.

LAC-77 (рис. 2.14)

Catena, catenae: Catena Davy.

Crater, craters: Klein, Réaumur, Davy, Flammarion, Albategnius, Delia, Alphonsus, Chang-Ngo, Horrocks, Ammonius, Gyldén, Oppolzer, Harold, Ptolemaeus, José, Hind, Monira, Halley, Osman, Herschel, Soraya, Alan, Müller, Hipparchus, Ritchey, Burnham, Spörer, Mösting, Susan, Vogel, Priscilla, Saunder, Lade, Ravi, Lassel, Pickering, Seeliger, Parrot, Palisa, Lalande.

Rima, rimae: Rima Oppolzer, Rimae Alphonsus, Rima Réaumur, Rima Ptolemaeus, Rima Flammarion.

LAC-78 (рис. 2.14)

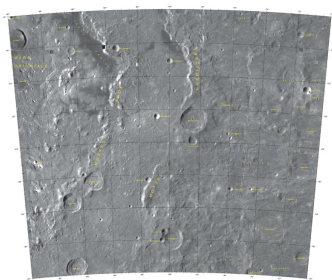
Crater, craters: Mädler, Zöllner, Ibn-Rushd, Theophilus, Lindsay, Moltke, Theon Senior, Theon Junior, Torricelli, Dollond, Descartes, Abulfeda, Delambre, Alfraganus, Hypatia, Shioli, Anděl, Kant, Taylor, Cyrillus.

Landing site name: Stone Mountain, Spot, Spook, South Ray, Smoky Mountains, Ravine, Kiva, Halfway, Gator, Cinco, Baby Ray, End, Plum, Flag, Stubby, Trap, Palmetto, North Ray, Wreck.

Mons, montes: Mons Penck.

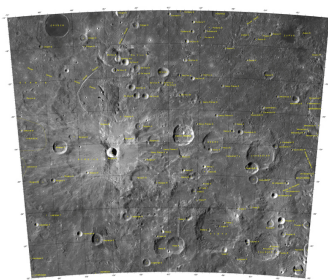
Rima, rimae: Rimae Hypatia.

Sinus, sinūs: Sinus Asperitatis.



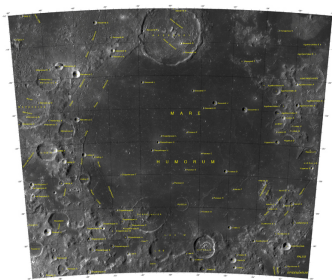
LAC 91
100°E 100°W

a



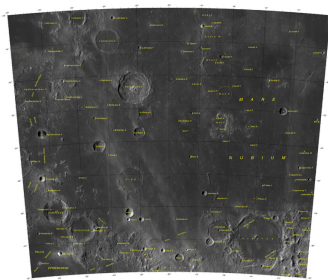
LAC 92
100°E 100°W

b



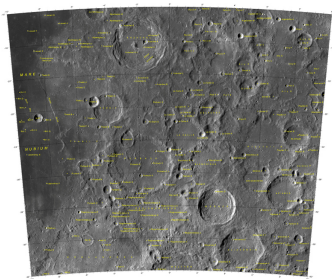
LAC 93
100°E 100°W

c



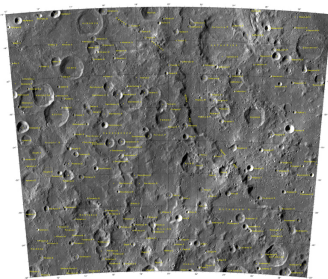
LAC 94
100°E 100°W

d



LAC 95
100°E 100°W

e



LAC 96
100°E 100°W

f

Рис. 2.17. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
а – LAC 91; б – LAC 92; в – LAC 93; д – LAC 94; е – LAC 95; ф – LAC 96



LAC-79 (рис. 2.15)

Crater, craters: Gaudibert, Goclenius, Colombo, Magelhaens, Daguerre, Lubbock, Amontons, Leakey, Gutenberg, Messier, Capella, Isidorus, Censorinus, Bellot.

Mare, maria: Mare Nectaris.

Mons, montes: Montes Pyrenaeus.

Rima, rimae: Rimae Gutenberg, Rimae Goclenius, Rima Messier.

Vallis, valles: Vallis Capella.

LAC-80 (рис. 2.15)

Crater, craters: McClure, Lohse, Lindbergh, Somerville, Langrenus, Webb, Acosta, Lamé, Atwood, Naonobu, Bilharz, Morley, Al-Marrakushi, Barkla, Born, Maclaurin, Hargreaves, Ibn Battuta, Crozier.

Dorsum, dorsa: Dorsa Mawson, Dorsa Geikie, Dorsa Andrusov.

Mare, maria: Mare Fecunditatis.

LAC-81 (рис. 2.15)

Crater, craters: Ansgarius, Pope, La Pérouse, Elmer, Dumas, Avery, Johnson, Carrillo, Shekhov (Chekhov), Tucker, Zola, Haldane, Chekov, Novalis, Dale, Cellini, Defoe, Kapteyn, Black, Geissler, Kiess, Helmert, Kreiken, Widmannstätten, Kao, Van Vleck, Houtermans, von Behring, Gilbert, Lebesgue, Rankine, Talbot, Weierstrass, Kästner, Slocum, Runge, Warner, Swasey.

Mare, maria: Mare Smythii.

Rima, rimae: Rima Widmannstätten.

LAC-82 (рис. 2.15)

Crater, craters: Milton, Ludwig, Voltaire, Ritz, Cervantes, Pasteur, Montaigne, Saha, Tasso, Homeward, Racine, Wyld, Hirayama, Purkyně, Ariosto, Li Po, Dario, Longfellow, Montesquieu, Austen,



Tolstoy, Balzac, Hugo, Brunner, Hume, Anders' Earthrise, Ganskiy (Hansky), Debus.

LAC-83 (рис. 2.15)

Catena, catenae: Catena Gregory.

Crater, craters: Danjon, Bečvář, Delporte, Buisson, Kondratyuk, Dobrovolskiy, Einthoven, Langemak, Khvol'son, Love, D'Arsonval, Meitner, Sherrington, Vesalius, Shirakatsi, Perepelkin, Necho.

LAC-84 (рис. 2.15)

Crater, craters: Dellinger, Lane, Glazenap, Volkov, Lander, Ten Bruggencate, Chauvenet, van den Bos, Pannekoek, Marconi, Vil'ev, Prager, Tamm, Heine, Grimm.

LAC-85 (рис. 2.16)

Crater, craters: Dewar, Geiger, Heaviside, Beijerinck, Ventris, Keeler, Schliemann, Chaplygin, Vening Meinesz, Planté, Stratton.

LAC-86 (рис. 2.16)

Crater, craters: Amici, McKellar, Lipskiy, Racah, Icarus, Daedalus.

LAC-87 (рис. 2.16)

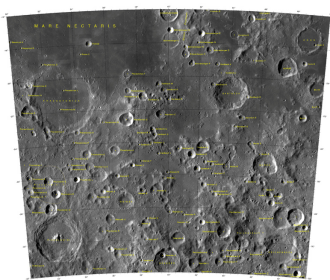
Crater, craters: Doppler, Congreve, Galois, Crookes, Korolev.

LAC-88 (рис. 2.16)

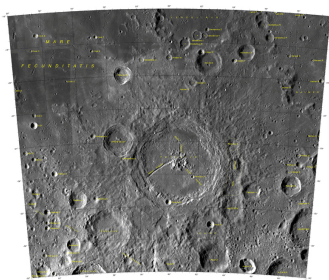
Crater, craters: Mechnikov, Evans, Wan-Hoo (Van-Gu), Vavilov, Timiryazev, Paschen, Sechenov.

LAC-89 (рис. 2.16)

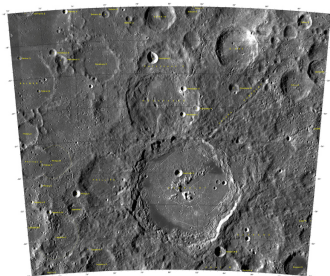
Catena, catenae: Catena Lucretius, Catena Michelson.



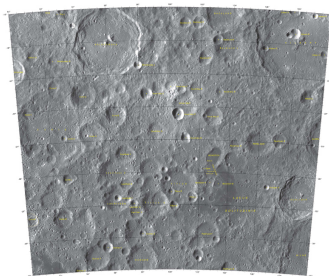
a



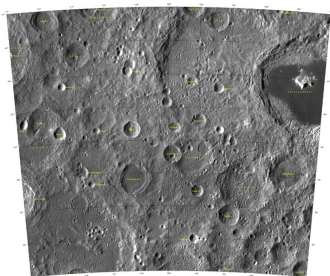
b



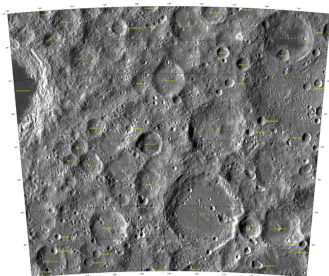
c



d



e



f

Рис. 2.18. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):

a – LAC 97; b – LAC 98; c – LAC 99;
d – LAC 100; e – LAC 101; f – LAC 102



Crater, craters: Kearons, Lucretius, Fridman (Friedmann), Ioffe.

LAC-90 (рис. 2.16)

Crater, craters: Couder, Maunder, Lowell, Grachev, Kramarov.

LAC-91 (рис. 2.17)

Crater, craters: Pettit, Lamarck, Wright, Krasnov, Nicholson, Eichstadt, Kopff.

Lacus, lacūs: Lacus Veris.

LAC-92 (рис. 2.17)

Crater, craters: de Gasparis, Crüger, Cavendish, Byrgius, Vieta, Henry Frères, Zupus, Darwin, De Vico, Henry, Fontana, Fournier.

Rima, rimae: Rimae de Gasparis, Rimae Darwin.

LAC-93 (рис. 2.17)

Crater, craters: Mersenius, Gassendi, Vitello, Dunthorne, Palmieri, Loewy, Lee, Liebig, Puiseux, Hippalus, Doppelmayer, Agatharchides.

Mare, maria: Mare Humorum.

Promontorium, promontoria: Promontorium Kelvin.

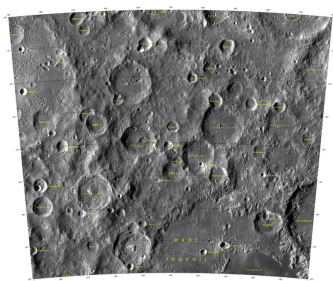
Rima, rimae: Rimae Mersenius, Rimae Palmieri, Rimae Gassendi, Rimae Liebig, Rimae Doppelmayer.

Rupes, rupēs: Rupes Kelvin, Rupes Liebig.

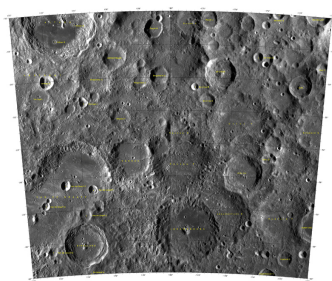
LAC-94 (рис. 2.17)

Crater, craters: Lubiniezky, Marth, Weiss, König, Nicollet, Hesiodus, Lippershey, Bullialdus, Wolf, Campanus, Mercator, Kies, Pitatus, Gould, Opelt.

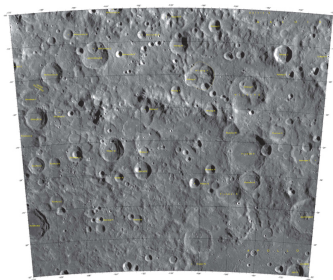
Mare, maria: Mare Nubium.



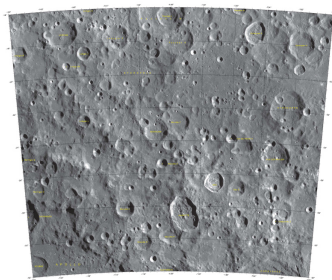
a



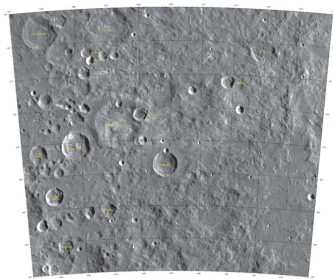
b



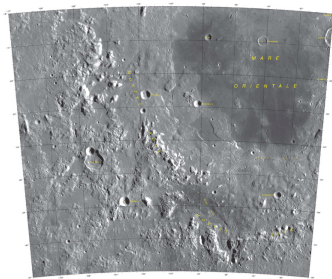
c



d



e



f

Рис. 2.19. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):

a – LAC 103; b – LAC 104; c – LAC 105;

d – LAC 106; e – LAC 107; f – LAC 108



Palus, paludes: Palus Epidemiarum.

Rima, rimae: Rima Hesiodus, Rima Agatharchides, Rimae Hippalus, Rimae Pitatus.

Rupes, rupēs: Rupes Mercator.

LAC-95 (рис. 2.17)

Crater, craters: Argelander, Regiomontanus, Blanchinus, La Caille, Arzachel, Purbach, Delaunay, Aliacensis, Birt, Krusenstern, Apianus, Alpetragius, Donati, Airy, Faye, Playfair, Werner, Thebit.

Promontorium, promontoria: Promontorium Taenarium.

Rima, rimae: Rima Birt, Rimae Arzachel.

Rupes, rupēs: Rupes Recta.

LAC-96 (рис. 2.17)

Catena, catenae: Catena Abulfeda.

Crater, craters: Catharina, Pontanus, Polybius, Zagut, Sacrobosco, Tacitus, Poisson, Rothmann, Wilkins, Almanon, Abenezra, Azophi, Pons, Geber, Fermat, Beaumont.

Rupes, rupēs: Rupes Altai.

LAC-97 (рис. 2.18)

Crater, craters: Santbech, Neander, Reichenbach, Monge, Cook, Rosse, Borda, Weinek, Piccolomini, Fracastorius, Bohnenberger.

LAC-98 (рис. 2.18)

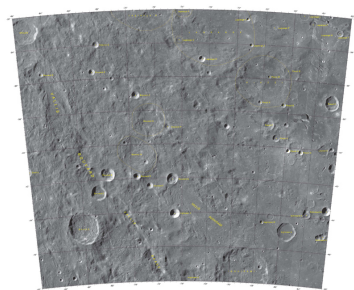
Crater, craters: Wrottesley, Biot, Snellius, Holden, Petavius, Hase, Vendelinus, Adams, Palitzsch.

Rima, rimae: Rimae Petavius, Rima Hase.

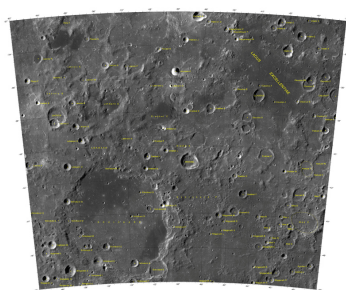
Vallis, valles: Vallis Palitzsch, Vallis Snellius.

LAC-99 (рис. 2.18)

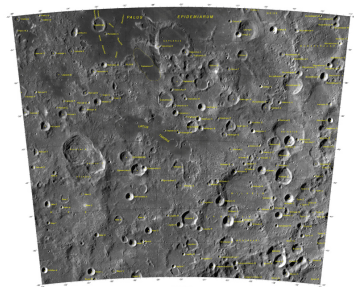
Catena, catenae: Catena Humboldt.



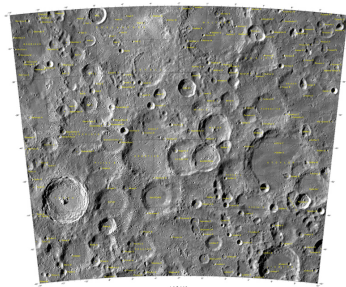
a



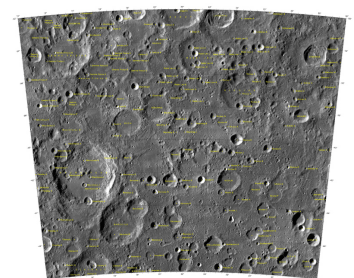
b



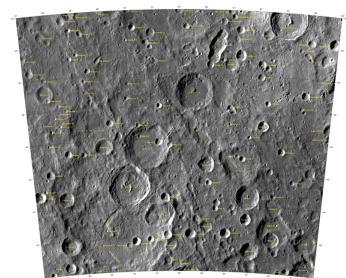
c



d



e



f

Рис. 2.20. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):

a – LAC 109; b – LAC 110; c – LAC 111;

d – LAC 112; e – LAC 113; f – LAC 114



Crater, craters: Gibbs, Easley, Balmer, Barnard, Schorr, Humboldt, Phillips, Legendre, Hecataeu, Behaim, Vaughan, Wargo.

LAC-100 (рис. 2.18)

Crater, craters: Backlund, Donner, Bawa, Lauritsen, Curie, Fairouz, Edith, Bowditch, Sklodowska, Titius, Koval'skiy, Perel'man, Hilbert, Karima, Scaliger.

Lacus, lacūs: Lacus Solitudinis.

Rima, rimae: Rima Siegfried.

LAC-101 (рис. 2.18)

Crater, craters: Fermi, Waterman, Izsak, Xenophon, Diderot, Sophocles, Litke (Lütke), Alden, Milne, Baudelaire, Zhiritskiy, Babakin, Schaeberle, Mann, Tsiolkovskiy, Guest, Neujmin.

LAC-102 (рис. 2.18)

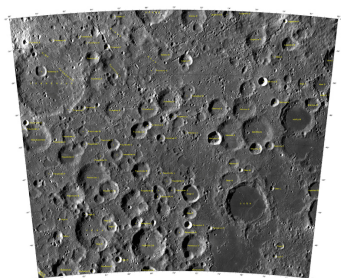
Crater, craters: Chenier, Subbotin, Denning, Stark, Bondarenko, Homer, Pavlov, Gagarin, Tharp, Patsaev, Kira, Lampland, Sappho, Fesekov, Vergil, Kosberg, Andronov, Levi-Civita, Pirquet, Isaev.

LAC-103 (рис. 2.19)

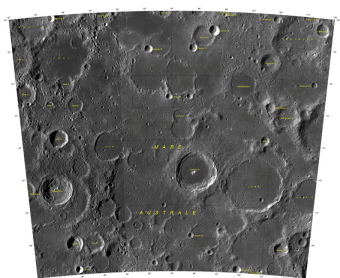
Crater, craters: O'Day, Grave, Raspletin, Zelinskiy, Paracelsus, Sierpinski, Wróblewski, Barbier, Zwicky, Cyrano, Armiński, Holetschek, Balandin.

LAC-104 (рис. 2.19)

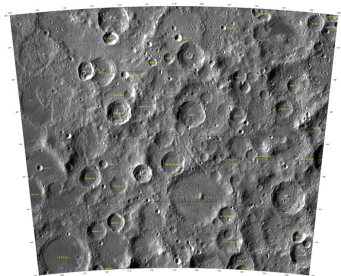
Crater, craters: De Vries, Leeuwenhoek, Nassau, Van de Graaff, Bergstrand, Vertregt, Birkeland, Orlov, Aitken, Bok.



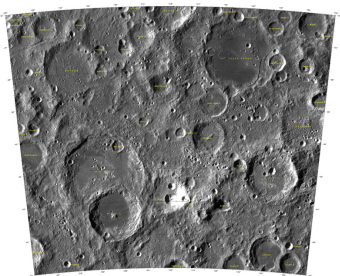
a



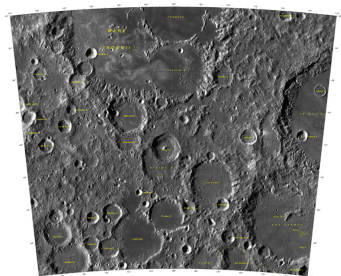
b



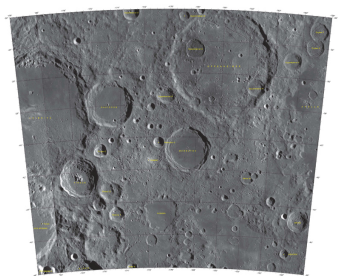
c



d



e



f

Рис. 2.21. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):

a – LAC 115; b – LAC 116; c – LAC 117;

d – LAC 118; e – LAC 119; f – LAC 120



LAC-105 (рис. 2.19)

Crater, craters: Mohorovičić, Walker, Wilsing, Barringer, Plummer, Sniadecki, Smith, Rumford.

Lacus, lacūs: Lacus Oblivionis.

LAC-106 (рис. 2.19)

Crater, craters: Das, Scobee, Sternfeld, Von der Pahlen, Lodygin, Strömgren, Murakami, Mariotte.

LAC-107 (рис. 2.19)

Crater, craters: Houzeau, Belopol'skiy, Konoplev, Chalonge, Lewis, Ellerman, Gerasimovich.

LAC-108 (рис. 2.19)

Crater, craters: Golitsyn, Hohmann, Il'in, Fryxell, Shuleykin.

Mare, maria: Mare Orientale.

Mons, montes: Montes Rook, Montes Cordillera.

Rima, rimae: Rimae Focas, Rimae Golitsyn, Rimae Pettit.

LAC-109 (рис. 2.20)

Crater, craters: Lagrange, Piazzzi, Shaler, Baade, Inghirami.

Vallis, valles: Vallis Inghirami, Vallis Baade, Vallis Bouvard.

LAC-110 (рис. 2.20)

Crater, craters: Clausius, Schickard, Lacroix, Drebbel, Lehmann.

Lacus, lacūs: Lacus Excellentiae.

LAC-111 (рис. 2.20)

Crater, craters: Epimenides, Lagalla, Lepaute, Hainzel, Brown, Ramsden, Mee, Wilhelm, Heinsius, Wurzelbauer, Cichus, Montanari, Elger, Haidinger, Capuanus.

Lacus, lacūs: Lacus Timoris.

Rima, rimae: Rimae Ramsden.

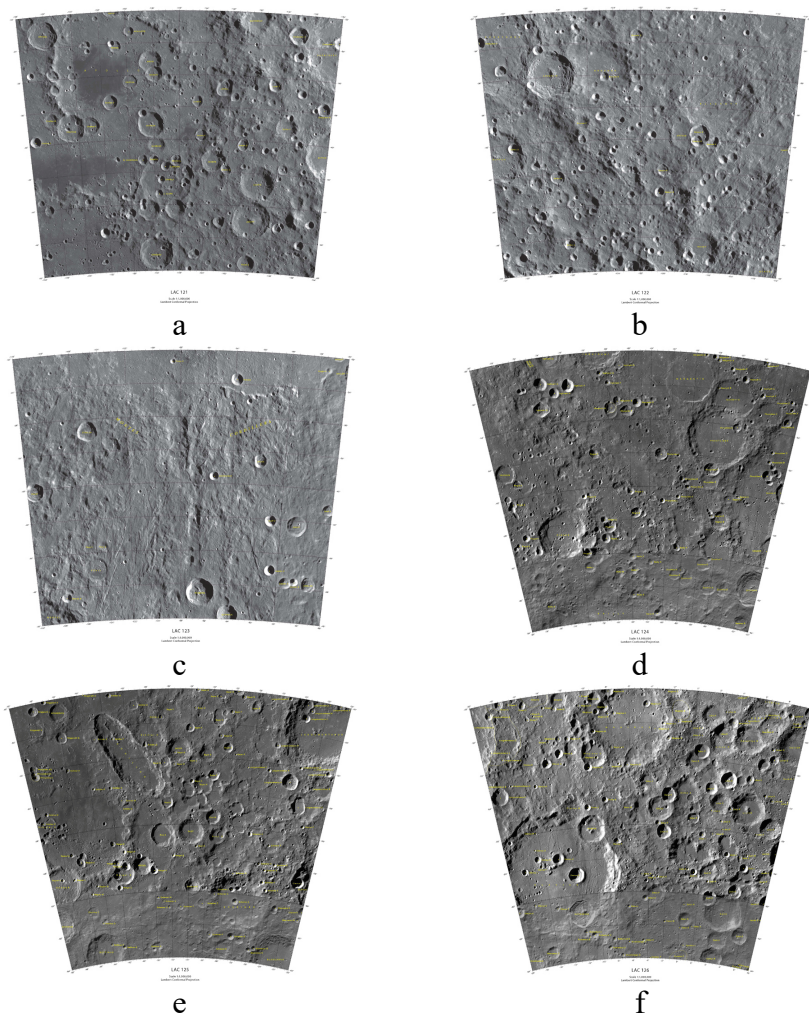


Рис. 2.22. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
 а – LAC 121; б – LAC 122; в – LAC 123;
 д – LAC 124; е – LAC 125; ф – LAC 126



LAC-112 (рис. 2.20)

Crater, craters: Saussure, Pictet, Miller, Licetus, Hell, Deslandres, Fernelius, Kaiser, Faraday, Ball, Nonius, Street, Lexell, Orontius, Gauricus, Sasserides, Huggins, Proctor, Tycho, Stöfler, Nasireddin, Walther.

LAC-113 (рис. 2.20)

Crater, craters: Lindenau, Wöhler, Goodacre, Barocius, Gemma Frisius, Rabbi Levi, Maurolycus, Stiborius, Nicolai, Riccius, Büsching, Spallanzani, Clairaut, Buch, Celsius, Dove.

LAC-114 (рис. 2.20)

Crater, craters: Mallet, Brenner, Metius, Stevinus, Lockyer, Rheita, Fabricius, Young, Janssen.

Rima, rimae: Rimae Janssen.

Vallis, valles: Vallis Rheita.

LAC-115 (рис. 2.21)

Crater, craters: Oken, Furnerius, Harlan, Marinus, Fraunhofer, Vega, Peirescius, Reimarus.

Rima, rimae: Rimae Hase, Rima Furnerius.

LAC-116 (рис. 2.21)

Crater, craters: Jenner, Abel, Parkhurst, Gum, Lamb, Hamilton, Gernsback.

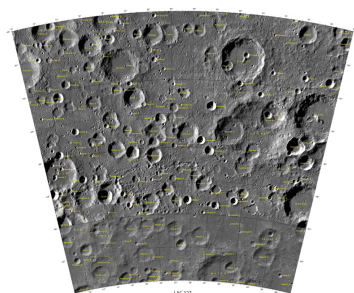
Mare, maria: Mare Australe.

LAC-117 (рис. 2.21)

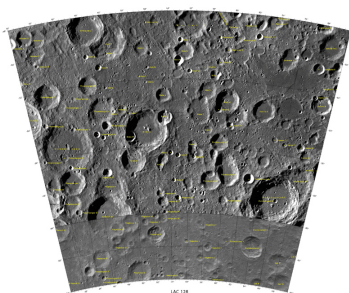
Crater, craters: Kozyrev, Pogson, Clark, Tyndall, Lebedev, Coblentz, Carver, Bolyai, Van der Waals, Bjerknes, Pizzetti.

LAC-118 (рис. 2.21)

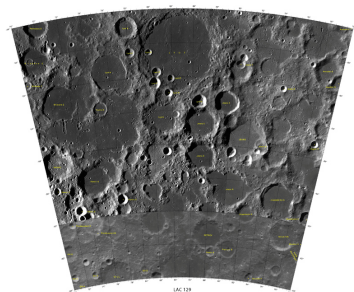
Crater, craters: Crocco, Lundmark, Pauli, Rosseland, Eötvös, Ramsay, Koch, Seidel, Jules Verne, Ryder, Roche.



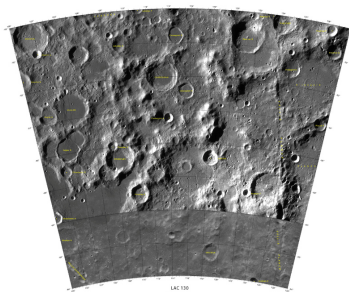
a



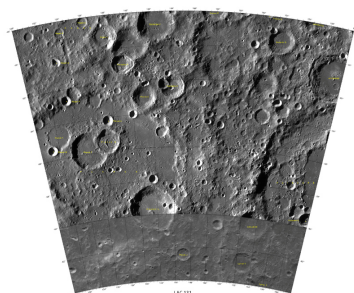
b



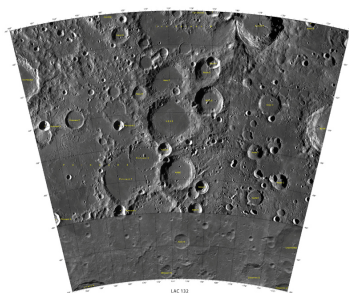
c



d



e



f

Рис. 2.23. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):

a – LAC 127; b – LAC 128; c – LAC 129;

d – LAC 130; e – LAC 131; f – LAC 132



LAC-119 (рис. 2.21)

Crater, craters: Von Kármán, Zhinyu, Hegu, Obruchev, Thomson, Oresme, Chrétien, Garavito, Cajori.

Landing site name: Statio Tianhe.

Mare, maria: Mare Ingenii.

Mons, montes: Mons Tai.

LAC-120 (рис. 2.21)

Crater, craters: Leibnitz, White, Davisson, Tianjin, Hendrix, Maksutov, Finsen, Nishina, Oppenheimer.

LAC-121 (рис. 2.22)

Crater, craters: Leavitt, Jarvis, Kleymenov, Dryden, McAuliffe, Onizuka, Grissom, Lovell, M. Anderson, McNair, McCool, Chaffee, Resnik, Chawla, Ramon, L. Clark, Husband, Borman, Anders, D. Brown, Apollo.

LAC-122 (рис. 2.22)

Crater, craters: Chebyshev, Stetson, Langmuir, Buffon, Blackett, Brouwer.

LAC-123 (рис. 2.22)

Crater, craters: Graff, Drude, Catalán, Steklov, Heyrovsky, Rydberg, Chant, Focas, Guthnick, Fényi.

LAC-124 (рис. 2.22)

Crater, craters: Nasmyth, Wargentin, Phocylides, Zucchi, Yakovkin, Pingré.

LAC-125 (рис. 2.22)

Crater, craters: Nöggerath, Schiller, Longomontanus, Scheiner, Bettinus, Segner, Rost, Weigel, Bayer, Blancanus.

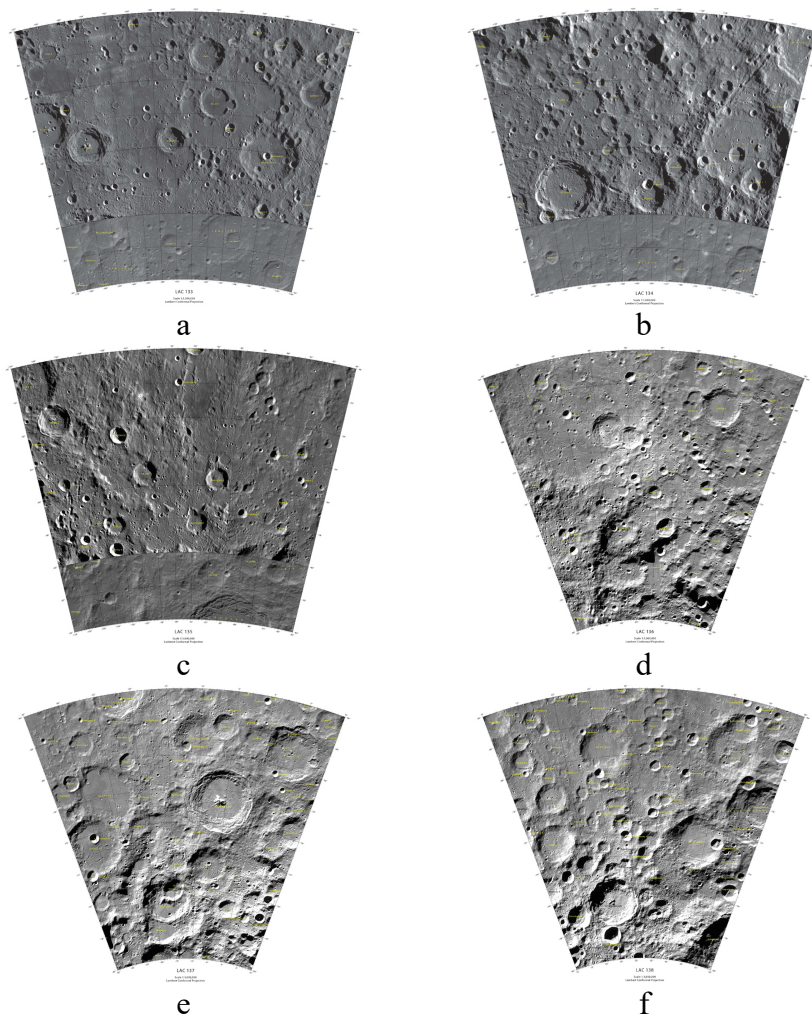


Рис. 2.24. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):
 а – LAC 133; б – LAC 134; в – LAC 135;
 д – LAC 136; е – LAC 137; ф – LAC 138



LAC-126 (рис. 2.22)

Crater, craters: Maginus, Zach, Lilius, Rutherford, Heraclitus, Cuvier, Deluc, Porter, Clavius.

LAC-127 (рис. 2.23)

Crater, craters: Asclepi, Hommel, Mutus, Jacobi, Ideler, Nearch, Pitiscus, Kinau, Vlacq, Baco, Breislak, Tannerus.

LAC-128 (рис. 2.23)

Crater, craters: Hagecius, Brisbane, Pontécoulant, Watt, Biela, Steinheil, Rosenberger.

LAC-129 (рис. 2.23)

Crater, craters: Lyot, Chamberlin, Moulton, Jeans, Hanno, Petrov, Gill.

LAC-130 (рис. 2.23)

Crater, craters: Pikel'ner, Hildegard, Kimura, Priestley, Anuchin, Van Wijk, Cassegrain, Fechner, Kugler.

Vallis, valles: Vallis Planck.

LAC-131 (рис. 2.23)

Crater, craters: Planck, Hopmann, Hagen, Cailleux, Prandtl, Tseraskiy (Ceraschi).

LAC-132 (рис. 2.23)

Crater, craters: Abbe, Haret, Poincaré, Hess, Boyle, Cabannes, Alder.

LAC-133 (рис. 2.24)

Crater, craters: Riedel, Bellinsgauzen (Bellingshausen), Stoney, Bhabha, Berlage, Eijkman, Bose, Minkowski, Baldet, Cori, Karrer, Lemaître.

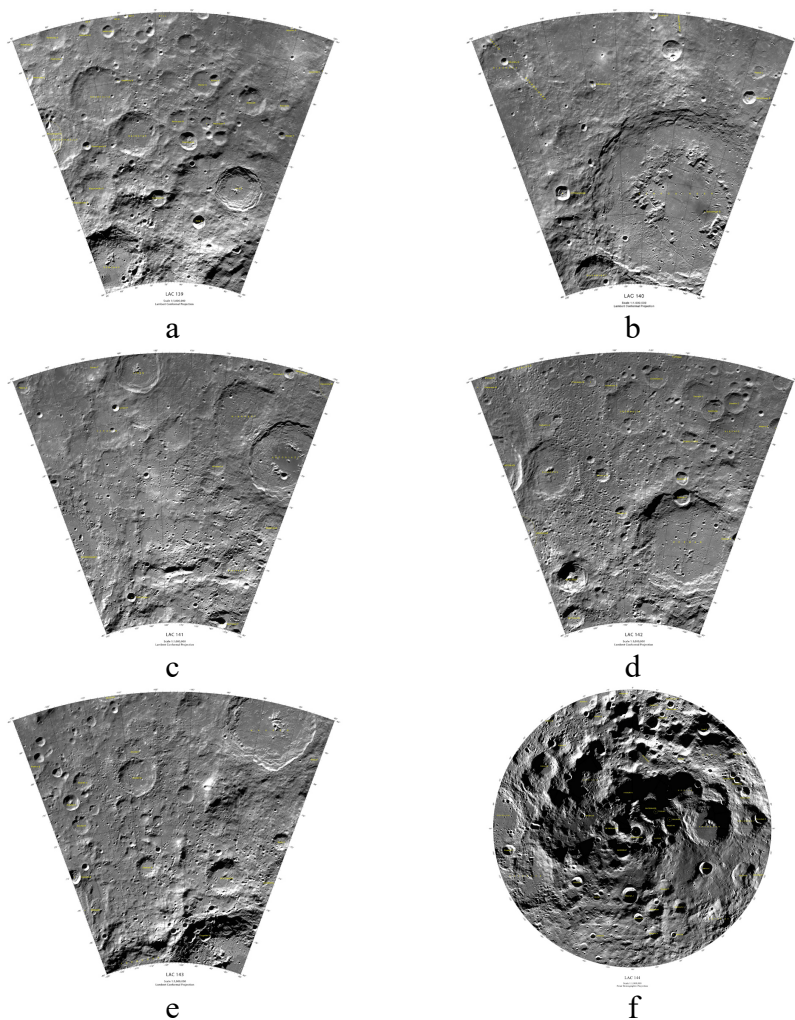


Рис. 2.25. Номенклатурні квадранти Місяця (продовження):

a – LAC 139; b – LAC 140; c – LAC 141;
d – LAC 142; e – LAC 143; f – LAC 144



LAC-134 (рис. 2.24)

Crater, craters: Tiling, Petzval, Fizeau, Watson, Lippmann.

LAC-135 (рис. 2.24)

Crater, craters: Arrhenius, Pilâtre, Blanchard, Chappe, Andersson, De Roy, Mendel, Chadwick.

LAC-136 (рис. 2.24)

Crater, craters: Le Gentil, Bailly, Kircher, Wilson.

LAC-137 (рис. 2.24)

Crater, craters: Newton, Casatus, Klaproth, Curtius, Gruemberger, Short, Moretus, Cysatus.

LAC-138 (рис. 2.24)

Crater, craters: Manzinus, Pentland, Boussingault, Simpelius, Schomberger, Boguslawsky.

LAC-139 (рис. 2.25)

Crater, craters: Hale, Wexler, Helmholtz, Demonax, Neumayer.

LAC-140 (рис. 2.25)

Crater, craters: Ganswindt, Rittenhouse, Grotrian, Schrödinger, Hawke, Sikorsky.
Vallis, valles: Vallis Schrödinger.

LAC-141 (рис. 2.25)

Crater, craters: Minnaert, Brashear, Lyman, Antoniadi.

LAC-142 (рис. 2.25)

Crater, craters: De Forest, Alekhin, Zeeman, Dawson, Zhang Yuzhe, Numerov, Crommelin.



LAC-143 (рис. 2.25)

Crater, craters: Drygalski, Boltzmann, Hausen, Doerfel.

LAC-144 (рис. 2.25)

Crater, craters: Nobile, Malapert, Idel'son, Faustini, Hédervári, Ashbrook, Laveran, Svedberg, Wapowski, Kuhn, Sverdrup, Kocher, Tooley, Nefed'ev, Shackleton, Shoemaker, Haworth, Malinkin, Braude, Wiechert, Scott, von Baeyer, Ibn Bajja, de Gerlache, Slater, Cabeus, Amundsen.



РОЗДІЛ 3

ТЕКТОНІЧНІ ТА ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ МІСЯЦЯ. РЕЛЬЄФ МІСЯЦЯ

- 3.1. Тектонічна будова Місяця.
- 3.2. Геологічна історія Місяця.
- 3.3. Деякі найпоширеніші структурно-стратиграфічні елементи на поверхні Місяця.

3.1. Тектонічна будова Місяця

Загальновідомо, що глобальна планетарна тектоніка яскраво демонструє безліч процесів, які формували і продовжують формувати планетарні форми рельєфу. Та незважаючи на те, що історія картографування та моделювання планетарної тектоніки доволі довга, як правило, в ній не порстежується якоїсь одної чікої моделі. [Matsuyama et al. \(2020\)](#) представлено всеосяжну та загальну модель напруг і глобальної тектоніки Місяця, яка одночасно враховує велику кількість механізмів, які є рушійними силами тектогенезу. Їхня модель застосовується для масового навантаження з довільною геометрією, обертальними та орбітальними збуреннями та довільними товщинами пружної літосфери. Цей цілісний підхід до тектонічного моделювання має важливі наслідки для розуміння як місячної еволюції, так і тектоніки в Сонячній системі.

Тектонічні форми рельєфу на Місяці переважно поширені поблизу місячних морів і безпосередньо пов'язані з ними. Локалізована в морських басейнах місячна тектоніка виражається двома типами поверхні: хребтоподібними підвищеннями, утвореними внаслідок стиснення гірських порід, і лінійними та дугоподібними депресіями (*Rima, rimaе*) або жолобами. Це складні



морфологічні форми рельєфу, поширені в базальтових морях, що наразі інтерпретується доволі суперечливо, як тектонічні форми рельєфу, що утворилися внаслідок розривних та стискальних рухів. Лінійні та дугоподібні депресії являють собою довгі, вузькі жолоби, що інколи інтерпретується як грабени, утворені розширювальними рухами, які деформували як морські базальти на периферії ударних басейнів, так і сусідні з басейнами нагір'я. На відміну від локалізованої в басейнах тектоніки, форми рельєфу прилеглої зони ускладнені наявністю лопатеподібних уступів. Це відносно невеликі асиметричні ділянки, які часто сегментовані з характерними лопатеподібними краями. Ці форми рельєфу є поверхневим вираженням тягових розломів і домінуючою тектонічною особливістю на місячній поверхні. Вік щільності кратерів вказує на те, що розширення місячної кори, пов'язане з місячними морями, припинилося приблизно 3,6 млрд років тому. Проте стиснення місячної кори в морях продовжувалось, очевидно, до 1,2 млрд років тому. Припинення розтягування кори могло бути результатом накладання багатьох стискаючих напружень внаслідок глобального стиснення. Лопатеподібні уступи сформувалися менше 1 млрд років тому, і, як видається, є одними з наймолодших ендегенних деталей на поверхні Місяця. Наявність молодих лопатеподібних уступів підтримує гіпотезу про пізню стадію стиснення місячної кори. Місячні сейсмічні дані дають уявлення і про внутрішню структуру Місяця, а просторовий розподіл і глибина деяких місячних землетрусів свідчать про поточну тектонічну активність на нашому супутнику. Глибокі місячні землетруси мають тенденцію до скупчення по периферії великих ударних басейнів, хоча вони і занадто глибокі, щоб безпосередньо корелювати з розподілом згаданих тектонічних поверхневих особливостей, в такому разі вони можуть бути пов'язані з довгоживучими глибокими бічними тепловими або композиційними неоднорідностями, які загалом



пов'язані з безпосереднім формуванням басейнів і базальтових морів. Неглибокі землетруси також розповсюджені поза басейнами. Вважається, що вони формуються у верхній мантії, ймовірно, що деякі з них відбуваються і в місячній корі. Зважаючи на це, деякі із фіксованих землетрусів можуть бути помилково пов'язані з місячними розломами.

3.2. Геологічна історія Місяця

Історія формування поверхні. Найбільш детально геологічна історія поверхні Місяця реконструйована [Wilhelms \(1987\)](#), і нижче ми дотримуємося його схеми з невеликими змінами. Хоча серед визначень абсолютного віку місячних зразків є окремі значення понад 4,4 млрд р., угруповання зразків з близьким віком (відображають якісь певної події) з'являються приблизно з 4,2 млрд років. Очевидно, до цього моменту радіоактивні годинники в породах дуже часто перезаводились ударними та ендегенними впливами.

Тому припускається, що становлення кори закінчилося між 4,4 і 4,2 млрд р., неодноразово в різних місцях. Які структури і в якій кількості існували в той час, ми оцінити не можемо, так як всі вони практично стерті тривалим інтенсивним метеоритним бомбардуванням. Донектарський, або гіппархівський ([Shoemaker, Hackman 1962](#)), період починається з епохи консолідації місячної кори і триває до початку формування нектарських басейнів. За цей час було утворено близько 3400 кратерів з діаметрами 30–300 км і 28–30 басейнів поперечником понад 300 км. Одні лише басейни з їх викидами відповідних розмірів повинні були перекрити до 85% поверхні. Структури цього періоду сильно зруйновані, спотворені і перекриті, і найдавніші з них зруйновані настільки, що ледь розрізняються. Тому немає підстав вважати, що басейни цього і наступного періодів створені якимось



сплеском бомбардування – просто і більш давні форми зникли. Нектарський період – це час формування 10-12 відносно добре збережених басейнів; у басейнів морів Нектар, Криз і Вологості розрізняється частина полів викидів з їх первинною скульптурою і скупчення вторинних кратерів. Кратери цього періоду називаються також птолемеєвськими (Бубнов 1960), їх повинно було утворитися приблизно в 2,5 разу менше, ніж гіппархівських (у тих же інтервалах розмірів). Зазвичай вони мають добре виражені вали і центральні гірки, дещо заглиблені днища (щодо навколишньої місцевості). Абсолютні віки басейнів визначалися за зразками (Аполонів) (Taylor 1975; Pike 1976) та («Луны-20»), які, імовірно, належать до товщі викидів морів Нектар, Криз і Ясності. Вони коливаються в межах 3,85–3,95 млрд років, але більш вузькі межі датувань видаються проблематичними, оскільки не цілком ясно, чи справді саме ці зразки характеризують товщі викидів із названих морів (Gault, et al. 1975).

Ще невизначеного віку базальти, що заповнюють нектарські і донектарські басейни, оскільки залишилися невипробуваними і найстародавніші, і наймолодші лави; судячи зі щільності кратерів і з віку базальтів, випробуваних в окремих точках, вулканічна активність, мабуть, починалася невдовзі після утворення басейну і тривала сотні мільйонів років після цього.

Імбрійський період включає появу двох найбільших басейнів – Моря Дощів близько 3,85 млрд р. (з датування його викидів у місцях посадок (Аполонів)) і Моря Східного приблизно на 50 млн р. пізніше (за підрахунками густин кратерів) і заповнення цих та ряду інших басейнів базальтами з віками 3,2–2,5 млрд р.

Wilhelms (1987) називає перший етап ранньоімбрійським, другий – пізньоімбрійським. У межі пізньоімбрійського етапу потрапляє також популяція так званих архімедових кратерів, утворених після цих двох великих басейнів, але до заповнення їх базальтами або синхронно з виливами. Очевидно, в цей етап максимальних виливів з'явилося і більшість вулканічних кратерів і



вулканів у морях і на материках. Треба відзначити, що незважаючи на порівняно невелику різницю в абсолютному віці цих двох басейнів. Море Східне виглядає набагато свіжішим, ніж Море Дощів. Мабуть, це пояснюється тим, що при утворенні кожного нового басейну грандіозні місяцетруси, що супроводжували удар, приводили до значної деградації попередніх структур.

Ератосфенський період, що тривав приблизно з 2,5 до 1 млрд р., характеризується утворенням рідкісних ударних кратерів, не перекритих лавами, що зберегли первинну скульптуру валу і вторинні кратери, але втратили світлі променеві системи.

Метеоритний потік до кінця цього інтервалу, мабуть, дійшов до сучасного рівня. На окремих ділянках спорадичні виливи лав тривали до кінця періоду ([Heiken et al. 1991](#)).

Коперніканський період – час формування наймолодших ударних кратерів з незруйнованими світлими променевими системами. Абсолютний вік речовини, імовірно, викинутої з ранніх коперніканських кратерів, в межах 0,8–1,3 млрд р., вік одного з наймолодших великих кратерів Тихо, оцінюваний за щільністю кратерів, – від 20–40 до 100 млн. р. На днищах і валах великих коперніканських кратерів видно вулканічні структури, які, судячи з деяких ознак, формувалися тривалий час. Однак літосфера до початку цього періоду досягла потужності сотень кілометрів, що обмежувало можливість подачі розплавів на поверхню. Можливо, масштаби ударного плавлення під великими кратерами були більші, ніж прийнято вважати. Отже, до теперішнього часу досить добре встановлені відносна роль ударних і вулканічних процесів на Місяці та особливості ударних і ендегенних структур, з'ясовано в загальних рисах будову місячної оболонки і побудована хронологічна шкала етапів формування її поверхні. Проте досі немає чітких фотографій полярних областей та великих територій на зворотному боці, особливо на захід від Моря Східного. Геохімічна зйомка з орбіти відображає лише загаль-



ний характер порід поверхні і проведена тільки у відносно вузькій смузі вздовж трас орбітальних модулів (Аполонів). Варіації потужності кори, неоднорідності її будови і, тим більше, будови мантії залишаються багато в чому предметом здогадів і вимагають додаткових сейсмічних і гравіметричних досліджень; потрібні також магнітометричні дослідження. Залишаються невипробуваними склад і абсолютний вік деяких типів місячних порід. Шкала подій стародавніше 3,9 млрд р. потребує подальшого калібрування.

3.3. Деякі найпоширеніші структурно-стратиграфічні елементи на поверхні Місяця

Для цілей геологічного картування планет земної групи було прийнято чимало класифікацій, в яких елементи поверхні планет згруповані відносно послідовності виникнення або відповідно до відносного віку. Основні підрозділи цих класифікацій зазвичай називають структурно-стратиграфічними системами, для елементів яких ми використовуємо термін «відміна».

Для Місяця структурно-стратиграфічна система розроблена нами найкраще, оскільки для цієї планети виконано найбільшу кількість якісних зображень, які дозволяють провести значно глибший аналіз та виокремити більше поверхневих відмінностей. – Hackman (1962, 1966); Marshall (1963); Carr (1965, 1966); Eggleton (1965); Moore (1965, 1967); Trask, Titley (1966); McCauley (1967a, 1973); Morris, Wilhelms (1967); Schmitt, et al. (1967); Titley (1967); Howard, Masursky (1968); Milton (1968); Wilhelms (1968, 1972a); Schaber (1969); Ulrich (1969); Page (1970); Offield (1971); Rowan (1971); Stuart-Alexander (1971); Casella, Binder (1972); Cummings (1972); Elston (1972); Lucchitta (1972); M'gonigle, Schleicher (1972); Scott, (1972a, 1972b); Scott, Pohn (1972); Mutch, Saunders (1972); Pohn (1972); Stuart-



Alexander, Tabor (1972); Hodges (1973a, 1973b); Scott, Eggleton (1973); Wilshire (1973); Grolier (1974); Karlstrom (1974); Olson, Wilhelms (1974); Saunders, Wilhelms (1974).

3.3.1. Донектарійсько-Нектарійська система

Материкові комплекси:

1. **pIt** – горбисті, суцільні материкові відміни. В рельєфі представлені як хаотичні місцевості – хребти, пагорби, плато. Альbedo середнє. До цього блоку часто включають і значно вищі гірські утворення, чиї гострі піки мають набагато вище альbedo. Відміни досить часто знаходяться під покривами вулканічних матеріалів і викидами з молодших басейнів.

2. **pIts** – перехідні відміни від материкових регіонів до морських. Характеризуються значною похованістю під молодшими утвореннями. За характером поверхні дуже схожі на імбрійські рівнини, крім їх пізніших частин, і тому в більшою мірою, кратеровані та змінені тектонічними подіями.

3. **pIts, plth, pltr** – материкові відміни. Здебільшого це відміни гірських місцевостей, що характеризуються численними дрібними кратерами. **pIts** – материкові відміни з досить гладкою поверхнею. Поверхні барельєфу проявляються здебільшого згладженими й округлими топографічними нерівностями. **plth** – материкові відміни з горбисто-хвилястою поверхнею. **pltr** – материкові відміни із складним малюнком поверхні. Ділянки хаотичного рельєфу характеризуються крутими схилами. Плоскі поверхні цих відмін, імовірно, чисто материкового походження і складаються, в основному, викидами з багатьох джерел. Горбисто-хвилясті відміни, ймовірно, сформовані викидами з басейнів.

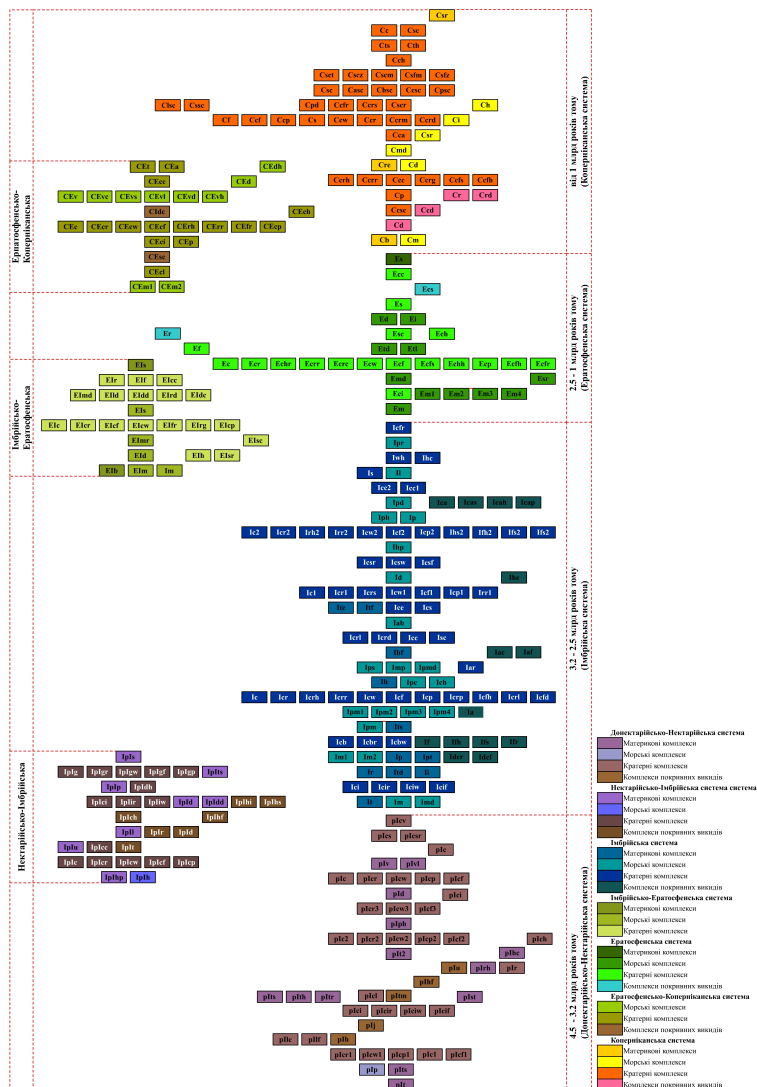


Рис. 3.1. Структурно-стратиграфічні системи Місяця



4. **pIst** – гладкі материкові відміни. Подібні до хребтоподібних материкових відмін. Ребристі поверхні, переважно або локально відсутні, більшість гребенів, зазвичай, мають пологі схили. Райони між хребтами частково рівні та гладкі, більшість валів кратерів у межах цих відмін добре збереглися. Більшість гладких поверхонь інтерпретуються нами як імбрійські материкові рівнини. Таке композитне об'єднання проводимо за рахунок часткового затоплення блоку **pIrt** нектарськими виливами, низьким рельєфом, що повністю похований, та найвищими хребтами й виступами над затопленою поверхнею.

5. **pIrh** – відміни гладких хребтів і гір. Гладкість проявляється в тих частинах відмін, де на поверхні знаходиться матеріал з проміжним альбедо. Поширені на відносно великих ізольованих блоках 500 – 1000 метрів над рівнем навколишньої місцевості. Форма їх від еліптичної до сильно витягнутої, 5 км і довше. Круті схили більше 10° . Основою їх формування, очевидно, є басейн *Humorum*.

6. **pIt2** – однорідні материкові відміни. Переважно це масивні гірські блоки з прямолінійними контурами. Характеризуються високим альбедо. Ймовірно, більшість із них являє собою басейновий матеріал, який піднятий або накопичений під час формування басейну Нектару.

7. **pIhc** – материкові горбисті відміни. Альбедо відмін коливається від середнього до високого (0,075 – 0,115). Форми близько розташованих рівнорозмірних горбів коливаються від 200 до 600 метрів у висоту та від 3 до 5 км в діаметрі. Окремі схили сягають більше 10° , а переважна більшість знаходиться в межах 5° . Значна частина пагорбів відмін мають відносно круті вершини. Формування відмін пов'язані з багатьма морськими басейнами. Деякі із них, ймовірно, є направленими блоками корінних порід, а інші можуть бути ефузивними вулканами.

8. **pIph** – відміни материкових горбистих рівнин. У поверхні проявляються як злегка ребристі поверхні. В межах відміни



прокреслюються днища нектарійських кратерів, можливо, й давніших – ерозії було недостатньо, щоб повністю поховати існуючий на той час рельєф.

9. **pId** – материкові купольні відміни та горбисті поверхні сателіти. Відміни утворюють пагорби, що проєктуються вище переробленого матеріалу материкових рівнин і є подовженими пагорбами, що перетинають стіну *Zagut* та покривають давніші кратерні кластери. Пагорби та гори цієї відміни, беззаперечно, вулканічного походження і сформувалися під час нектарського періоду.

24. **pIv, pIvl** – відміни утворення *Vitello*. **pIvl** – лінійні материкові відміни з горбистими поверхнями їх обрамлень. **pIv** – злегка подовжені гори до 200 м та від 1 до 3 км в діаметрі, схили, переважно, нижче 5°. Вершини горбів злегка заокруглені.

Морські комплекси:

1. **pIp** – відміни високих кратерних рівнин із значною кількістю дрібних кратерів до 1 км. Поверхневі форми сформовані потоками лави з домішками старших відмін **Ips** і **Ipc**. Більшість кратерів, імовірно, вторинного походження, але що стосується морфології накладених один на одного кратерів та загальної їх щільності по відношенню до цієї вікової інтерпретації зберігається.

Кратерні комплекси:

1 **pIcr1, pIcw1, pIcp1, pIc1, pIcf1** – відміни дуже похованих кратерів. Здебільшого кратери, що мають сильно модифіковані краї гребенів і стін. Переважно краї їх гребенів носять вкрай нерегулярний характер та часто порушуються розривами й вклиненням інших відмін. **pIc1** – кратерні відміни, які вкрай важко піддаються морфологічному поділу. **pIcr1** – відміни валів. **pIcw1** – відміни кратерних стін. **pIcf1** – відміни днищ. **pIcp1** – відміни центральних піків. На сучасній поверхні відміни старих



кратерів слабо виражені. Їх морфоструктури сильно модифіковані впливом тривалої ерозії. Їх походження, ймовірно, носить подвійний характер: вулканічна діяльність та екзогенний чинник.

2. **pIlc, pIlf** – лінійні відміни поверхні, що проявляються в обрамленнях великих кратерів. **pIlc** – широкі лінійні відміни. **pIlf** – вузькі лінійні відміни. Альbedo середнє. В межах цих відмін чітко простежується стародавня основа, переважно на дотичних до кратерних валів ділянках, вона сильно модифікована тріщинами та розломами.

3. **pIci, pIcir, pIciw, pIcif** – відміни неконцентричних кратерів, зазвичай повністю перекритих новоутвореними рельєфними формами сильно денудованими. **pIci** – відміни невеликих, неконцентричних кратерів; **pIcir** – відміни валів; **pIciw** – відміни кратерних стін; **pIcif** – відміни днищ. Важко встановити походження цих відмін, можливо, спочатку неконцентричні кратери формувалися вулканічним шляхом і лише згодом зазнали зовнішнього бомбардування, що в сучасному рельєфі виглядає як складні, понівечені кільцеві кратерні дворівневі структури з мережею розломів, прояви ерозії та поховань.

4. **pIcl** – відміни кратерів із низькими обрамленнями. Загалом ці кратери володіють низькими лінійними обрамленнями та стінами, які локально нагадують широкі та вузькі лінійні структури імбрійських хребтів. Це стародавні, сильно еродовані вали кратерів, безперечно, ударного походження.

5. **pIlr** – відміни, що зазнали значних трансформацій та модифікацій. Представлені масивними пагорбами з гладкою поверхнею та вираженими схилами. Альbedo переважно високе. У морфоструктурах представляють частини валів, обрамлень, створених під час формуванням басейну моря Доців.

6. **pIc2, pIcr2, pIcw2, pIcp2, pIcf2** – відміни кратерів. Переважно це кратери із заокругленими гребенями валів та відносно добре збереженими флангами їх обрамлень. Малі кратери цієї



відміни не мають підвищених валів. Вали та стіни, переважно, зливаються з навколишньою місцевістю. **pIc2** – кратерні відміни, недиференційовані. **pIcr2** – відміни валів. **pIcw2** – відміни кратерних стін. **pIcp2** – відміни центральних піків. **pIcf2** – відміни днищ. Більшість кратерів, імовірно, утворилися при падінні ударника, але морфологія деяких з них вельми змінена падіннями тіл іншого генезису (вулканічні бомби).

7. **pIch** – відміни похованих ланцюгів та нерегулярних кратерів. Відміни схожі до імбрійських одиниць **Ich** та **Ici**, але набагато краще виражені в рельєфі, більшість із них є частково або повністю поховані під імбрійськими одиницями. Можливо, до їх формування долучалися вулканічні процеси, але очевидних свідчень на підтвердження цієї думки немає.

8. **pIcr3**, **pIcw3**, **pIcf3** – відміни правильних концентричних кратерів. Здебільшого це зденудовані утворення. Стіни та тераси збереглися тільки в межах великих кратерів. У всіх інших ці структурні частини частково або повністю об'єднані між собою та згладжені. **pIcr3** – відміни валів; **pIcw3** – відміни кратерних стін; **pIcf3** – відміни днищ. Походження деяких кратерів цієї групи невідомого походження – вони молодші за басейн *Crisium*, частина з них може бути сформована або модифікована вулканічними процесами.

9. **pIci** – відміни неправильних кратерів. Форми кратерів коливаються від овальних до напівпрямокутних, як правило, це дрібні кільцеві структури, що не мають багатоповислої будови. Ймовірно, частина з них вулканічного походження.

10. **pIc**, **pIcr**, **pIcw**, **pIcp**, **pIcf** – відміни напівпохованих кратерів. Матеріал, що покриває кратери, набагато старший, ніж відповідні одиниці молодших оточуючих відміну картерів. Не вдається розділити на окремі одиниці, оскільки вони занадто дрібні, щоб побачити їх на фотознімках. Стіни та тераси окремих кільцевих структур частково збереглися. Вони значною мі-



рою перекриваються молодшим матеріалом регіональних підрозділів.

11. **pIc** – відміни синусів. Частини стін і валів дуже зруйновані та в поверхні проявляються багатьма формами: круглими, багатокутними, еліптичними. Окремі стіни та колоподібні обрамлення гладкі, низькі й порівняно вузькі. Здебільшого це кратери, які зазнали вторинного вулканічного впливу. Вулканічні кальдери спостерігаються на окремих ділянках старих екзогенних кратерів.

12. **pIcs, pIcsr** – відміни дрібних кратерів. В основному це надзвичайно дрібні кратери з широкими днищами. Днище та стіни диференційовані у переважній більшості. Локально в їх межах проявився вулканізм.

13. **pIcv** – відміни великих кратерних днищ. Переважно це долини, що складаються із системи жолобів та лійок, у межах яких наявні окремі круті уступи на злегка виступаючій периферії по більшій частині днищ. Ймовірно ці утворення зазнавали неодноразового вторинного впливу. Структурно контролюються грабенами з деякими супутніми процесами вулканізму.

Комплекси покривних викидів:

1. **pIh** – горбисті відміни. Переважно згруповані в невеликі кластери (1-4 км). В поверхні проявляють себе як слабо хвилясті горбисті ланцюги з осередками зсувних ділянок. Найімовірніше, що цей комплекс відмін сформувався під впливом викидів із басейну *Crisium*. До цього комплексу включаємо і супутні вулканічні матеріали.

2. **pIj** – утворення *Janssen*. Покривні викиди з басейну *Nectaris*.

3. **pItm** – відміни монолітних масивів. У рельєфі проявляються гладкими, яскравими поверхнями. Поширені здебільшого вздовж високих, крутих уступів, в основному на межі з басей-



нами *Serenitatis* та *Crisium*. Генетично являють собою викиди з цих басейнів.

4. **pIhf** – горбисті відміни з хаотичним рельєфом. Переважаючі форми горбистих місцевостей, горби менше ніж 200 м, від 1 до 5 км в діаметрі, схили менше 10°; вершини горбів плавно закруглені. Матеріал відміни явно не пов'язаний з конкретним морським басейном. Може включати деякі викиди з басейнів в регіоні *Mare Nubium*. Деякі можуть бути частково поховані під молодшим горбистим матеріалом.

5. **pIu** – комплекс відмін, що утворюють своєрідний острів в *Mare Tranquillitatis*. Може бути частиною валу басейну *Mare Tranquillitatis*. Очевидне тонке покриття відкладами формації Фра-Мауро.

3.3.2. Система Procelarrian (Океанічна)

1. **Pd** – відміни куполів. Відміни являють собою локальні, рідше групи куполів до 35 км в поперечнику і до 300 метрів висотою. Як правило, з невеликим одиничним кратером на вершині, рідше з кількома. Ймовірно, вулканічні потоки в обрамленнях куполів та в межах їх периферії можуть включати в себе вулканічний попіл. Загальний низький коефіцієнт відбиття і низькі схили вказують на їх базальтовий склад.

2. **Pm** – морські відміни. Їх особливості полягають в незначних локальних контрастах і поступових бокових відцентрових змінах. Відміни утворюють великі, відносно рівнинні горизонтальні поверхні. Очевидно, переважна більшість площ відміни являють собою вулканічні потоки. Значні території покриті товстим шаром базальту.



3.3.3. Нектарійсько-Імбрійська система

Материкові комплекси:

1. **IpIhp** – горбисті та хаотичні відміни. В рельєфі проявляють себе як пагорби між великими впадинами з крутими та яскравими схилами, подібно до морфоструктур нектаріського віку.

2. **IpIu** – відміни материкових островів. Утворюють невеликі острови, які, здебільшого, оточені морськими відмінами. Генетично являють собою фрагменти валів стародавніх кратерів та первинних гірських поверхонь, які, ймовірно, покриті тонким шаром гірських порід утворення *Hevelius (Ih)* або можуть бути залишками імбрійських і нектарійських кратерів (**IpIc**).

3. **IpII** – відміни горбисто-хвилястих рівнин з помірно пересіченими місцевостями, які складаються, переважно, з матеріалу старих, похованих та накладених один на одного молодших кратерів з максимальними розмірами до 125 км. Більшість кратерів накладені на імбрійські та старші поверхні.

4. **IpId**, **IpIdd** – відміни материкових вулканічних куполів. **IpId** – світлі ділянки; **IpIdd** – темні ділянки. В рельєфі проявляють себе як плоскі, злегка опуклі схили 10° або менше. Генетично являють собою дрібні щитові вулкани.

5 **IpIp** – відміни з платоподібними утвореннями. Являють собою ізольовані, круті плато з горбистою поверхнею, западинами та борознами. Досить часто в їх складі простежуються стародавні вулканічні утворення.

6. **IpIts** – відміни виположених материкових ділянок. В їх формуванні простежуються різноманітні гірські породи, значною мірою вулканічного походження, що, ймовірно, являють собою уламки, утворені внаслідок протікання активних сейсмічних процесів під час формування більшості басейнів та внаслідок утворення великих кратерів.



7. **IplIs** – відміни материкових схилів. Відміни, переважно, з простою поверхнею та фрагментарними нагромадженнями колювіального матеріалу. Генетично являють собою осипи та зсуви з гірських відмін.

Морські комплекси:

1. **Ipllh** – відміни горбисто-хвилястих ділянок, інтенсивно перекриті нагромадженнями матеріалу наступних геологічних періодів. Ця відміна поверхні має значну кількість дрібних кратерів. Окремі деталі поверхні вказують, що горбисто-хвилясті ділянки формувалися завдяки інтенсивному вулканізму, характерному в минулі періоди, а самі нагромадження молодшого матеріалу сформувалися, ймовірно, за рахунок пірокластичних матеріалів та перевідкладених шлейфів реголіту.

Кратерні комплекси:

1. **Iplc, Iplcr, Iplcw, Iplcf, Iplcp** – відміни кратерів. Більшість утворень цих відмін мають доволі чіткі полігональні структури. Днища кратерів модифіковані до рівнинних відмін **Ips** та **Ipc**. **Iplc** – відміни кратерів, які важко піддати більш дрібнішому поділу; **Iplcr** – відміни кратерних валів, які, переважно, заповнені колювіальним матеріалом у ділянках вузьких смуг поблизу зовнішнього валу гребеня. **Iplcw** – відміни внутрішніх кратерних схилів з порівняно некрутими внутрішніми схилами кратерів. **Iplcf** – кратерні днища. **Iplcp** – відміни центральних гірок.

2. **Iplcc** – відміни груп кратерів та кратерних катен. В ці групи часто включені кратери ендегенного походження.

3. **Iplch** – відміни кратерних ланцюгів. В рельєфі проявляють себе як три або більше чітких перекритих кратерів. Усі кратери в ланцюжку мають схожу морфологію, але ступінь їх денудатії коливається між різними ланцюгами. Днища більшості кратерів заповнені колювіальним матеріалом. У більшості неве-



ликих ланцюгів відсутні зовнішні обрамлення. Серед кратерів цієї відміни трапляються і вулканічні кратери.

4. **Iplci, Iplir, Ipliw** – відміни неправильних кратерів. Ці кратери в своїй більшості подібні до відмін імбрійських кратерів, але, на відміну від них, не такі чіткі та виражені в рельєфі поверхні. **Iplci** – дрібні кратери. **Iplir** – відміни кратерних валів. **Ipliw** – відміни внутрішніх кратерних схилів.

5. **Ipldh** – відміни вулканічних кратерів. У рельєфі проявляють себе як куполи з крутими схилами та розташовуються, зазвичай, на флангах кратерів. Деякі з них трансформовані в плоскі поверхні з опуклим вгору профілем, інші мають прямолінійні обриси. Слід зазначити, що морфологія відміни схожа як на материкових, так і на рівнинних територіях.

6. **Iplg, Iplgr, Iplgw, Iplgf, Iplgp** – відміни невеликих кратерів групи *Gassendi*. **Iplg** – невеликі кратери, в яких окремі блоки неможливо ні телескопічно ні фотографічно вирізнити; **Iplgr** – кратерні вали з горбистим характером поверхні, злегка хвилясті з кількома пониженнями та депресіями; **Iplgw** – відміни внутрішніх кратерних схилів з фрагментарними радіальними хребтами й западинами; **Iplgf** – кратерні днища, які варіюються від горбистих до слабо хвилястих; **Iplgp** – відміни центральних гірок.

Комплекси покривних викидів:

1. **Iplt** – відміни покривних викидів. В рельєфі проявляють себе як ділянки з слабо хвилястою поверхнею. Генетично являють собою викиди з віддалених багатокільцевих басейнів.

2. **Iplr, Ipld** – горбисті відміни та відміни куполів. **Iplr** – ці відміни варіюються від плоских і слабо хвилястих ділянок до великих пагорбів і гір з відносною висотою до 1500 м. Генетично являють собою викиди брекчій з старших басейнів і великих кратерів різного віку. **Ipld** – вулканічні куполи або місцеві нагромадження викидів з басейнів.



3. **IpIhf** – відміни горбистих та височинних ділянок поверхні. Переважно поширені в місцевостях западин. Для відмін характерний горбистий рельєф з невисокими видовженими горбами до 300 метрів.

4. **IpIhi, IpIhs** – відміни горбистих та хаотичних місцевостей. Відміни представляють собою добре збережені горби, в основному від 1 до 5 км в поперечнику з великою кількістю дрібних кратерів. **IpIhi** – ця відміна проявляється у вигляді неправильних депресій. **IpIhs** – відміни з відносно плоским рельєфом. Обидві відміни є наслідком викидів з басейну *Crisium*, які зазнали значних трансформацій в імбрійський період, внаслідок активізації вулканічної діяльності.

3.3.4. Імбрійська система

Материкові комплекси:

1. **It** – материкові горбисті відміни. В рельєфі проявляють себе як помірно горбисті поверхні темного забарвлення. Відміни характеризуються присутністю значної кількості дрібних кратерів, здебільшого імбрійського та старшого віку. Слід наголосити, що ці відміни можуть перекривати старші місцевості, які сформувалися в період консолідації Місяця, як планети, та формування його кори.

2. **Ir** – відміни материкових гребенів. В рельєфі проявляються як лінійні хребти, що поширюються в одному або в кількох напрямках. Перетин подібних морфоструктур формує сітчасту структуру поверхні. В їх будові бере участь вулканічний матеріал, переважно це лавові потоки, що були видавлені з регіональних лінійних тріщин.

3. **Itd** – відміни материкових куполів. Мають більш зглажені та, переважно, крутіші схили, ніж морські куполи. В рельє-



єфі проявляються як пагорби неправильної форми, але в цілому близької до кругової.

4. **Ii** – відміни утворені внаслідок інтрузій. Пов’язані з вулканічними відмінами **Itd**.

5. **Ip, Ipt** – відміни материкових рівнин. **Ip** – плоскі відміни материкових рівнин, що проявляються в найнижчих ділянках материків. Щільність кратерів в межах цих відміни значно вищі, ніж у подібних морських відмін. Їх формування пов’язане з активними вулканічними подіями **Ipt** – рівнинні слабо хвилясті материкові відміни.

6. **Its** – материкові, плоскі відміни. Морфоструктурні особливості цих відмін проявляються в розпорошеності, хаотичності форм окремих пагорбів, що підносяться над плоскою поверхнею. Більшість цих відмін перекривають обрамлення старих великих кратерів і, здебільшого, поширені в основі уступу Моря Криз. Материкові, плоскі відміни не мають товстого шару відкладів, тому не повністю перекривають старшу поверхню. Генетично з цими відмінами пов’язані лавові потоки, особливо там, де поруч зустрічаються відміни **Ip**. Також особливістю цих відмін є присутність значної кількості зсувних тіл, де поширені круті схили. Більшість зсувних тіл молодші, ніж оточуючі морські поверхні.

7. **Ih** – материкові горбисті відміни. В рельєфі відміни проявляються як горбисті поверхні з схилами різної крутизни. Морфоструктурно вони в значній мірі різняться в місцях їх прояву на поверхні, і проявляються як кругові та продовгуваті форми пагорби, здебільшого від 1 до 2 км в поперечнику. Генетично являють собою елементи вулканічної активності, переважно це лавові потоки та нагромадження попелу що злежався.

8. **Ihf** – відміни горбистих поверхонь і борозен. До їх складу входять і дрібні кратери, які накладаються на ці відміни, вони, здебільшого концентруються навколо пагорбів і звивистих борозен, які в свою чергу сягають 1-3 км в ширину і до 10 км в



довжину. В будові цих відмін також бере участь вулканічний матеріал.

9. **Itc, Itf** – материкові відміни з хаотичною морфоструктурою. **Itc** – материкові відміни сформовані внаслідок викидів із стародавніх кратерів. В рельєфі проявляються як пагорби з різними висотами та формами. **Itf** – відміни материкових борозен. Поверхневий шар цих відмін, ймовірно складається з вулканічних матеріалів різної товщини, переважно тонкого шару, але достатньої потужності, щоб приховати шари викинутого матеріалу з басейну моря Дошів. Рельєф постраждав від тектонічних деформацій у імбрійський час.

Морські комплекси:

1. **Im, Imd** – морські відміни. **Im** – морські плоскі відміни, які генетично являють собою вулканічні утворення, головним чином лавові потоки. **Imd** – відміни з гладкими куполоподібними формаціями в межах морів. Генетично це екструзивні вулканічні куполи, лаколіти або щитові вулкани.

2. **Im2, Im1** – морські відміни. В рельєфі, здебільшого, проявляють себе як темні рівнини. **Im2** темніші та вкриті меншою кількістю кратерів, ніж **Im1**. Деякі периферійні частини **Im1** відповідають первинному рельєфу, та проявляються у вигляді невисоких хребтів та уступів. В їх будові беруть участь як базальтові потоки так і пірокластичні. Відміни **Im2**, ймовірно, молодші та потужніші щодо накопиченого матеріалу, ніж **Im1**. Вище альbedo **Im1**, можливо, викликано більшою домішкою материкового матеріалу.

3. **Ipm1, Ipm2, Ipm3, Ipm4** – морські відміни. **Ipm1** – дуже світлі; **Ipm2** – світлі; **Ipm3** – темні; **Ipm4** – дуже темні. Здебільшого являють собою лавові потоки та пірокластичні матеріали. Верхній шар більшості відмін може бути сумішшю вулканічної піни, порід різного генезису та уламків від формування кратерів.



Відмінності у альbedo, зазвичай, відображають відмінності у віці або літологічному складі самого верхнього шару.

4. **Ipc** – рівнинні, кратеровані відміни. Поверхні, зазвичай, темного забарвлення, з помірною кількістю кратерів середнього розміру. Їх формування пов'язане з потоками попелу, які сьогодні набули попелястого кольору та нагромадженнями, у вигляді окремих островів, туфів. Більш висока щільність дрібних кратерів, в порівнянні з плоскими, рівнинними відмінами, які будуть описані нижче, може бути пов'язана з значно давнішим часом їх формування. Відміни характеризуються потужними нагромадженнями вулканічних відкладів, які повністю перекривають поверхню, що сформувалася під час формування місячної кори.

5. **Ich** – відміни кратерних ланцюгів. В рельєфі проявляються як плоскі поверхні, що оточені окремими кратерами або видовженими западинами. Вони мають переважно морфоструктуру з паралельною структурою поширення груп кратерів. Деякі ланцюги взаємно перекриваються. Ймовірно, відміни цих кратерів мають ендегенне походження та нагадують земні ефузивні утворення.

6. **Ips** – рівнинні, плоскі відміни. У рельєфі проявляють себе як темні, плоскі поверхні з відносно великою щільністю кратерів. Генетично пов'язані з потужними центрами потоків попелу та базальтів. Відклади цих відмін мають порівняно товсті нагромадження матеріалу та практично повністю ховають старші поверхні, які простежуються лише у вигляді окремих островів.

7. **Ipm** – морські слабко хвилясті відміни. У рельєфі проявляють себе як великі, відносно плоскі поверхні, перекриті відносно товстим шаром вулканічного матеріалу. Окремими островами простежуються уламкові покриви.

8. **Ipm_d** – морські плоскі, темні відміни. Відміни дуже подібні до **Ipm** але, ймовірно, мають значно менші нагромадження молодшого матеріалу.



9. **Imp** – морські рівнинні відміни. Поширені здебільшого між кратерами Прокла та Макробій, а також поблизу кратера Ромер. Відміни, переважно, мають плоску поверхню із змінною щільністю накладених на них дрібних кратерів. В межах променевих систем цих великих кратерів щільність малих кратерів значно зменшується.

10. **Iab** – відміни утворення *Apennine Bench*. В рельєфі проявляються як плоскі та хаотичні місцевості з складною структурою поверхні та великою кількістю дрібних кратерів. Генетично являють собою вулканічні матеріали – потоки лави та попелу.

11. **Id** – відміни куполів. В рельєфі проявляються як видожені в плані куполи, що мають гладкі та пологі схили. В їх будові беруть участь вулканічні екструзії.

12. **Ihp** – горбисті та височинні відміни. Горбисті відміни складаються, переважно, з близько розташованих один до одного пагорбів і дрібних кратерів. Присутні в достатній кількості вулканічні відклади, ймовірно, мають пірокластичний характер і досягають значної товщини, оскільки їх товщі майже повністю маскують старші поверхні. Більшість кратерів в межах цих відмін мають ендегенне походження та сформувалися внаслідок вибухових вивержень.

13. **Iph** – горбисті морські відміни. Поверхні, що зайняті цими відмінами мають здебільшого темне забарвлення. В рельєфі проявляють себе як ізольовані поверхні, які повсюдно оточені відмінами **Ipm**. В їх будові, ймовірно, беруть участь вулканічні потоки. Як і в подібних відмін вся їх поверхня вкрита численними островами уламкового матеріалу.

14. **Ip** – відміни рівнинних морських поверхонь. В рельєфі проявляють себе як плоскі, слабо-хвилясті території, що мають достатньо дрібну та складну структуру поверхні. Більшість відмін вкриті дрібними кратерами, які рідко перевищують 1 км в діаметрі. Генетично відміни являють собою нагромадження



товщ відкладів, які перекривають більшість стародавніх кратерів, переважно це вулканічні потоки і туфи.

15. **Ipd** – відміни вулканічних куполів. В рельєфі ці відміни проявляють себе як куполи, які сягають 55 км в поперечнику і не перевищують 300 м у висоту. Складаються, переважно, з вулканічних потоків та вулканічного попелу. Периферійні схили куполів носять ознаки базальтового складу.

16. **II** – відміни вулканічних конусів. Генетично являють собою вулканічні потоки, які, ймовірно, тяжіють до систем грабенів.

17. **Ipr** – відміни високих вулканічних куполів. Форми цих морфоструктур не перевищують 10 км в поперечнику. Відносна висота становить до 600 м над рівнем навколишніх морських поверхонь. В літологічному складі переважають вулканічні потоки, брекчії, пемза та вулканічний попіл.

Кратерні комплекси:

1. **Ici, Icir, Iciw, Icif** – відміни неправильних кратерів. Більшість обрисів цих утворень мають не круговий периферійний контур. **Ici** – відміни неправильних кратерів, які важко піддати диференціації. **Icir** – відміни кратерних валів. **Iciw** – відміни внутрішніх кратерних схилів. **Icif** – відміни кратерних днищ. Переважно це кратери вулканічного походження або вторинні кратери, утворені викидами з басейну моря Дошів.

2. **Icb, Icbr, Icbw** – відміни чашоподібних кратерів. В рельєфі проявляються як кратери з круглими, овальними та неправильними контурами. **Icb** – відміни неправильних кратерів, які важко піддати диференціації. **Icbr** – відміни кратерних валів. **Icbw** – відміни внутрішніх кратерних схилів. Це найбільші кратери, які утворені викидами з басейну Моря Дошів.

3. **Ic, Icr, Icrh, Ierr, Icw, Icf, Icp, Icrp, Icfh, Iclrl, Icfld** – відміни імбрійських кратерів. **Ic** – відміни кратерних валів, внутрішніх кратерних схилів та днищ. Здебільшого до цієї групи кра-



терних відмін відносно кільцеві структури, які не перевищують 5 км в поперечнику. **Icr** – відміни кратерних валів, які чітко проявляються у кратерів з діаметром понад 20 км. **Icrh** – відміни кратерних валів з складною поверхнею, переважно горбистою. **Icrr** – відміни кратерних валів з чіткою радіальною морфоструктурою. **Icw** – відміни внутрішніх кратерних схилів. Здебільшого з гладкою поверхнею та відносно крутими схилами. **Icf** – відміни кратерних днищ. Яскраво проявляються в кільцевих структурах з діаметром понад 20 км. **Icp** – відміни центральних гірок та схилів їх центральних піків. **Icrp** – відміни сильно денудованих валів. **Icfh** – відміни кратерних днищ з горбисто-хвилястою поверхнею. **Icrl** – відміни кратерних валів з горбисто-хвилястою та частково лінійною морфоструктурою. **Icfd** – плоскі кратерні днища з свіжими виливами базальтів. Їх морфоструктура включає в себе численні концентричні хребти з невеликими депресіями.

4. **Iar** – відміни кратерних обрамлень. Ці відміни спостерігаються, здебільшого, навколо великих кратерів та в ділянках поблизу гребенів горбистих валів. В рельєфі, здебільшого, проявляється як невисокі горби згруповані в низькі субрадіальні хребти на флангах валів. Навколо невеликих кратерів відміни мають більш згладжений рельєф. В їх будові беруть участь покриви щебеню з великими монолітними блоками корінних порід та частинами ударних тіл. Морфоструктури горбистих поверхонь мають широкий діапазон розмірів від кількох метрів до кількох сотень.

5. **Icrl**, **Icrd** – відміни малих кратерів в межах морських відмін. **Icrl** – світлі; **Icrd** – темні. Відміни складаються з погано відсортованого матеріалу викидів з кратерів та власне малих кратерів.

6. **Icc** – відміни груп кратерів та кратерних катен. Групи кратерів, генетично споріднені. Здебільшого неправильної фор-



ми, але близької до кругової. Переважно це вторинні кратери, що утворені викидами з моря Східного.

7. **Isc** – відміни вторинних кратерів. Невеликі, круглі та видовжені кратери. Генетично являють собою вторинні кратери викликані викидами з кратера Посидоній.

8. **Ice** – відміни кратерів з неправильними обрамленнями. Переважно це кільцеві утворення еліптичних форм, подовжені, з широким діапазоном крутизни внутрішніх кратерних схилів. У деяких випадках, кілька кратерів зливаються. У багатьох з них проявляються вулканічні кратери, що утворилися уздовж зон структурного послаблення в межах басейну Нектару, тектонічно активних провінцій або в ділянках скупчення вторинних кратерів утворених викидами з басейну моря Дошів.

9. **Ics** – відміни вторинних кратерів. Здебільшого поширені на плоских територіях де, також, поширені кратери з неправильними обрисами. Генетично являють собою вулканічні кратери. Не виключений їх зв'язок з регіональними відмінами **Ip**, **Ih** і **Ihf**.

10. **Ic1**, **Icr1**, **Icrs**, **Icw1**, **Icf1**, **Icp1**, **Irr1** – відміни вторинних кратерів. Особливості їх морфоструктури проявляються в менш чітких поверхневих рисах, ніж у кратерів кінця імбрійського часу. **Ic1** – відміни кратерів, які важко піддати диференціації. **Icr1** – відміни кратерних валів. **Icrs** – плосковершинні відміни кратерних валів. **Icw1** – відміни внутрішніх кратерних схилів. **Icf1** – відміни кратерних днищ. **Icp1** – відміни центральних гірок кратерів та їх схилів. В рельєфі більшість кратерів вторинного походження проявляються як невеликі чашоподібні утворення, що нагадують кратери, які сформувалися на початку імбрійського періоду. Не можна виключати, що значна їх частина є наслідком викидів з басейну Дошів.

11. **Icsr**, **Icsw**, **Icsf** – відміни кратерів з понівеченими та зруйнованими валами. **Icsr** – відміни кратерних валів. В рельєфі проявляють себе як плоскі, без зовнішніх концентричних терас, радіальні хребти з присутністю значної кількості вторинних кра-



терів. **Icsw** – відміни внутрішніх кратерних стін – переважно це плоскі, не круті схили без концентричних терас. **Icsf** – відміни кратерних днищ. Здебільшого це плоскі поверхні, але в окремих випадках трапляються суттєві перехили. Окремі кратери мають ознаки розвитку вулканічної кальдери.

12. **Ic2, Icr2, Irh2, Irr2, Icw2, Icf2, Icp2, Ihs2, Ifh2, Ifs2, Ifs2** – відміни вторинних кратерів. **Icw2, Icr2** – внутрішні схили та вали кратерів, що не перевищують 12 км. Візуально вони схожі на молодші кратери, але, на відміну від них, мають значно менш круті внутрішні кратерні схили. **Ic2** – відміни кратерів, які важко піддати диференціації. **Irh2** – горбисті відміни кратерних валів. **Irr2** – відміни радіальних кратерних валів. **Icw2** – відміни внутрішніх кратерних схилів. **Ifs2** – плоскі відміни кратерних днищ. **Ifh2** – горбисті відміни кратерних днищ з включеннями колювального матеріалу. **Icf2** – відміни кратерних днищ. **Icp2** – відміни центральних гірок кратерів та їх схилів.

13. **Icc2, Icc1** – відміни груп кратерів та кратерних катен. Переважно це групи кратерів, що зібрані в видовжені ланцюжки. Розмір кратерів має значний діапазон величин, проте, більшість з них – це дрібні кратери. Ймовірно, певна кількість груп кратерів сформувалася під впливом вторинних кратерів.

14. **Is** – відміни трансформованих внутрішніх кратерних схилів. Здебільшого ці відміни поширені на внутрішніх кратерних схилах і являють собою стабільні осипи та зсуви. Мабуть, в їх будові бере участь як уламковий матеріал так і великі монолітні блоки.

15. **Iwh** – горбисті відміни кратерів та їх внутрішніх схилів. Відміни являють собою горбисті схили. Більшість цих відмін сформовані внаслідок поступової трансформації внутрішніх кратерних схилів під впливом гравітаційних процесів.

16. **Ihc** – відміни кратерованих пагорбів. В рельєфі проявляються як невеликі (2-6 км) пагорби з хаотичним структурою. Більшість з пагорбів мають округлу, подовжену форму з крате-



ром на вершині. Генетично являють собою вулканічні форми, ймовірно, з прошарками лавових потоків і пірокластичних матеріалів базальтового складу.

17. **Icfr** – відміни кратерів з багатокільцевими поверхами. Генетично являють собою вулканічні кратери імбрійського віку.

Комплекси покривних викидів:

1. **Idcr, Idcf** – відміни утворення Діофант. У рельєфі проявляють себе як горбисто-хвилясті поверхні з субрадіальним характером простягання. Генетично являють собою викиди з кратерів Діофант та Деліль. В їх будові присутній вулканічний матеріал.

2. **If, Ifh, Ifs, Ifr** – відміни утворення Фра-Мауро. Широко поширені відміни на поверхні Місяця, особливо на його видимій півкулі. Основна концентрація цих відмін тяжіє до моря Дощів. Як і в попередньої відміни Фра-Мауро являє собою горбисто-хвилясті поверхні, проте зі значно ширшим діапазоном морфометрії – від кількох сотень метрів у поперечнику і 300 метрів у висоту, до кількох сотень кілометрів і до 10 км у висоту. Відміни Фра-Мауро, зазвичай, оточені морськими поверхнями. **Ifh** – горбистий компонент. **Ifs** – гладкий компонент. **Ifr** – хаотичні місцевості сформовані невисокими хребтами – генетично являють собою викиди з басейну моря Дощів.

3. **Ia** – відміни Альпійських утворень. У рельєфі проявляють себе як блокові або хаотичної форми пагорби. Більшість з них мають приблизно однакові морфометричні характеристики відносно один одного. Загальна форма відмін продовгуватої форми. Окремі з них досягають довжини до 5 км. Більшість Альпійських утворень сформувалися внаслідок викидів з басейну Дощів в момент його утворення.

4. **Iac, Iaf** – відміни Альпійських гір. **Iac** – ці відміни проявляються як хаотичні горбисті місцевості схожі на горбисті й блокові вали фацій навколо деяких великих, молодих ударних



кратерів. Більшість пагорбів мають кругові та видовжені форми. **Iaf** – ці відміни подібні до попередньої, проте мають значно менші морфометричні характеристики. В рельєфі проявляються як горбисті поверхні з великою кількістю дрібних кратерів. Генетично відміни являють собою викиди з моря Дощів.

5. **Ihe** – відміни утворення Гевелія. Відміни зі складною морфоструктурою поверхні від лінійної до хаотичної, яка на окремих ділянках значно старше ніж оточуюча місцевість. Генетично відміни являють собою викиди з моря Східного.

6. **Ica, Icas, Icah, Icap** – відміни утворення Кейлі. Поверхня більшості відмін цього утворення мають плоску поверхню. Трапляються поодинокі непряжні та невисокі хребти. **Icas** – відміни з плоскою та гладкою поверхнею; **Icah** – відміни з горбистою поверхнею; **Icap** – відміни з нагромадженнями брекчій, вулканічного попелу та лавових потоків.

3.3.5. Імбрійсько-Ератосфенська система

Материкові комплекси:

1. **EIb** – відміни утворення *Boscovich*. В рельєфі проявляється як хаотична, горбиста поверхня з чіткими прямими або вигнутими, вузькими, довгими хребтами від 5 до 30 км довжини. Пов'язані з конічними та плоскими вулканічними куполами Генетично приурочені до тектонічних тріщин. Також з ними пов'язані вулканічні конуси.

2. **EIs** – відміни молодих схилів. Здебільшого це частково стабілізовані осипи.

Морські комплекси:

1. **EIm, Im** – морські відміни. **EIm** – темні морські відміни, що характеризуються меншою кількістю кратерів. **Im** – світлі морські відміни, що характеризуються більшою густиною дріб-



них кратерів. В їх будові, очевидно, приймають участь вулканічні матеріали; переважно пірокластичні уламки та потоки лави, які в свою чергу, перемішані у приповерхневих шарах з колювіальними уламками.

2. **EId** – відміни вулканічних куполів з кратерами на вершині. В рельєфі проявляються як невеликі, неправильні куполи з відносно великими, хаотичними порушеннями та депресіями на вершинах. В їх будові переважає матеріал вулканічного походження.

3. **EImr** – морські відміни зі складною структурою поверхні. В рельєфі, переважно проявляються групами близько розташованих, коротких, низьких хребтів. Найбільш круті з них означені системою гребенів, а переважна більшість з них мають гладкі широкі вершини. Їх формування пов'язане з групами малих інтрузивних й екструзивних тіл, локалізованих по тріщинах в морях. Кратери еліптичної форми, ймовірно, вулканічного походження. Не слід виключати присутність материкових пагорбів, частково похованих під тонким шаром морських відкладів.

4. **EIs** – відміни утворення *sulpicius Gallus*. Морфоструктури цієї відміни мають широкий спектр – від гладкого і рівнинного до злегка горбистого. Відміни характеризуються високою щільністю темних кратерів, ймовірно вулканічного походження.

Кратерні комплекси:

1. **EIh** – Відміни утворення *Harbinger*. В рельєфі проявляються як кругові або неправильні області до декількох десятків кілометрів у поперечнику. Включає кратери пов'язані зі звивистими валами або їх комплексами. В їх будові очевидно приймають участь вулканічний попіл і лавові потоки.

2. **EIc, EIcr, EIcf, EIcw, EIfr, EIrg, EIcp** – відміни кратерів. **EIc** – відміни кратерів, які важко піддати диференціації; **EIcr** – відміни кратерних валів; **EIcf** – відміни кратерних днищ; **EIcw** – відміни кратерних обрамлень; **EIfr** – відміни хребтів в



межах кратерних днищ великих кратерів; **EIrg** – відміни внутрішніх кратерних схилів; **EIcp** – відміни центральних гірок та їх схилів. Більшість кратерів цієї відміни можуть мати вулканічне походження. Серед них чітко вирізняються малі полігональні кратери, які, ймовірно, є старшими по відношенню до основної групи кільцевих утворень відміни.

3. **EIsr** – звивисті відміни крупних кратерних валів. Відміни здебільшого локалізовані у вузьких звивистих депресіях. Переважно пов'язані з невеликими кратерами, що включені на периферії валів великих кратерів. В їх будові приймають участь вулканічний попіл і пил.

8. **EIsr** – відміни дрібних вторинних кратерів.

4. **EImd, EIld, EIdd, EIrd, EIcd** – відміни морських вулканічних куполів. **EImd** – типові морські купольні відміни. **EIld** – відміни світлих куполів. **EIdd** – відміни темних куполів. **EIrd** – відміни куполів зі складною морфоструктурою. **EIcd** – відміни кратерів куполів. Здебільшого купольні відміни мають вулканічне походження – екструзії, схожі на земні вулканічні щити. Альbedo вказує на мінливий літологічний склад. В межах відмін чітко простежуються вулканічні кратери та кальдери.

5. **EIr** – відміни кратерних валів. Поширені, зазвичай, навколо невеликих кратерів з правильним рельєфом. В їх будові, ймовірно, приймають участь щебінь з великими монолітними блоками корінних порід. Горбисті морфоструктури сягають від метра до 200 метрів в поперечнику.

6. **EIf** – відміни кратерних днищ. В їх будові головним чином приймають участь щебінь з великими монолітними блоками. Не слід виключати можливості, що частина відмін формує глибокі лінзи всередині малих і великих кратерів.

7. **EIcc** – відміни кратерних катен. Поширені в межах кратерів з помірно крутими валами, що зливаються з старшими кільцевими утвореннями – зазвичай 3-6 км в діаметрі. Частина цієї



відміни має вулканічне походження де формувалися під час активізації вулканічної активності вторинні кратери.

3.3.6. Ератосфенська система

Материкові комплекси:

1. **Es** – відміни молодих схилів. Ці відміни, здебільшого, локалізовані вздовж схилу *Rupes*. Генетично являють собою монологічні блоки, уламки гірських порід транспортовані в пониження з фундаменту моря.

Морські комплекси:

1. **Em** – морські відміни. В рельєфі проявляються як плоскі, рівнинні поверхні з невеликою кількістю накладених кратерів. В межах відміни присутні численні дрібні острови стародавніх поверхонь. В їх будові приймають участь базальтові лавові потоки, що утворені виверженням магми з тектонічних тріщин.

2. **Esr** – відміни звивистих рим. В рельєфі проявляються як дрібні, вузькі депресії, які мають збільшену ширину в одному з кінців. Поширення рим корелюється з променями кратера Коперник.

3. **Em1, Em2, Em3, Em4** – відміни групи Маріус. **Em1** – відміни невеликих куполоподібних підвищень; **Em 2** – відміни вулканічних куполів з крутими схилами; **Em 3** – відміни вулканічних куполів з пологими схилами; **Em 4** – відміни скупчень дрібних куполів з горбисто-хвилястою морфоструктурою.

4. **Emd** – темні морські відміни. Здебільшого локалізовані в області *Rimae Littrow*. Рельєф поверхні, здебільшого, рівнинний. Генетично відміни являють собою лавові потоки зі значною домішкою пірокластичних матеріалів. Більшість відмін були сформовані протягом останньої стадії формування басейну моря Ясності.



5. **Etd, Etl** – відміни утворення *Tacquet*. **Etd** – темні відміни; **Etl** – світлі відміни.

6. **Ed** – відміни вулканічних куполів. Відміни цих вулканічних куполів, мабуть, формувалися в'язкою лавою кислого походження.

7. **Ei** – інтрузиви.

Кратерні комплекси:

1. **Eci** – відміни неправильних кратерів. В рельєфі проявляються як неправильні або еліптичні кільцеві морфоструктури. Переважна більшість відмін утворення накладається на поверхню моря Дощів і на прилеглі рівнинні регіони. Генезис відмін може мати вторинне походження або вони формувалися внаслідок активізації вулканічної діяльності.

2. **Ec, Ecr, Echr, Ecrr, Ecrc, Ecw, Ecf, Ecfs, Echh, Ecp, Ecfh, Ecfr** – відміни кратерів з чіткими кільцевими морфоструктурами. **Ec** – відміни кратерів, які важко піддати диференціації. **Ecr** – відміни кратерних валів. **Echr** – горбисті відміни кратерних валів. **Ecrr** – радіальні відміни кратерних валів, що корелюються з лінеаментами. **Ecrc** – плосковершинні відміни кратерних валів. **Ecw** – відміни внутрішніх кратерних схилів. У межах великих кратерів до них долучаються структурні тераси. **Ecf** – відміни плоских кратерних днищ. **Ecfs** – відміни слабо хвилястих кратерних днищ. **Echh** – відміни великих зсувів в межах внутрішніх кратерних схилів. **Ecp** – відміни центральних гірок та їх схилів. **Ecfh** – горбисті відміни в межах кратерних обрамлень та зовнішніх кратерних схилів. **Ecfr** – дрібні кратери.

3. **Ef** – відміни кратерних днищ. Особливістю цих відмін є значні нагромадження колювального матеріалу, в основному щебеню з великими монолітними блоками. Не слід виключати наявності глибоких лінз всередині малих і великих кратерів.

4. **Esc** – відміни вторинних дрібних кратерів



5. **Ech** – відміни кратерних катен. Ланцюжки невеликих кратерів (4-6 км); кратери, зазвичай, злиті один з одним. В межах цих відмін виокремлюються вулканічні кратери локалізовані вздовж структурних лінеamentів. У вулканічних кратерів обрамлення складаються з пірокластичних матеріалів і лавових потоків. Також до їх будови долучаються викиди з кратера Коперник.

6. **Es** – плоскі відміни кратерного днища кратера *Mairan*. В рельєфі проявляються як плоскі поверхні. В будові відмін приймає участь вулканічний матеріал, що видавлювався вздовж підведенного валу і внутрішніх стін *Mairan*.

7. **Ecc** – відміни кратерних кластерів. Області кластерів малі (близько 2 км в поперечнику). Більшість кратерів в кластерах мають чіткі вали. Деякі кластери одиночні а інші видовжені та злиті в північній і південній частинах рівнини Шиллера, між кратерами Шайнер і Клавіус. Генетично це вторинні кратери, що утворилися під час удару матеріалів викинутих з великих первинних кратерів.

Комплекси покривних викидів:

1. **Er** – відміни викидів з великих ератосфенських кратерів. Відміни локалізовані навколо великих кратерів. Морфоструктура відмін достатньо складна, горбиста біля гребенів кратерних валів і включає в себе низькі горби або низькі субрадіальні хребти. В їх будові приймають участь щебінь з великими монолітними блоками. Форми горбистих нашарувань в межах від метра до 400 метрів в товщину.

2. **Ecs** – відміни викидів з великих кратерів. Морфоструктура відмін достатньо рівна з локалізацією біля кратера *Pons C*, який має неправильні обриси валу. Також в будові цих відмін, ймовірно, приймають участь вулканічні матеріали.



3.3.7. Ератосфенсько-Коперніканська система

Морські комплекси:

1. **СEm1, СEm2** – морські відміни. В рельєфі проявляються як плоскі, гладкі та темні поверхні з невеликою кількістю дрібних кратерів. Більшість відміни приурочені до морських полів і депресій в межах материкових частин. **СEm2** більш темніші відміни в межах яких незначна частина дрібних кратерів, в порівнянні з **СEm1**. Генетично являють собою вулканічний матеріал з локалізацією в депресіях, де можуть бути лавовими потоками зі значними домішками попелу. Ймовірно, до них долучається і пірокластичний матеріал.

2. **СEv, СEvc, CEvs, CEvl, CEvd, CEvh** – утворення *Vallis Schroteri*. ~ Більшість відмін цього комплексу являють собою рівнинні поверхні. **СEvc** – відміни кратерів; **CEvs** – відміни морського типу темного забарвлення з переважаючими плоскими формами; **CEvl** – відміни валів кратерів, що збереглися під час формування морських басейнів; **CEvd** – відміни вулканічних куполів; **CEvh** – відміни горбистих поверхонь. Більшість відмін, ймовірно, сформовані вулканічним попелом та лавовими потоками.

3. **СEd** – темні морські відміни. В рельєфі проявляються як гладкі поверхні. В їх межах простежуються деякі структурні елементи, такі як низькі вали кратерів, ланцюги кратерів, темні вулканічні куполи. Також більшість відмін цього утворення є вторинними, серед них вирізняються пізні потоки лави і туфу; очевидно товсті покриви в районах із незначними проявами гладкої поверхні. Взагалі, про молодий вік свідчать ділянки поверхні з асоціаціями різко виражених ланцюгів кратерів та їх низькими валами.

4. **СEdh** – відміни темних гало. Сформовані темними покривами. В рельєфі проявляються як слабо опуклі та гладкі ва-



ли. В їх будові приймають участь вулканічний попіл та незначні лавові потоки.

Кратерні комплекси:

1. **CEcl** – відміни низьких, зруйнованих валів кратерів. Здебільшого це маленькі кратери з низькими обрамленнями або без них. Внутрішні кратерні схили, переважно, круті, а днища плоскі. Більшість з них приурочені до ланцюгів кратерів та западин. Значна частина кратерів має вулканічне походження, про що свідчать помітні вулканічні та тектонічні особливості.

2. **CEch** – відміни кратерних ланцюгів. Здебільшого це глибокі та дрібні кратери з подовженими улоговинами, зубчастими та крутими яскравими внутрішніми кратерними схилами. Більшість відмін приурочені до темних грабенів, пов'язаних з активними вулканічними подіями. Великі кратери, в межах цих відмін, можуть бути вулканічними кальдерами.

3. **CEci** – відміни неправильних кратерів та їхніх ланцюгів. Здебільшого це видовжені одиничні кратери, рідше їхні ланцюжки, що складаються з трьох або більше кратерів. Значна частина цих кратерів, ймовірно, вулканічного походження.

4. **CEp** – рівнинні світлі відміни. В рельєфі проявляються як плоскі поверхні. Більшість цих відмін приурочені до численних поверхів ератосфенських кратерів. Генетично являють собою вулканічні потоки, що пов'язані з кратероутворюючим впливом.

5. **CEc**, **CEcr**, **CEcw**, **CEcf**, **CErh**, **CErr**, **CEfr**, **CEsp** – відміни кратерів, які мають круті обрамлення та гладкі внутрішні кратерні схили. Кратери з широким діапазоном розмірів – від 3 до 20 км в діаметрі, мають кругові гребені в межах валів та конічну морфоструктуру. Великі кратери мають полігональні краї гребенів. **CEc** – відміни кратерів, які важко піддати диференціації; **CEcr** – відміни валів; **CEcw** – відміни внутрішніх кратерних схилів; **CEcf** – відміни кратерних днищ; **CErh** – відміни горбис-



то-хвилястих кратерних валів; **CErr** – відміни радіальних кратерних валів; **CEfr** – відміни внутрішніх кратерних хребтів; **CEsp** – відміни центральних гірок та їх схилів.

6. **CEsc** – відміни валів кратерних ланцюгів з крутими схилами. Найяскравіше проявляються у скупченнях трьох і більше схожих між собою кратерів в яких простежуються чіткі круті схили валів з помітною локалізацією на рівнинах і морських територіях. Генетично більшість кратерів сформовані вторинним впливом великого кратероформування і лише незначна їх частина має вулканічне походження.

7. **CEt**, **CEa** – терасові відміни та відміни утворення *Apron*. **CEt** – терасові відміни. У рельєфі проявляються як тераси з широким діапазоном морфометричних форм з локалізацією в межах внутрішніх кратерних стін великих кратерів та інших крутих схилах інших морфоструктур. Тераси зазвичай не перевищують 500 – 800 м в ширину. **CEa** – відміни утворення *Apron* – здебільшого це колюв'яльні осередки, що сформувалися внаслідок зсувних процесів у межах терас. Більшість зсувів та осипів відбулися з нестабільних крутих схилів. Їх однорідність вказує на різні типи процесу накопичення. Відміни *Apron* аналогічні колюв'яльним нагромадженням і осипам в межах Землі.

Комплекси покривних викидів:

1. **CEsc** – відміни сформовані під впливом утворення кратера *Moretus*. В рельєфі проявляються як незначно пошкоджені краї окремих гребенів в оточуючій *Moretus* території. Більшість цих відмін утворені вторинними викидами під впливом формування *Moretus*.

2. **CIdc** – темні відміни окремих кратерів. Більшість з них проявляються в межах крутих валів, гладких і довгастих кратерів та днищах кратерів Атлас і Франклін. Більшість цих відмін являють собою вулканічні викиди, ймовірно, пірокластичні ула-



мки з тріщин, які накопичилися тут під час активного вулканізму одразу після формування кратерів Атлас і Франклін.

3.3.8. Коперніканська система

Материкові комплекси:

1. **Cb** – відміни молодих колювіальних тіл. В рельєфі, здебільшого, проявляються як маленькі, яскраві, трикутні нагромадження біля основи гірських материкових формацій, які є наслідком проходження зсувних та осипних процесів на стрімких материкових схилах.

2. **Cre** – відміни утворення *Reiner Gamme*. Специфічні відміни периферійних частин материкових поверхонь. Головною особливістю відмін є вкрай слабка вираженість їх власної топографії.

3. **Csr** – відміни конусів виносу.

Морські комплекси:

1. **Cm** – морські відміни в межах кратерних днищ. Здебільшого ці відміни локалізовані в межах кратерного днища *Herschel F*. В рельєфі проявляється як темна та плоска поверхня. В їх межах простежуються дуже молоді лавові потоки які, здебільшого, накладаються на відміни променевих систем великих кратерів коперніканського віку.

2. **Cd** – темні морські відміни. В рельєфі проявляються як темні морські території як з рівнинними так і гірськими ділянками. Щільність дрібних яскравих кратерів значно менша, ніж у подібних відмін попередніх періодів. В їх будові приймає участь, здебільшого, вулканічний матеріал та невеликі пірокластичні уламки які локалізуються, переважно, в пониженнях ділянках більшості морських поверхонь.



3. **Cmd** – морські відміни. В рельєфі проявляються як гладка, плоска поверхня. З основних порід, що беруть участь в їх формуванні переважає вулканічний попел, лавові потоки.

4. **Csr** – відміни звивистих рим. Відміни тектонічних депресій сформованих в межах морської поверхні під час її нерівномірного остигання. Ймовірно, включають в себе тонкий шар попелу та пилу й інших вулканічних порід, що лежать в основі поверхні морів.

5. **Ci** – відміни морських куполів (інтрузії). Утворення пов'язані з вулканічними подіями в межах місячних морів.

6. **Ch** – відміни утворення Голова кобри. В рельєфі проявляються як лінійні форми з хаотичною текстурою поверхні та сформовані вулканічним попелом, потоками пірокластичного матеріалу та лави.

Кратерні комплекси:

1. **Ccsc** – відміни невеликих кратерних ланцюгів. У рельєфі проявляються як дрібні кратери неправильної форми з низькими обрамленнями та, зазвичай, зібраними в невеликі кластери. Більшість кратерів сформувалися під впливом викидів з великих первинних кратерів.

2. **Ccrh** – горбисті відміни валів великих кратерів. У рельєфі проявляються як високі та горбисті поверхні.

3. **Ccrr** – радіальні відміни валів великих кратерів. Мають більш низький та гладкий рельєф, ніж горбисті вали. Переважно, в межах цих структурних елементів великих кратерів включені також низькі субрадіальні хребти та значна кількість дрібних вторинних кратерів.

4. **Ccrg** – відміни чітких валів великих кратерів. Більшість цих відмін притаманні вторинним кратерам *Aristillus*.

5. **Cp** – рівнинні відміни з дуже плоскою поверхнею. Вся поверхня охоплена цією відміною має вкрай темне забарвлення та подібна до морських рівнин. Локалізація цієї відміни зосере-



джена лише всередині та навколо кратера Рудерферда. Формування цієї відміни, ймовірно, спричинене вулканічними екструзіями, які активізувалися раніше безпосереднього формування кратерів Рудерферда і *Tycho*.

6. **Ccfs** – відміни кратерних днищ з плоскою поверхнею. Більшість цих відмін проявляється в межах північної частини кратера Коперник. В межах відміни простежуються включення слабо горбистих ділянок.

7. **Ccflh** – відміни горбистих кратерних днищ.

8. **Ccc** – відміни кратерних кластерів. На поверхні проявляються як подовжені кластери з дрібними кратерами, які не перевищують 2-4 км з локалізацією в Морі Нектару та кластерів, із значно меншими кратерами в інших місцях планети. Деякі невеликі кратери дуже чіткі і рідко перекриті дрібнішими та новішими. Більшість кластерів в Морі Нектару є вторинними та сформовані викидами з кратера Феофіла, ті, що розташовані на північному сході є вторинними по відношенню до кратера *Langrenus*. Ймовірно в регіоні поширення цієї відміни знаходяться й кластери вторинних кратерів радіального характеру, що сформовані внаслідок викидів з інших великих кратерів, наприклад, кластери в кратері *Fracastorius*, можуть бути вторинними по відношенню до кратера *Tycho*.

9. **Cca** – відміни утворення *Cavalerius*. Більшість цих відмін локалізовані на периферії кратера *Cavalerius*, де він проник у більшість його структурних частин, але не досяг нижчих ділянок. Також помітні сліди його поширення на частини, які приликають до поверхні морів. В їх будові приймають участь пірокластичні матеріали, які, ймовірно, включають в себе потужні лавові потоки на морській рівнині.

10. **Ccrm** – відміни кратерів та морських формацій, які важко піддати диференціації. В рельєфі проявляються як потужні нагромадження матеріалу різного генезису. Більшість відмін мають плетену субрадіальну текстуру, що формує обрамлення



кратера *Harpalus*. Більшість кратерів, що включені до цих відмін вирізняються виразністю за зовнішнім виглядом та невеликою щільністю. Морські поверхні добре простежуються в міжкратерному просторі. Особливістю є обмежений вплив вторинних кратерів, які не зазнали повного руйнування процесами мореутворення.

11. **Cf** – відміни кратерних днищ. Одні з найбільш поширеніших відмін кратерних днищ в будові яких приймають участь щебінь з великими монолітними блоками різноманітних гірських порід, переважно імпактних та вулканічних. Ймовірно, в більшість відмін включені інтрузивні лінзи, переважно, це характерно для кратерів середнього та великого розміру.

12. **Ccf** – відміни кратерних днищ. Зазвичай поверхні з цими відмінами гладкі або плоскі. Ймовірна присутність незначної частини уламкового матеріалу. Можливо, що лінзи брекчій, які спостерігаються на ділянках з поширенням цих відмін відколюються або осипаються з крутих внутрішніх кратерних стін.

13. **Ccp** – відміни центральних гірок. Відміни формують невеликі пагорби в межах кратерних днищ. У випадку цієї відміни ймовірним є формування внаслідок накопичення уламкового матеріалу. Частини центральних гірок можуть бути основою брекчії, що піддається інтенсивному термічному вивітрюванню порід або гравітаційному відвалюванню. Ймовірно, що накопичення уламкового матеріалу відбувається шляхом паралельного руйнування стін кратера.

14. **Cs** – відміни внутрішніх кратерних схилів.

15. **Ccw** – відміни внутрішніх кратерних схилів. У рельєфі проявляються як круті, гладкі та дуже яскраві поверхні.

16. **Ccr, Ccrd** – відміни периферійних частин кратерних обрамлень. **Ccrd** – області з відносно низьким альбедо навколо великих кратерів. В рельєфі проявляються як слабо хвилясті та слабо горбисті поверхні.



17. **Cscr** – відміни вторинних кратерів Ромера. В рельєфі проявляються як чіткі, яскраві, округлено-видовжені дрібні кратери, як поодинокі так і зібрані в групи навколо кратера Ромера. Більшість кратерів включені в морські рівнинні відміни. Генетично це вторинні кратери, викликані викидами з кратера Ромер.

18. **Clsc**, **Cssc** – відміни вторинних дрібних кратерів. В рельєфі проявляються як дрібні кратери, зазвичай подовженої форми. **Clsc** – вторинні кратери по відношенню до кратера *Langrenus*. **Cssc** – вторинні кратери по відношенню до кратера *Stevinus*.

19. **Cpd** – темні рівнинні відміни. В рельєфі проявляються як невеликі плоскі ділянки, які ізольовані між елементами внутрішніх стін в кратері *Stevinus*. Не слід виключати того факту, що після завершального етапу формування кратера, присутні в ньому вулканічні матеріали рухалися по системі тріщин під впливом відголосків формування кратера *Stevinus*.

20. **Ccfr** – відміни невеликих кратерів. Здебільшого це самостійні кратери з днищами, заповненими потужними товщами колювального матеріалу. Текстура поверхні днищ різниться в окремих кратерів цієї групи, так у *Stevinus* поверхні переважно ребристі, а в *Furnerius C*, опуклі та горбисті. Матеріал, що заповнює днища цих кратерів, очевидно, має осипне походження з крутих внутрішніх стін.

21. **Ccrs** – відміни невеликих кратерів. У переважній більшості це самостійні кратери з доволі чіткою морфологічною структурою.

22. **Csc**, **Casc**, **Chsc**, **Ccsc**, **Cpsc** – відміни первинних і вторинних дрібних кратерів. Всі структурні частини цієї групи відмін яскраво проявляються на місячній поверхні **Csc** – первинні кратери, слабо виражені в сучасному рельєфі. **Casc** – вторинні кратери з радіальним поширенням відповідно до Аристарха. **Chsc** – вторинні кратери з радіальним поширенням відповідно до *Harpalus*. **Ccsc** – вторинні кратери з радіальним поширенням



відповідно до Коперника. **Cpsc** – вторинні кратери з радіальним поширенням відповідно до *Phythagoras*. Вторинні кратери утворені викидами від первинних кратерів або від не ідентифікованих старих кратерів.

23. **Csct, Cscz, Cscm, Csfm, Csfz** – відміни вторинних невеликих кратерів. **Csct, Cscz** та **Cscm** – відміни маленьких кратерів з чіткими валами, які поширені, здебільшого, у кластерах або ланцюгах поблизу великих кратерів. Значна частина кратерів має подовжену або близьку до кругової форму, здебільшого одиночні, рідше злиті. **Csfz** та **Csfm**, кратери з перевідкладеним матеріалом. Зазвичай мають чітку але складну плетену структуру залягання поверхневих порід, що яскраво відображається в рельєфі їхніх поверхонь. Аналогічні відміни спостерігаються в потужних товщах матеріалу накопиченого поза межами кратерних кластерів.

24. **Cch** – відміни кратерних ланцюгів (катен). Невеликі кратери, в абсолютній більшості позбавлені валів, рідше з низькими, нечіткими валами, що близько розташовуються та часто перекривають один одного. Різноманітної форми – від круглої, до довгастої, що рідко досягають 3 км в діаметрі. Найбільші ланцюги кратерів, ймовірно, мають вторинну природу.

25. **Cts, Cth** – відміни утворення Феофіл. Сформувалися на периферії кратера Феофіл Відміни формують особливий тип місцевості. **Cts** – гладка поверхня. **Cth** – горбиста поверхня. Пересіченість цих відмін проявляється в чіткому чергуванні змін нахилу та низьким співвідношенням від'ємних деталей поверхні над додатними. В будові відмін приймають участь лавові потоки. Вулканізм проявився в цьому регіоні після удару, який призвів до утворення кратера Феофіл.

26. **Cc** – відміни дрібних кратерів з чіткою морфологічною структурою.

27. **Csc** – відміни дрібних вторинних кратерів коперніканського часу. Поширені в районах великих коперніканських кра-



терів і сформовані викидами з них. Кратери, зазвичай, видовжені з дуже низькими валами, іноді концентрична структура не спостерігається взагалі.

Комплекси покривних викидів:

1. **Cd** – темні слабо горбисті відміни. В рельєфі проявляються як невеликі плями на гладкій морській та материковій поверхні. Їхнє походження можливе внаслідок викидів вулканічного попелу.

2. **Ccd** – відміни темного гало в околицях кратера Коперник. Більшість відмін локалізовані в і навколо дрібних кратерів в околицях Коперника. Всі експозиції поверхні, зайнятих ними, зрівноважені та накладені як на променеву систему так і на обрамлення кратера Коперник. У будові відмін беруть участь пірокластичні матеріали. Деякі частини відмін можуть бути сформовані викидами з навколишніх кратерів.

3. **Cr, Crd** – відміни кратерних викидів. **Crd** – більшість цих відмін локалізовані навколо кратерів, які сягають понад 25 км в діаметрі. **Cr** – горбисті території з деталями поверхні від кількох метрів до 600 метрів. В їх будові, ймовірно, приймають участь щебінь з великими монолітними блоками різноманітних гірських порід.



РОЗДІЛ 4 ОГЛЯД ПРИРОДИ ОКРЕМИХ РЕГІОНІВ ВИДИМОЇ ПІВКУЛІ МІСЯЦЯ

- 4.1. Seleucus Region.
- 4.2. Aristarchus Region.
- 4.3. Timocharis Region.
- 4.4. Montes Apenninus Region.
- 4.5. Mare Serenitatis Region.
- 4.6. Macrobius Region.
- 4.7. Cleomedes Region.
- 4.8. Julius Caesar Region.
- 4.9. Taruntius Region.
- 4.10. Mare Smythii Region (near side).

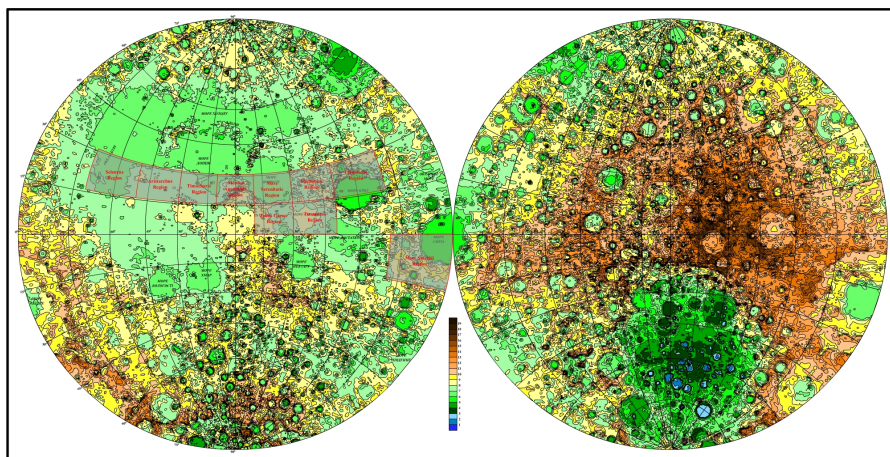


Рис. 4.1. Ключові квадранти Місяця



4.1. Seleucus Region

Seleucus Region знаходиться в північно-західній частині Океану Бурі. Морські відміни займають більшу частину цього регіону. Кратери в діапазоні від 1 до 44 км в діаметрі розкидані по гладкій морській поверхні; крім того, тут наявні кілька ізольованих височин і гірських хребтів, що піднімаються над морською поверхнею. У східно-центральної частині регіону знаходиться плато Аристарх, схили якого поступово опускаються на захід і зливаються з навколишньою поверхнею Океану Бурі. Це плато містить найбільшу відому місячну звивисту борозну – *Vallis Schroteri* (рис. 4.2). Плато також відоме своїм червонуватим кольором і специфічними властивостями поглинання світла (Greenacre 1965), а також районами, де спостерігалися випадкові яскраві червоні світіння.



Рис. 4.2. Vallis Schroteri

Вулканізм і вплив інтенсивного метеоритного бомбардування зробили свій вклад у формування поверхневих особливостей регіону протягом всієї геологічної історії планети. Більшість відмін регіону умовно можна розділити на три основні часові стратиграфічні системи, хоча точне датування систем не до кінця визначене, за винятком окремих областей планети, де було



проведене точне датування. Також не визначено й різкі межі між системами.

Фотографічні матеріали, зібрані в СРСР з «Luna 9» (Lebedinskiy 1966) та серії «Ranger» й «Surveyor I» США (Ranger IX photographs of the MOON, 1966; Jaffe 1966) показали, що поверхня Місяця в інших областях, була значно змінена й докорінно модифікована ударами метеоритів. Попередня оцінка фотоматеріалів з «Luna 13», який приземлився 24 грудня 1966 в цьому регіоні, дозволяє припустити, що така модифікація також відбулася й тут (Anderson 1966). Отже, не модифікований матеріал представлений в регіоні *Seleucus* не може знаходитися на поверхні, а тільки на глибині, яка залежить від ступеня модифікації. Ця глибина може перебувати в діапазоні від декількох міліметрів до декількох десятків метрів й більше. Ступінь модифікації повинна зростати з віком порід, локальних концентрацій променів, а також поблизу великих ударних кратерів.

Нектарсько-Імбрійська та Імбрійська система. Найстаріші відміни в регіоні *Seleucus* (**Iplc**), які формують край кратера *Eddington* (рис. 4.3) і відміни **Iplu**, що інтерпретуються по різному, оскільки не знаходяться в контакті з формаціями *Fra Mauro* – блоків, які визначають основу Імбрійської системи; проте, вони достатньо деформовані та докорінно змінені. Зовнішній вигляд кратера *Eddington* дозволяє припустити, що це дуже старий кратер і, ймовірно, утворений в імбрійський відтинok історії Місяця. Та частина блоку **Iplu** яка межує з утворенням *Fra Mauro* в сусідньому регіоні *Aristarchus* може бути її частиною. Формації *Fra Mauro* також фрагментарно представлені поблизу області *Aristarchus*. Одиниці **Iplc** та **Iplu**, як правило, оточені або заповнені лавим і, відповідно, старші за нього.

Імбрійська система. В даному регіоні знаходяться кратери *Briggs*, *Seleucus* та *Schiaparelli* (рис. 4.4), що входять в Імбрійську систему. Гірські породи цих кратерів частково покриті морськими лавами і кратери, що тут знаходяться виглядають



молодшими й менше деформованими та модифікованими, ніж утворення цієї системи в інших місцях на Місяці. Кратери *Briggs* і *Seleucus*, ймовірно, були утворені шляхом падіння великих тіл з космосу, так як радіальні гребені й горбисті викиди суцільною ковдрою оточують кратерні фланги. Своєрідна внутрішня кільцева структура і гладкі внутрішні схили *Schiaparelli* є досить незвичними, що може вказувати на можливість вулканічного походження.



Рис. 4.3. Кратер Eddington

Морські відміни, що охоплюють значну частину регіону *Seleucus*, ділиться на дві одиниці. Перша – відміни океанічної групи (**Ip_m**). Вони мають більш високу відбивну здатність і щільність накладених один на одного променів, ніж подібні до неї відміни (**Ip_{md}**). Океанічні відміни в регіоні знаходиться в Імбрійській системі за визначенням. Проте, темні морські відміни можуть бути накладені на світліші й молодші морські відміни й частково належати ератосфенській системі або, навіть, коперніканській (**McCauley 1967b**). Принаймні одна така ділянка



знаходиться в районі кратера *Lichtenberg*. Морський матеріал, ймовірно, представляють вулканічні потоки попелу та лави, що здійснили диференціацію під час остигання.

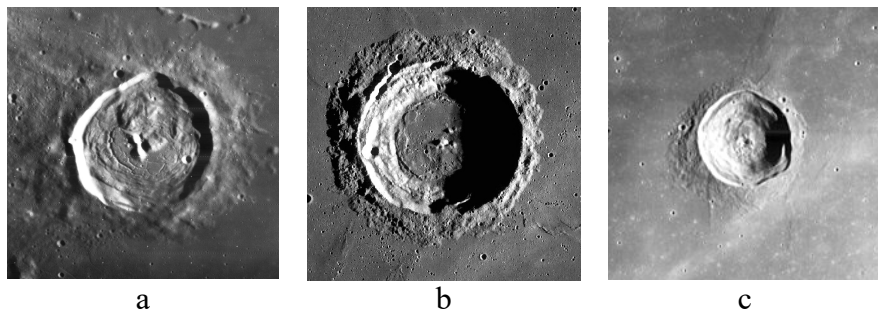


Рис. 4.4. Кратери Briggs (a), Seleucus (b) та Schiaparelli (c)

Імбрійсько-Ератосфенська система. Невелика область у північно-східній частині регіону *Seleucus* представлений утворенням «Провісник» (Elh), який спочатку був визначений в регіоні *Aristarchus* (Moore 1965). Це утворення може бути повністю імбрійського віку але подібні утворення в регіоні *Aristarchus* вказують, що вони можуть бути сучасниками і, частково, молодшими за морські відміни. Хоча це утворення й було визначене ще до формації *Fra Mauro* в регіоні *Aristarchus*, подальші дослідження підтвердили його самотністість. Матеріал утворення «Провісник», ймовірно, вулканічного походження (Moore 1964). Топографія регіону *Seleucus* свідчить, що частково похований матеріал «Провісника» пов'язаний з шириною *Vallis Schroteri*.

Ератосфенська система. З цієї системи в регіоні присутні кратерні та вулканічні відміни. Кратерні відміни (Ec) формують кратери, які молодші за морські але не мають проявів променевих систем. Радіальні пасма молодших відмін валів простягаються над морськими територіями і якщо якісь промені тут і були колись присутні, то вони деградували або модифікувалися, і



тепер їх не спостерігається. Більшість кратерів є результатом впливу метеоритного бомбардування, але деякі, особливо ті, що знаходяться на морських гребенях, можуть бути вулканічного походження. Вулканічні відміни утворюють гладку хвилясту морську групу відмін (**Em**) (McCauley 1967a), яка займає лише невелику площу в південно-східній частині регіону *Seleucus*.

Ератосфенсько-Коперніканська система. Утворення *Vallis Schroteri* сформовано групою відмін (**Cev**) і поширене на плато Аристарх. Це утворення, спочатку проявляється в сусідньому регіоні *Aristarchus* (Moore 1965) та розподіляється в межах регіону *Seleucus* на п'ять одиниць: горбисто-височинні відміни, відміни куполів, відміни кратерних конусів, темні гладкі відміни та вдімини кратерів з низькими валами. Це утворення незвично червоне та має більш низьке альbedo, ніж морські території. Загалом темні гладкі відміни та кратери з низькими валами молодші, ніж довколишні території. Відносний вік цих відмін, що не є в контакті між собою, отримується з наявної кількості накладених променів.

Горбисто-височинні відміни (**CEvh**) мають більш високе альbedo, ніж у темних гладких відмін та володіє перекриттям декількох променевих систем. Ці системи накладені на морські ділянки уздовж північно-західного краю плато Аристарх. Уздовж його краю на північний захід від плато, вікові відносини між горбистими відмінами та морськими до цих пір не з'ясовані. Хоча морські відміни там мають велику щільність накладених один на одного променів, а частини горбисто-височинних відмін можуть одночасно перетинатися із морськими відмінами. Невелика ділянка горбистих територій переходить в сусідній регіон *Aristarchus*, де він не був виділений раніше. Цей елемент, ймовірно, складається з тонкого шару вулканічних порід, що повністю перекривають раніше існуючі тут горбисті поверхні.

Відміни куполів (**CEvd**) утворюють опуклі вершинно-купольні поверхні, які мають невеликий кратер поблизу верши-



ни; Конус кратера утворює обрамлення, що оточує фланги нерегулярних високих кратерів з чітко вираженими валами. Ці структурні елементи, ймовірно, вулканічного походження. Наприклад, конус кратера *Aristarchus R*, що знаходиться на вершині пагорба еліптичної форми і складається з вулканічних потоків виверженої породи та подвійний конус кратера *Herodotus D*, що володіє складними схилами, які тягнуть вниз свої фланги і, ймовірно, являють собою лавові потоки. Вони занадто великі, щоб бути радіальними гребенями й торосами ударного кратера розміром з *Herodotus D* (7 км в діаметрі). Деякі матеріали з *Herodotus D* простягаються вздовж морського матеріалу на північному краю плато. Відміни кратерних конусів і куполів зазвичай мають більше накладених один на одного променів, ніж темні гладкі відміни і, таким чином, значно старші.

Відміни темно-гладкого елементу (CEvs) накладені на горбисто-височинні відміни та є молодшими. Лише деякі ділянки темного гладкого елемента мають накладені промені і, відповідно, можуть бути сформованими в коперніканський час. Його роздрібнені ділянки накладаються один на одного в межах морських відмін океанічної групи (Ipm) уздовж північних схилів плато Аристарх. Темний гладкий елемент, ймовірно, представляє собою вулканічний попіл та потоки лави.

Загалом, кратери з низькими обрамленнями володіють променевими системами й накладаються на горбисті відміни. Деякі з великих кратерів з низькими обрамленнями пов'язані з темно-гладким елементом та розташовані вздовж північно-західного краю плато Аристарх. Вони, мабуть, є джерелом гірських порід темно-гладкого елементу, який спостерігається на поверхні морів, прилеглих до горбисто-височинного елементу.

Складна морфологія, розподіл і вікові співвідношення відмін, що формують *Vallis Schroteri* дозволяють припустити, що плато Аристарх є вулканічним полем з довгою та складною іс-



торією формування й характеризується різноманітними вулканічними процесами.

Коперніканська система. Коперніканські кратери розкидані по всьому регіону *Seleucus*. Це яскраві утворення з чіткими променевими системами навколо них, що накладаються один на одного й одночасно на більшість відмін, описаних вище. Промені і горбисті покривні викиди навколо великих кратерів дозволяють припустити, що кратери формувалися під впливом падіння метеоритних тіл. Вторинні кратери, ймовірно, також ударного походження, оскільки вони пов'язані з променевими системами, що виходять із великих кратерів і мають шлейфи радіальних викидів по відношенню до батьківського кратера або розташовані паралельно до променів, що явно пов'язані з батьківськими кратерами.

Темні морські відміни поширені в північно-західній частині регіону. Вони являють собою покривні викиди та променеві системи кратерів *Copernic* та *Lichtenberg* й концентруються вздовж південно-східних флангів цих кратерів. Таким чином ці відміни класифікуються як коперніканські. Кілька кратерів накладаються один на одного та на оточуючі їх території, а інші можуть бути частково поховані навіть під молодшими відкладами. Темні морські відміни, які охоплюють тисячі квадратних кілометрів на поверхні Місяця, найдоречніше приписати вулканізму. Оскільки вони датуються як коперніканські, окремі ділянки поширення темних морських відмін, можуть бути імбрійськими.

Звивисті борозни (рими), що спостерігається в *Vallis Schroteri* на плато Аристарх і простягаються в регіон *Aristarchus*, де вони закінчуються в межах формації «Голова кобри», можуть бути грабеном або каналом виробленим потоками вулканічного матеріалу під час активних вулканічних подій в цьому регіоні.



4.2. Aristarchus Region

Регіон *Aristarchus* практично повністю розташований в межах океану Бурі на північному-заході видимої півкулі Місяця. Більша частина регіону представлена морськими відмінами з практично повним набором морфологічних відмін поверхні, притаманним морським басейнам. Чітко вирізняється в межах регіону плато *Aristarchus*, яке значною мірою поширене в сусідньому регіоні *Seleucus* на захід від регіону *Aristarchus* та описане вище.

Імбрійська система. В межах регіону *Aristarchus* імбрійська система представлена двома серіями *Apenninian* і *Archimedian* (Moore 1965), а також океанічною групою відмін, які в даному регіоні поширені повсюдно. Відповідно до прийнятих стратиграфічних маркерів серія *Apenninian* представляє нижній імбрійський період а *Archimedian* – верхній; океанічна група, переважно, приурочена до пізнього імбрійського періоду і відміни, які формувались в цих межах корелюються із серією *Archimedian*.

Серія *Apenninian* в межах регіону дуже одноманітна і, у переважній більшості, представлена відмінами під загальною назвою «утворення Фра-мауро» (If). Це, переважно, фрагменти похилих викидів із стародавніх басейнів, які збереглися на сучасній поверхні Місяця у вигляді крутосхилих пагорбів з хаотичним, невпорядкованим рельєфом. Найбільша концентрація утворень притаманна південно-східній та північно-західній частинам регіону.

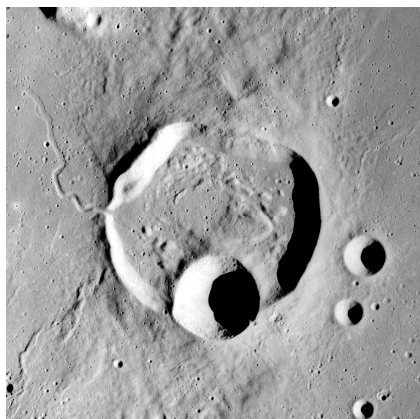
До *Archimedian* серії приурочені групи невеликих та середніх за розмірами імбрійських кратерів, найбільшими з яких є кратери *Herodotus*, та *Krieger* на північному заході регіону (рис. 4.5). Відміни цієї серії часто проявляють себе фрагментарно і в межах конкретного кратера можуть представляти тільки



одну із його структурних частин. Так, у кратерів *Herodotus*, *Aristarchus F* та *Krieger* відміни *Archimedian* серії проявляються тільки в межах його зовнішніх обрамлення, в той час як у інших кратерів їх можна спостерігати лише в межах дниць. Це пояснюється тим фактом, що всі інші структурні частини даних кратерів були модифіковані в межах наступних геологічних періодів (переважно коперніканського).



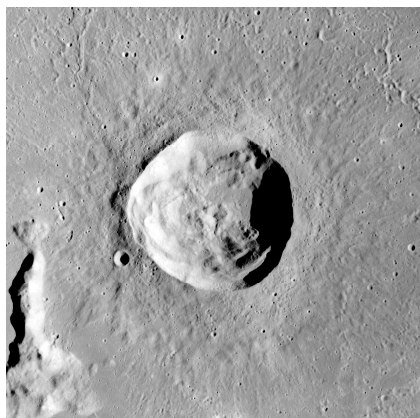
а



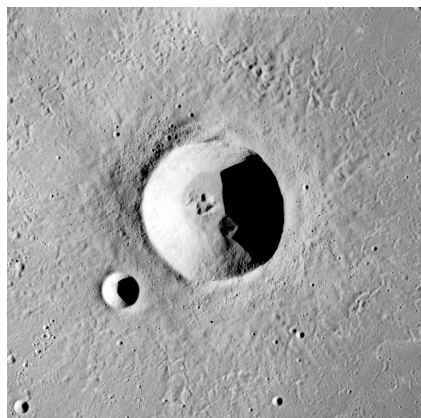
б

Рис. 4.5. Кратери *Herodotus* (а) та *Krieger* (б)

Чітко вирізняється в центрально-східній частині синус *Prinz*. Його південно-західні вали та зовнішні обрамлення повністю зруйновані і заповнені відмінами океанічної групи. До *Archimedian* серії відноситься також утворення *Diophantus*, представлене в даному регіоні двома відмінами (**Idcr**) та (**Idcf**). Відміни **Idcr** поширені, здебільшого, в межах кратерних дниць, а відміна **Idcf** являє собою покривні викиди із цих кратерів. Найбільшими кратерами цього утворення є кратери *Delisle* та *Diophantus* (рис. 4.6), які розташовані на північному-сході регіону.



a



b

Рис. 4.6. Кратери Delisle (a) та Diophantus (b)

Відмінами океанічної групи, як вже згадувалося, зайнята більша частина регіону. Переважно це відміна **Ipm**, яка на поверхні представлена вулканічними потоками, фрагментарно перекритими уламковим матеріалом, викинутим із великих кратерів, як в межах даного регіону так і з сусідніх. Також, повсюдно спостерігаються нещільні покриви променевих систем, які, здебільшого, належать кратеру *Aristarchus*, розміщеного на заході території. Особливу увагу привертають до себе відміни **Ipd**, які являють собою вулканічні куполи з вираженими лавовими потоками. Їх обрамлення, ймовірно, складаються із базальтів. Концентрація цих відмін спостерігається в районі кратерів *Delisle* та *Diophantus* та на південному-сході регіону *Aristarchus*. Характерною особливістю океанічної групи є достатньо складна будова поверхні. Переважно це системи грабенів та уступів, які мають відмінну літологію, яка виражається в різній кількості колювального матеріалу та у присутності/відсутності покривних вики-



дів з великих кратерів, а також в системі тектонічних тріщин та лінеamentів (Кирилюк, Кирилюк 2017b).

Ератосфенська система. В межах регіону *Aristarchus* дана система представлена, здебільшого, невеликими та середніми кратерами з рівномірним поширенням, а також утворенням *Harbinger*. В межах цієї системи, очевидно сформувалася і система рим *Aristarchus*, на захід від синуса *Prinz* (рис. 4.7).

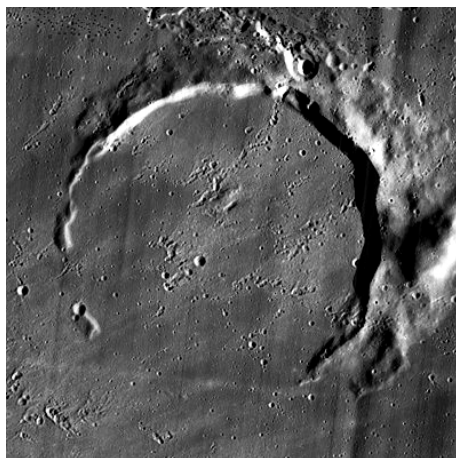


Рис. 4.7. Синус Prinz

Ератосфенських кратерів, які б зберегли свою первинну морфологічну будову в регіоні *Aristarchus* практично не залишилося. Переважна їх більшість модифікована в коперніканський період і, особливо, найбільшої трансформації зазнали їх внутрішні кратерні схили. Найбільшими серед них є кратери *Wollaston*, *Angstrom*, *Diophantus A*, *Brayley* та *Besserion A, B і C*.

Утворення *Harbinger* приурочене до синуса *Prinz* і поширене на північний-захід від нього. З цим утворенням пов'язана також система рим *Aristarchus*. Відміни *Harbinger* являють складний комплекс сильно деформованих валів, вулканічних куполів



та лавових потоків. Також тут спостерігаються значні накопичення колювіального матеріалу в улоговинах та западинах і фрагментарні, нещільні покриви брекчієвидним матеріалом.

Коперніканська система. У регіоні *Aristarchus* відмін, які сформувалися в цей період небагато. Представляють систему, переважно, дрібні кратери, які рівномірно і досить щільно вкривають всю територію регіону. Також в цей період відбулися деформації та трансформації більшої частини ератосфенських кратерів, про що вже йшлося.

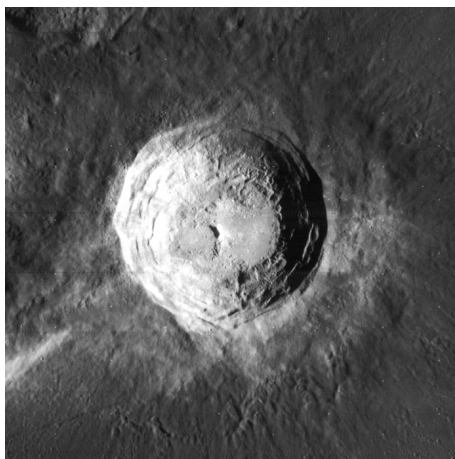


Рис. 4.8. Кратер *Aristarchus*

Найбільшим утворенням коперніканського періоду є кратер *Aristarchus* (рис. 4.8), розташований в західній частині регіону. Він володіє всіма морфологічними структурними частинами, які характерні великим кратерам, це зовнішні покривні відклади, які горбисто-хвилястими шлейфами обрамлюють кратер; чіткі вали; терасовані внутрішні кратерні схили та центральна гірка. Характерною особливістю кратера *Aristarchus* є складна променева система, яка поширена в межах всього регіону.



4.3. Timocharis Region

Регіон *Timocharis* охоплює південну частину Моря Дощів (*Mare Imbrium*). За будовою поверхні та розповсюдженням відмін подібний до сусіднього регіону *Aristarchus*. Відмінності між цими регіонами, перш за все полягають в набагато складнішій будові морської поверхні регіону *Timocharis*. Системи грабенів та уступів в межах морських відмін тут мають більшу щільність і дуже часто, особливо у південній частині регіону, перетинаються під кутами, близькими до прямих. Також їх морфометричні особливості проявляються в значно більших масштабах, що пояснюється їх молодшим віком та потужнішими проявами мореутворення. Це ж стосується й тектонічних тріщин з лінеаментами.

Імбрійська система. Як і в регіоні *Aristarchus* імбрійські відміни представлені серіями *Apenninian* і *Archimedian*, і в даному регіоні не має істотних відмінностей в поширенні їх відмін. Серія *Apenninian* в регіоні *Timocharis* представлена утворенням *Fra Mauro* тільки на крайньому південному-заході регіону де вона формує відроги «гірської системи» *Carpatus*. Також невеликі фрагменти стародавніх покривних відмін *Fra Mauro*, викинутих із перших кільцевих басейнів, рідко трапляються в межах всього регіону *Timocharis*. Привертає до себе увагу відміна (**Icr**), яка інтерпретується як крихітні залишки кратерних валів та частин їх обрамлень. Ці залишки характерні для практично повністю похованого кратера *Lambert R* (рис. 4.9).

Більша частина поверхневих відмін регіону *Timocharis* як в *Aristarchus* представлена океанічною групою, яка на поверхні проявляє себе достатньо складною системою грабенів та уступів.

Ератосфенська система. В цей відтинок часу в межах регіону сформувалася значна кількість переважно дрібних крате-



рів, які рівномірно розкидані по всій території квадранту. Найбільшим із них є кратер *Lambert* (рис. 4.9). Також в південно-східній частині значну частину території займають відміни кратерного обрамлення великого кратера *Eratosthenes*, що розташований в сусідньому південному регіоні *Copernicus*. Більша частина кратерів ератосфенського періоду зазнала часом докорінних змін, які зазвичай проявляються в деформаціях та трансформаціях їх внутрішніх кратерних схилів.

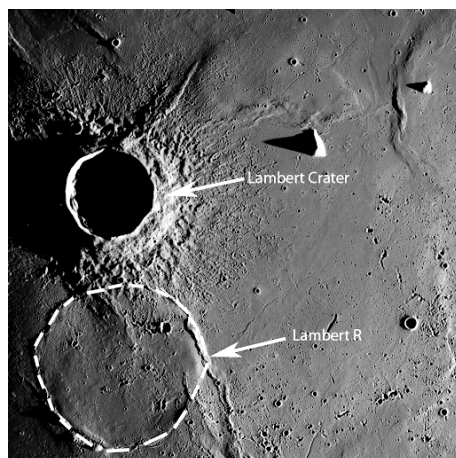
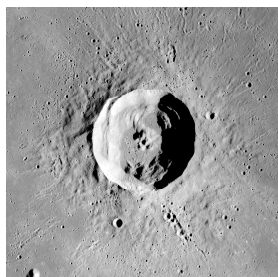


Рис. 4.9. Кратер Lambert та Lambert R

Коперніканська система. В межах коперніканського періоду територія зазнала значних змін. Утворилися три великі кратери *Euler*, *Pytheas* та *Timocharis* (рис. 4.10), які призвели до значних деформацій попередніх структур та, очевидно, викликали вулканічні події, що відобразилися в поверхневих відмінах (Cd), які в поверхні проявляють себе як ефузії. Найбільша кількість цих відмін приурочена саме до периферії згаданих вище кратерів. Цікавою також є система дрібних кратерів, яких часто приурочують до кратерів сателітів великого кратера *Copernicus*,



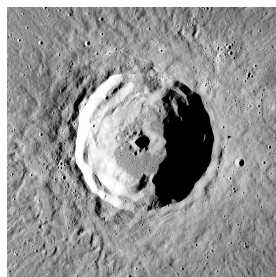
розташованого на південь від регіону *Timocharis*. Ще одне сімейство дрібних кратерів (Csc), які у великій кількості зустрічаються в регіоні пов'язують із викидами матеріалу із великих кратерів коперніканського часу. Їх особливістю є те, що вони, зазвичай, групуються в кратерні катени та корелюються із променевими системами, яких в даному регіоні спостерігається значна кількість. Перш за все це променеві системи кратерів *Euler*, *Pytheas* та *Timocharis*, та кратера *Copernicus*.



а



b



с

Рис. 4.10. Кратери Euler (а), Pytheas (b) та Timocharis (с)

Загалом регіон *Timocharis* має схожу історію геологічного розвитку по відношенню до згаданих вище регіонів і основні відміни його поверхні формувалися в тісному взаємозв'язку із формування сусідніх басейнів, перш за все таких як: Море Ясності, Море Холоду та східні частини Океану Бурі.

4.4. Montes Apenninus Region

Регіон *Montes Apenninus* знаходиться в центральнопівнічній частині видимої півкулі Місяця. Регіон вирізняється своєю непростою будовою та складною системою різновікових відмін, що знаходяться в тісному переплетенні між собою. Ос-



новним утворенням в межах регіону є гірська система *Montes Apenninus*, яка насправді є залишком гігантського валу басейну Моря Дощів та сформована потужними відмінами утворення *Fra Mauro*.

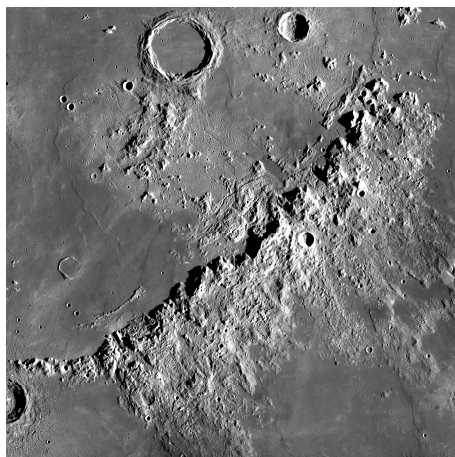


Рис. 4.11. Montes Apenninus

Імбрійська система. Імбрійські відміни представлені серіями *Apenninian* і *Archimedian*, і в регіоні *Montes Apenninus* проявляються широким спектром відмін. Серія *Apenninian* в регіоні *Montes Apenninus* представлені складною системою *Fra Mauro*, яка складається з двох відмін (*Ifhl* та *Ifhd*) та відміни (*Iab*), яка проявила себе у пізній *Apenninian* епосі. *Ifhl* та *Ifhd* являють собою потужні викиди з Моря Дощів, які у рельєфі проявляють себе у вигляді кратерного валу планетарного масштабу (рис. 4.11). Головною рисою відмін утворення *Fra Mauro* є їх складна поверхнева будова, яка ускладнена гігантськими зсувами та формуванням густої горстово-грабенової будови більшої частини утворення, внаслідок тимчасової тектонічної активності, яка проявляла себе на ранніх етапах формування басейну мо-



ря Дощів. У більшості випадків тектонічні розломи в межах *Montes Apenninus* приурочені до густої сітки лінеamentів. Потужність відмін *Fra Mauro* коливається в різних частинах *Montes Apenninus* від кількох десятків метрів до більш ніж 1000 м (Кирилюк, Кирилюк 2017а).

Відміна **Iab** формує унікальне утворення *Apennine Bench*, яке передусь фрону *Montes Apenninus*. Поверхня утворення достатньо гладка і являє собою потужні лавові поля незначно ускладнені подальшими рельєфотворчими процесами, переважно метеоритним бомбардуванням.

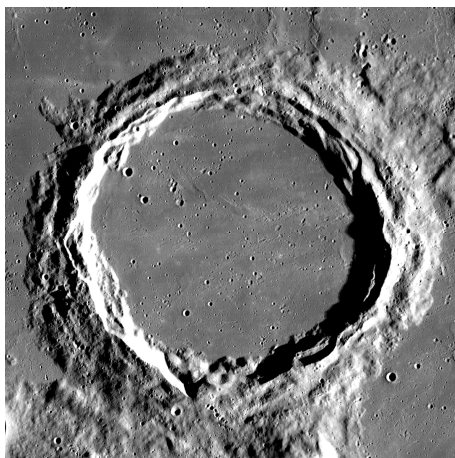


Рис. 4.12. Кратер Archimedes

В межах імбрійського періоду сформувався великий кратер *Archimedes* (рис. 4.12). Значна частина кратеру зазнала істотних трансформацій з часу утворення. В *Archimedian* епоху модифікувалося днище кратера, яке в період тектонічної активності, пов'язаної із утворенням близьких до кратера *Archimedes* кільцевих структур, заповнило його доволі потужним шаром лави. В ератосфенський період і, особливо в коперніканський, значних

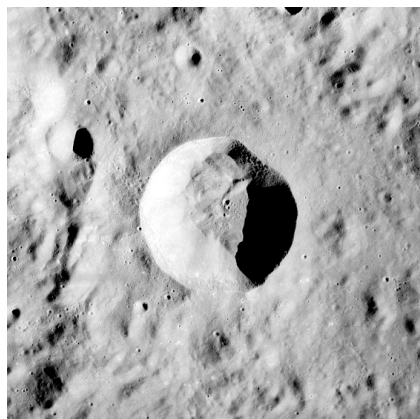


змін зазнали внутрішні кратерні схили, які модифікувалися завдяки схиловим процесам – в основному зсувним.

У фронтівій частині *Montes Apenninus* утворилися складні системи рим. Чітко простежуються дві з них: система рим *Archimedes* та *Fresnel*. Їх формування пов'язане, очевидно, з формуванням кратерів *Archimedes* та *Autolycus* з *Aristillus* відповідно.



а



б

Рис. 4.13. Кратери *Autolycus* (а) та *Conon* (б)

Океанічна група пізньої *Archimedian* епохи представлена морськими відмінами, які є тотожними до описаних вище в регіонах *Seleucus*, *Aristarchus* та *Timocharis* та поширені в північно-західній частині регіону (Море Дощів), в південно-східній (Море Пару) та в північно-східній (Море Ясності). Також в цей період проявив себе вулканізм, який в сучасному рельєфі простежується у вигляді базальтових куполів з локальною концентрацією у фронтівій частині *Montes Apenninus*.

Ератосфенська система. В ератосфенський період в регіоні *Montes Apenninus* не утворилося багато нових рельєфних



форм. Переважно це дрібні кратери, які достатньо рівномірно розташовані по всьому регіону і які зазнали модифікацій в коперніканський період. Перш за все це стосується внутрішніх кратерних схилів.

Коперніканська система. В цей період утворилися великі кратери *Autolycus* та *Conon* (рис. 4.13) й безліч дрібніших кратерів, рівномірно розкиданих по території всього регіону. Особливістю коперніканських кратерів є добра збереженість первинних форм які, якщо і порушені, то нерівномірно в межах цих структур.

В коперніканський період відбулася модифікація та трансформація північно-західного (фронтового) схилу *Montes Apenninus*. Перважно це гігантські зсуви які суцільним шлейфом охоплюють всю північно-західну периферію «гірської» системи.

Події, пов'язані з утворенням *Montes Apenninus* та Моря Доців відіграли значну роль у формуванні рельєфу більшості дотичних до них регіонів.

4.5. Mare Serenitatis Region

Mare Serenitatis – розташоване в північно-східному сегменті півкулі, трохи вище екваторіальної зони (рис. 4.14). Назва цього моря (як і багатьох інших морів у східній частині видимої півкулі Місяця) пов'язана з «гарною погодою» і була введена астрономом Джованні Річчолі (MacDonnell 2007).

Mare Serenitatis розташоване в басейні Ясності, який утворився в нектарський період. Морський вал та обрамлення відповідають відкладам імбрійського періоду, в той час як більша частина морських відмін – сформувалися ще в доімбрійський період (нектарійський). Молодших рельєфних утворень в цьому регіоні вкрай мало – це, переважно, невеликі та дрібні кратери ератосфенського періоду та меншою мірою коперніканського.



Морські відміни визначаються контрастними кольорами лави. На зовнішніх краях розташовані темні кільцеві відкладення базальтів, що простягаються, переважно, на південному-сході до сусіднього моря Спокою. Центральну частину моря перетинає світлий промінь, що бере початок від кратера *Tycho*. У східній частині моря знаходиться тектонічне утворення, яке являє собою сукупність кількох пасем.



Рис. 4.14. Улоговина Mare Serenitatis

Море Ясності відвідували екіпаж «Аполлона-17», а також станція «Луна-21», яка зробила висадку в південній частині кратера *Le Monnier*, розташованого на східній околиці моря, південніше кратера *Posidonium*, і доставила на поверхню «Луноход-2».

У морі Ясності виявлений маскон – регіон літосфери, який викликає позитивні гравітаційні аномалії на Місяці (Muller, Sjogren 1968).

В межах моря Ясності знаходяться кілька невисоких гірських пасем з відміткою більше 2100 м, які оконтурюють субме-



ридіональну структуру, що нагадує деформований вал. Паралельно до крайової зони моря розташовуються довгі вузькі хребти, відносно перевищення яких над загальним рівнем дна улоговини не більше 300 м. Одні хребти виражені досить чітко, інші, більш давні, мають значно розмиті обриси й розташовуються ближче до центру котловини. Цю крайову зону можна зобразити у вигляді ряду субпаралельних гірських хребтів, розташованих ланцюгоподібно з неправильними обрисами. Але в загальному вони формують гігантську кільцеву структуру, що обрамляє дно улоговини.

Якщо всі ці «кільця» вважати залишками крайових гірських споруд, подібних тим, які в теперішній час оточують море Ясності, то така будова крайової зони свідчить про неодноразове оновлення цієї великої морфоструктури. Причому розміри практичної котловини були меншими, судячи з того, що центри розташовані з внутрішнього боку структури і представлені найбільш денудованими пасмами. У межах наступних етапів формування ці структури опускалися і розширювалися, завдяки чому існують сучасні форми рельєфу. Рельєф дна улоговини спричинений не тільки опусканням, але й іншими більш протяжними переміщеннями.

Найбільш пізніми рельєфоутворюючими розломами тут є: лінійний розлом, який проходить в північно-західному напрямку і перетинає площу морського дна по діагоналі, та кільцевий розлом, що заходить в межі моря своєю південною частиною.

Вікові співвідношення розломів між собою визначити важко, у зв'язку з тим що на цій площі вони не перетинаються.

Перший із цих розломів відновлений по деформації центральної овалоподібної структури, а також за різницею гіпсометричних рівнів контактуючих по ньому ділянок. Судячи з конфігурації цього розлому, можна припустити, що рухливою була східна частина, яка й була припіднята.



Кільцевий розлом підковоподібною лінією перетинає північно-західну частину моря. Вздовж цих ділянок, що належать до внутрішнього контуру, поверхня значно припіднята, з чого можна зробити висновок, що по ньому відбулося склепінчасте підняття.

Ще один кільцевий розлом, оперізаючи розглянуту структуру, перетинається з описаними вище розломами. Він також, судячи з малюнку, не зміщувався, тому їх вікові співвідношення встановити не вдається. На всій протяжності цей кільцевий розлом фіксується виразною різницею гіпсометричних рівнів: скрізь внутрішні ділянки опущені, що й характеризує його як опускання. Винятком є ділянка, де лінія опускання суміщена з підняттям по більш пізньому лінійному розлому і де, судячи з усього, відбулася компенсація переміщень. Уся ця ділянка виявилася вище рівня 1800 м. Лінія кільцевого розлому орієнтована тут по ланцюжку дрібних кратерів, які помітно тяжіють до ліній розломів. Таке їх розміщення можна трактувати по-різному, але ми сходимося на думці, що така кореляція на цьому етапі пізнання не піддається поясненню.

Наступний за віком кільцевий розлом, який, судячи по радіусу кривизни, охоплює значно більшу площу, ніж головний морфоструктурний кільцевий рельєфоутворюючий розлом Моря Ясності. У вигляді надто виположеної дуги, що прямує на північ, він відокремлює південне гірське підняття від днища улоговини Моря Ясності. З конфігурації чітко видно, що по ньому відбулося опускання більшої північної частини моря Ясності. Час його виникнення визначається на тій підставі, що він зміщується при перетині з розломом північно-західного простягання і, очевидно, сформувався в *Archimedian* епоху.

Крайня західна частина регіону *Mare Serenitatis* піднята по лінійному розлому. Дуже слабо проявляється контур опускання по цьому розлому, розташованому в північно-західній частині регіону. Опускання цієї ділянки Моря Ясності безсумнівне – йо-



го гіпсометричний рівень значно нижчий від сусідніх, незважаючи на те, що він був піднятий на останніх стадіях рельєфоутворення (*Archimedian* епоха).

Одними з дуже ранніх є розломи, в результаті яких була сформована овалоподібна структура, яка ускладнює центральну частину днища улоговини. Ця морфоструктура простежується у вигляді ланцюжка вузьких пасем. Там, де ці пасма перетинають територію, що знаходиться нижче рівня 2100 м, висота їх більше 2400 м. Там же, де вони розташовуються на ділянках нижче рівня 1800 м, їх гіпсометричний рівень більше 2100 м. Таким чином, перевищення всюди однакове – близько 300 м. Наявність такого своєрідного вигнутого ланцюжка височин можна пояснити поєднанням двох рельєфоутворюючих переміщень: спочатку склепінчастого підняття, потім – опускання. При цьому контури останнього були незначно зміщені до центру цієї морфоструктури, в результаті чого і сформувалася овалоподібне «гірське» пасмо. Подібні співвідношення не рідкість і для земних структур (Вегенер 1923).

До найбільш ранніх, зважаючи на характер перетину з іншими розломами, відноситься також розлом, що перетинає днище моря Ясності в північно-східному напрямку. По конфігурації розлому важко визначити, який з боків його був тектонічно активним – опущений північно-західний чи південно-східний, що зазнав підняття. Зрозуміло тільки те, що перевищення південно-східного краю розлому фіксується на всіх його відтинках досить виразно. Загальне морфоструктурне тло Моря Ясності на багатьох ділянках зміщується по молодих розломах.

Отже, сучасний рельєф поверхні днища Моря Ясності завдячує своїм існуванням цілому ряду горизонтальних та вертикальних переміщень. Визначальним індикатором для цієї морфоструктури служить кільцевий розлом. Приблизно сегментарне розміщення різновисотних ділянок днища, що є очевидним, пов'язане з двома нахрест розташованими розломами, що перетинають майже по діагоналі поверхню котловини.



4.6. Macrobius Region

Регіон *Macrobius* знаходиться в північно-східній частині видимої півкулі Місяця. Хоча в основному цей регіон зайнятий нагір'ями навколо гір *Taurus*, він обмежений трьома морськими басейнами: Спокою на півдні; Ясності на заході і Криз на сході. Більшість геологічних підрозділів в рамках регіону були докорінно порушені під час формування цих басейнів і моря Доців, що розташоване далі на північний захід. Деякий матеріал в цьому регіоні (очевидно, вулканічного походження) вкриває частину морської та материкової поверхні в північно-західній частині.

Кратерний матеріал датований у цьому регіоні на основі їх морфології із використанням принципів і критеріїв сформульованих (Pohn, Offield 1970; Trask 1971) і дає підстави виділяти стратиграфічні блоки, які, ймовірно, представляють імбрійську систему. Але вони не можуть бути впевнено віднесені до цієї ери в рамках регіону. Проте, суперпозиція і змикання контурів відмін між кратерним матеріалом та іншими регіональними одиницями, як-от моря, рівнини та деякі морські території, можуть бути використані для визначення позиції відображених елементів по відношенню до Імбрійської та Нектарсько-Імбрійської системи.

Нектарсько-Імбрійська система. Відміни цієї системи включають кратерні лійки (**plc**), однорідні масиви (**pltm**), ділянки горбистих територій (**Iplh**) і монолітні материкові відміни (**Iplr**), що виділяються на основі морфології їх імбрійських компонентів.

Більшість імбрійських кратерів визначаються за їх обрисами, проте матеріал, з яких вони складаються, не відрізняється від навколишньої місцевості, особливо там, де вони зустрічаються на горбистих місцевостях. Деякі з цих кратерів передують сусіднім басейнам, за винятком моря Спокою; їх просунута ста-



дія деградації може бути викликана ерозією і частковим похованням під викидами з морських басейнів. Однак більшість кратерів утворилися пізніше за морські басейни. Значна модифікація їх обрамлень і, насамперед, стін є результатом акумулятивних структурних деформацій, що супроводжувалися масовим виснаженням ерозійного потенціалу цих структур.

Відміни гірських масивів нагадують Апенніни, поблизу місця посадки Apollo 15 (Carr, El-Baz 1971) і, ймовірно, також складаються з брекчій, викинутих із сусідніх басейнів. Епізодичні розломи і підняття, після формування сусідніх басейнів, модифікували відклади із брекчій та сформували з них високі уступи з гладкою поверхнею. Ці відміни зберегли свіжі та яскраві сліди безперервного скочування матеріалу. Гірські масиви локально перекриті горбистими відмінами. Ці відміни та гірські масиви утворюють своєрідний комплекс, що генетично являє собою викиди з великих кратерів та сусідніх басейнів. Морфологічні відмінності між цими одиницями можуть відображати відстань до басейнів, з яких відбулися викиди, та вказувати на відносний вік їх формування. Більшість периферійних викидів відміни (**Iplr**) більш гладкі та схожі на формацію Фра Мауро, тоді як горбисті відміни (**Iplh**) знаходиться ближче до морських басейнів та генетично подібні до альпійських утворень (Page 1970). Отже, відміни гірських та горбистих масивів, а також периферійних викидів хоча морфологічно й різняться між собою, можливо, літологічно складаються з брекчієподібного матеріалу, відносний вік яких, в основному, імбрійський – як і басейнів, з яких вони походять.

Імбрійська система. Переважно це материкові рівнини та морські регіони. Утворення цієї системи займають здебільшого більш низькі рівні в межах регіону. Материкові покривні відміни (**It**), які частково формують западини, знаходяться у підпорядкуванні нижчих шарів місцевості без прояву будь-яких конкретних власних морфологічних ознак. Це, головню, змішані від-



міни, що складаються з переробленого матеріалу покривних викидів та частково вулканічного матеріалу, що проявляє себе локально в межах регіону. У межах материкових територій протікають денудаційні процеси, які є достатньо тривалими в місячній історії, тому загальний вік окремих регіонів залежить від того, коли ці процеси або події завершилися. Здебільшого основні активні денудаційні процеси у регіоні *Macrobius* відбувалися впродовж імбрійського часу.

Морські відміни (**Im1**, **Im2**) типові для територій, які в інших місцях на Місяці тепер відомі за зразками «Аполлонів» та здебільшого складаються з базальтових лав.

Рівнинні відміни (**Ip**), досить поширені в межах регіону, інтерпретуємо як змішану відміну, що складається як з материкових, так і морських відмін. У регіоні *Macrobius* ці відміни інтерпретуються й іншими вченими як змішані ([Wilhelms 1972b](#); [McCauley 1973](#)). У деяких областях окремі блоки складаються з пірокластичного матеріалу та безструктурних викидів із басейнів; в інших місцях ці відміни, ймовірно, сформовані зі старих потоків лави, що порушені та видавлені в окремих місцях ударними подіями ще до початку головної фази морського вулканізму. Описи утворення *Cayley* (відміни рівнин), зроблені астронавтами місії Apollo 16 та задокументовані дослідною групою Аполло ([Eggleton 1981](#)), показують, що більша частина рівнинних відмін складається з уламкових порід, переважно брекчій.

Горбисті материкові відміни із борознистою поверхнею (**Ihf**) спостерігаються в багатьох регіонах Місяця. Вибір проб цієї відміни був одним із головних завдань місії Аполлон 16 в місці посадки Декарта ([Milton, Hodges 1972](#)). Цей тип поверхні переважно вулканічного походження, але він також подібний до горбистих материкових відмін (**Iplh**) і, ймовірність того, що вони також пов'язані з формуванням головних морських басейнів, не може бути виключена. Описи зразків Apollo 16 свідчать, що в цьому матеріалі виявлені кристалічні породи та брекчії.



Вторинні кратери, утворені викидами з кратера *Posidonius*, значно молодші за численні борозни, на які вони накладаються. Борозни, в свою чергу, досить густо січуть ділянки імбрійських морських територій, тому *Posidonius* оточений численними їх відмінами. Ці, здавалося б, аномальні показники віку даних утворень вказують, що існуючі старші борозни можуть зберігати свіжий та чіткий зовнішній вигляд, навіть в тих випадках, якщо вони, частково, заповнені молодшими потоками лави і морським матеріалом, старшим за відміни *Posidonius*.

Ератосфенська та Коперніканська системи. Найтемніші морські відміни та чіткі, яскраві кратери без системи променів належать ератосфенській системі. Всі кратери із променевими системами, в тому числі і з темними обрамленнями, відносять до Коперніканської системи. Перекриття рентгенограм різної інтенсивності великих контрастів у морфології між малими кратерами коперніканської системи вказують на широкий діапазон їх віку в межах системи. Ці вікові підрозділи не виділяються в масштабах 1 : 1 000 000, але були спроби їх розділити в масштабах 1 : 250 000 (Scott, Carr 1972) і 1 : 50 000 (Scott et al. 1972).

Серед наймолодших коперніканських відмін особливий інтерес викликають темні покривні утворення, ймовірного вулканічного походження (**Cd**), що щільно накладаються на морську та материкову поверхню в південно-західній частині регіону. Ці відміни нагадують формування *Sulpicius Gallus*, розташовані вздовж південно-західної околиці Моря Ясності (Carr 1966). Темні утворення в межах регіону *Macrobius* відповідають коперніканському часу, оскільки вони мають значно меншу щільність невеликих яскравих кратерів, ніж сусідні морські поверхні, та накладені на найстаріші кратери (Trask 1971). Яскраві покривні утворення (**Cb**) в тій же місцевості мають деякі характеристики земних зсувів або селів і простягаються через рівнинну поверхню біля основ уступів, які межують із гірськими масивами.



Тектонічна активність в цьому регіоні спричинила помітні структурні тенденції, виражені скидами, грабенами, депресіями, ланцюгами кратерів та лінеаментами.

Rima Littrow I, II (рис. 4.15) та *Rima Chacornac I* – великі концентричні грабени, що знаходяться в структурних зв'язках із обрамленням Моря Ясності; вони тягнуться майже безперервно більш ніж на 300 км по морських рівнинах і материкових поверхнях з південного заходу на північний захід. Подібні до них довгі борозни *Rima Romer I, II* та *Rima Bond I*, що збігаються з концентричними структурами обрамлення Моря Криз.

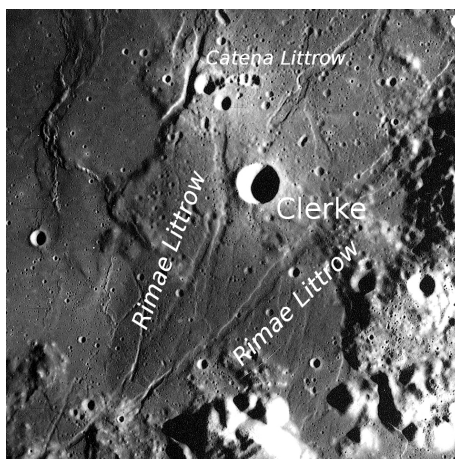


Рис. 4.15. Rima Littrow I, II

Великі удари, які послідовно сформували Моря Спокою, Ясності та Криз, спричинили значні викиди з них, що вкривають окремі території регіону *Macrobius* покривними відкладами товщиною до 2,5 км (Short, Forman 1970). Цей комплекс відкладів перешаровується брекчіями, які були викинуті під час формування великих кратерів в межах регіону та із сусідніх басейнів Достатку й Нектару. Покривні викиди, що лежать в основі міся-



чної кори, руйнувалися і порушувалися вздовж глобальних радіальних систем басейнів, а також внаслідок значної сейсмічності, яка активізовувалася під час зовнішнього бомбардування, яке було поширене протягом раннього часу формування регіону. Масові руйнування та мегазсуви, що, очевидно, були активні в проміжку від нектарійського до імбрійського часу, модифікували добре структуровану поверхню Місяця в межах регіону в заокруглені пагорби (**Iplh**) та пересічену місцевість (**Iplr**).

Зовнішній вплив, що сформував море Дошів і поклав початок імбрійському періоду, вкриває частину регіону *Macrobius* відносно тонким шаром викидів з цього басейну. Ці відміни, зазвичай, чергуються гладкими материковими рівнинами (**It**) та рівнинними відмінами (**Ip**), а також на північному заході викреслюється місцевість в околицях *Romer*, частково відображена в утворенні *Fra Mauro* (Wilhems, McCauley 1971). Утворення Моря Дошів призвело до утворення численної мережі розломів уздовж раніше існуючих зон структурної дислокації та тектонічного послаблення, яке проявляється в цьому регіоні системою розломів, що простягаються в північно-західному напрямі. Протягом імбрійського періоду слабко в'язкі потоки лави почали видавлюватися, заповнюючи западини деяких великих кратерів морськими базальтами.

Морський вулканізм та кратероформування продовжувалися із поступовим зменшенням інтенсивності впродовж всього ератосфенського періоду. Наслідки спаду вулканічної активності в коперніканський час простежуються в південно-західній частині регіону, де спостерігаються темні відміни (**Cd**), що нагадують туфи. Вони досить рівномірно покривають материкові та морські території.



4.7. Cleomedes Region

Регіон *Cleomedes* умовно можна поділити на три провінції: 1) північна частина Моря Криз, що домінує в південній частині регіону, 2) морські відміни, які представлені тут у вигляді концентричних смуг, що чергуються з морськими та рівнинними відмінами в північній частині, 3) концентричні смуги що перериваються кратером *Cleomedes*.

Вік для більшості кратерів визначено нами на основі схеми (Pohn, Offield 1970), яка засвідчує, що кратери подібного розміру мали схожі початкові форми й були змінені поступово і достатньо прогнозовано в часі. Отже, відносна ступінь свіжості стін кратерів, обрамлень валів та периферійних відкладів є індикаторами відносного віку більшості кратерів в регіоні *Cleomedes*. У порівнянні з кратерами, для яких відомі стратиграфічні маркери, Offield (1971) вводить тимчасові стратиграфічні маркери по відношенню до тих кратерів, які не перебувають в очевидних контактах із частинами територій, для яких вік встановлений. Цього методу дотримуємося і ми, щоб визначити вік кратерів, для яких неможливо застосувати традиційні підходи щодо визначення часу їх утворення.

Радіальні багатокільцеві басейни Місяця були розміщені у віковій послідовності (Hartmann 1964; Wilhelms 1970; Offield, Pohn 1970) та базовані на мірі «свіжості» оточуючих їх структур, залежно від частоти та «свіжості» кратерів, накладених на їх периферійні частини. Більшість вчених згодні з тим, що Море Криз було сформоване раніше, ніж Море Доців. Це яскраво підтверджується значними співвідношеннями відмін поверхні навколо кратера *Cleomedes*. Цей кратер перериває концентричні структури, що простягаються від Моря Криз та інтерпретуються як такі, що утворилися в процесі формування самого басейну. Використовуючи морфологічними та вікові критерії (Pohn, Of-



field 1970; Offield 1971) для кратера *Cleomedes*, встановлюємо попередньо пізньоімбрійський вік. Отже, час формування Моря Криз також пізньоімбрійський.

Відносний вік місячних морів також було визначено (Pohn, Offield 1970). Науковці вважають поверхню Моря Криз дещо старшою по відношенню до північної частини Моря Дощів. Що стосується його південного краю, то тут їх вік може збігатися. Південна частина Моря Дощів із морськими відмінами є неофіційним маркером пізньої імбрійської системи (Wilhelms 1970), тому морські відміни в регіоні *Cleomedes* інтерпретується нами як імбрійські або незначно давніші. Проте ця кореляція може піддавати сумніву висновки (Ronca, Green 1970), які вважають, що Море Криз має аномальну щільність кратерів певного морфологічного типу. Тому вони припускають постійну швидкість утворення кратерів в цьому регіоні, що завдає значних труднощів щодо датування окремих регіонів Моря Криз.

Материкові відміни представлені в регіоні *Cleomedes* великими пагорбами. Серед них чітко виокремлюються материкові суцільні території (**pltr**). Як правило, це неправильної форми гори, що утворюють своєрідні кільця, які концентрично корелюються з Морем Криз. Їх вік, очевидно, імбрійський і визначається з допомогою перекриття материкових блоків покривними викидами з імбрійських кратерів, насамперед, таких як *Cleomedes*. Горбисті відміни часто чергуються з виположеними ділянками, заповненими молодшим матеріалом, а також рівнинами, що утворюють гладкі материкові поверхні імбрійського часу (**Ip**) й пагорбами (**Its**), які топографічно видаються згладженими. Ця згладженість, можливо, є результатом ерозії, яка активізувалася пізніше. Горбисті відміни (**plh**) аналогічні окремим пагорбам, проте в рельєфі виражені більш чітко й утворюють значні за площею однорідні масиви. Вони схожі до утворення *Alpes* в Морі Дощів (Page 1970), на горбисті місцевості в Морі Східному, можуть являти собою викиди із Моря Криз. Материкові пагорби



(**Its**) здебільшого сформовані під час імбрійського періоду, оскільки вони характеризуються відносно невеликою кількістю накладених один на одного кратерів. Не спостерігаються градаційні межі й при переході від рівнинних відмін імбрійського віку (**Ip**), які перекриваються досить потужними викидами з пізньоімбрійського кратера *Tralles*.

Викинутий матеріал з ударних басейнів – Моря Східне та Дошів, можна узагальнити і топологічно поширити на всі великі місячні ударні басейни, що існували раніше за материкові території навколо Моря Криз. Ними вкриті території в межах четвертого гірського кільця і загалом за межами регіону *Cleomedes*. Проте горбисті відміни нагадують покривні викиди поблизу молодих ударних басейнів й обмежуються невеликими ділянками (**plh**), а зовнішні утворення, що нагадують за поверхневим малюнком ніби плетені з ліній фації, типові для молодих ударних басейнів. Вони представлені в регіоні лінійними, горбистими материковими територіями з локальним поширенням на захід від *Cleomedes*. Що стосується старших материкових відмін, які, переважно, утворюють височини, і, ймовірно, вкриті значним шаром покривних викидів, характеризуються гладкою поверхню. Не виключено, що ерозія відіграла значну роль у згладженні первинних форм цих відмін.

Рівнинні відміни (**Ip**) та морські відміни (**Im** і **Elm**) мають плоскі топографічні форми, з достатньо значними дрібнократераними поверхнями. Зустрічаються також в межах великих масивів і в закритих басейнах, таких як днища великих старих кратерів і міжбасейнових низин гірського обрамлення Моря Криз. Вік рівнин переважно імбрійський, оскільки він охоплює поверхи багатьох імбрійських кратерів, хоч і повсюдно перекривається покривними викидами від інших великих кратерів (в основному пізньоімбрійських). У межах регіону спостерігаються й ділянки старих морських відмін, оскільки вони мають більш високу щільність дрібних кратерів. Поділ між двома морськими



відмінами базується на щільності кратерів і на альбедо. Відміна (**Elm**) має менше дрібних кратерів і значно темніша. Таким чином, імовірно, вона молодша і формувалася в ератосфенський час. Горбисті відміни зі значними порушеннями внаслідок дії зовнішнього бомбардування (**Eld**) і значні масиви з аналогічними характеристиками та вузькими хребтами (**Elmr**) спостерігаються в Морі Криз. Це, переважно, утворення вулканічного походження, які формувалися одночасно з морськими територіями і складаються, здебільшого, з лавових потоків та туфу.

Море Криз простягається приблизно на 425 км з півночі на південь та на 530 км зі сходу на захід і займає центр багатокільцевого басейну під назвою Море Криз. Як і в інших кругових морів він є місцем значних додатних гравітаційних аномалії, або масконів ([Muller, Sjogren 1968](#)).

Обрамлення Моря Криз містить чимало «островів», які насправді є вершинами пагорбів, що складаються з викинутого з басейнів матеріалу та частково вкриті морськими відмінами. Острови вказують на наявність непотужного шельфу викидів навколо зовнішнього краю моря. Межа поширення цих островів чітко корелюється складною системою морських грабенів та низьких уступів, які повторюють концентричний малюнок морів. Низькі уступи послідовно звернені до внутрішньої частини морів та, в середньому, дещо нижчі, ніж оточуючі їх острівні пасма. Ці факти вказують на те, що поховані уступи відокремлюють внутрішню, більш глибоку частину басейну Моря Криз від зовнішньої, більш високої периферії. У верхній частині цього уступу знаходиться перше, або внутрішнє, кільце Моря Криз. Уступи, зазвичай, вигнуті, але також володіють прямими сегментами, особливо вздовж її східної та західної частини.

Море межує з крутим уступом басейну, який локально піднімається більше 3500 метрів до гірського гребеня другого зовнішнього кільця. Цей уступ хвилястий у багатьох місцях, але він також складається і з прямих відрізків. Один із них – це прямий



відрізок, що тягнеться на південь від *Cleomedes*, довжиною до 250 км. У дрібному масштабі головний уступ доволі зубчастий і складається з безлічі більш коротких прямих уступів, які, очевидно, є вторинними мегазсувами.

Уздовж північної межі гірського обрамлення, в межах зовнішньої його межі, суцільними смугами простежуються однорідні материкові відміни із ще помітнішими зубчастими уступами. Вони межують вузьким жолобом із морськими відмінами і біля третього гірського кільця утворюють північну границю басейну. Ще один уступ виходить на південь і має безліч глибоких, обмежених заток. Таким чином, концентричні кільця обрамлення Моря Криз знаходяться зовні концентричного грабена загального обрамлення Моря Криз, за винятком випадків, коли вони перериваються кратером *Cleomedes*. Крім третього кільця, рельєф на поверхні материкових відмін поступово виположується на північ, аж до низького четвертого кільця, яке також суцільним концентричним фронтом опускається до південної частини уступу.

Радіальні структури Моря Криз слабо розвинені в регіоні *Cleomedes*. Три коротких жолоби, які чітко обмежені морськими відмінами на північний схід від кратера *Eimmar*, а також інші можливі порушення та лінеamenti спостерігаються на захід від *Cleomedes*. Радіальні виступи і западини більш помітні на захід від Моря Криз у районі регіону *Macrobius* (Hartmann 1964).

Деякими вченими (Baldwin 1963; Van Dorn 1968; Mackin 1969; Wilhems, McCauley 1971) було переконливо показано, що заповнені морські басейни характеризуються за масконами та концентрично-радіальним уступами й западинами і є продуктами великих зовнішніх впливів. Концентричні кільця, ймовірно, – результат проходження ударних хвиль (Van Dorn 1968), що сконцентрували місячні породи в напрямку від центральної порожнини. Море Криз, таким чином, інтерпретується як ударний басейн. Наявність прямих сегментів у межах концентричних усту-



пів навколо Моря Криз та їх зубчасті контури вказують, що місцевість була розбита на блоки ще до удару і вибухового перерозподілу матеріалу (Binder 1967). Саме вигинання проходило вздовж уже існуючих площин літосферного послаблення або, що менш імовірно, при розриві суцільного пласта під час удару безпосередньо перед мореформуванням. Деякі лінійні сегменти понад 250 км, які переважно мають тенденцію орієнтації північ–південь, схід–північний схід і північний захід, є причиною подовженого і прямолінійного характеру басейну Моря Криз. Ці напрямки паралельні трьом основним векторам, які в науковій літературі називають «місячна сітчаста система» (Fielder 1965). Це система тріщин і лінеamentів проблематичного походження, які повсюдно спостерігаються на видимій півкулі Місяця. Орієнтація розломів, відповідальних за форму Моря Криз, швидше за все, не залежить від походження басейну, але відображає набагато ширший спектр подій на Місяця в регіоні *Cleomedes*.

Деякі структури «місячної сітки» утворилися після формування самого басейну. Це, переважно, лінійні поглиблення, що простягаються паралельно до розломів басейну, та уступи, що трапляються в різних частинах материкових територій. Але зважаючи на те, що з самого басейну здійснилися масові викиди матеріалу, під якими були поховані майже всі попередні лінеamenti, справжні (старі) лінеamenti повинні сприяти омолодженню підповерхневих тріщин і новим розривам пластів уздовж них.

Басейнові концентричні морські уступи та гребені перетинають безліч морських відмін. Деякі з цих уступів і гребенів проходять поперек тріщин у першому кільці між кратерами *Cleomedes F* та *Eimmar C* і впираються в уступ другого кільця. Якщо розташування концентричних пасем і уступів корелюється із похованими розломами в межах морських та материкових відмін, тоді, можливо, що всі морські пасма й уступи вказують на розташування похованих розломів. Таким чином, вони будуть



свідчити про структурні розриви пластів на дні басейну, навіть якщо морські гребені є місцями фісурних вивержень (Fielder 1965).

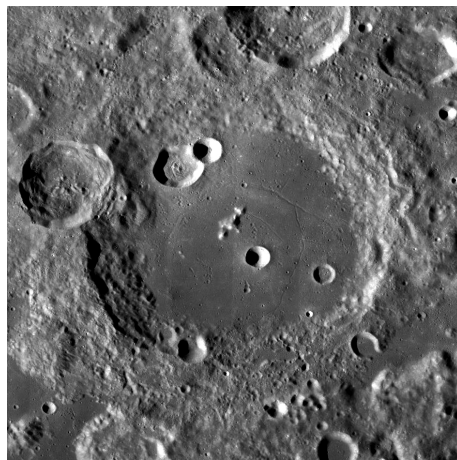


Рис. 4.16. Кратер Cleomedes

Дно кратера *Cleomedes* (рис. 4.16) представлене складною системою борозен. Це, переважно, прямолінійні, паралельні по відношенню один до одного уступи, обмежені вузькими долинами – грабенами. Грабени сформувалися в концентричній кореляції по відношенню до кратера; проте деякі з них перетинають днище кратера й спостерігаються тенденції щодо їх розташування в межах стін кратера. Їх малюнок схожий на розташування тріщин, гребенів та уступів у Морі Криз. Наявність грабенив свідчить про локальні напруги, які формувалися перпендикулярно до головної тенденції кратероформування, а їх концентрична природа в межах *Cleomedes* вказує на те, що вони розтягувалися в полі ослаблення напруження. Найвірогідніше, що такий хід подій викликаний підняттям днища *Cleomedes* після остигання імбрійських рівнинних відмін ще до безпосереднього



утворення ератосфенського кратера *Cleomedes* E, обрамлення якого сформовані переважно грабенами.

Найстарша подія в регіоні, яку вдається ідентифікувати, – це формування Моря Криз. Ударні хвилі, які супроводжували формування серії концентричних і радіальних гребенів та западин, ідентифікуються шлейфами брекчій уздовж існуючих площин літосферного послаблення. Викиди з басейнів, імовірно, покрили увесь регіон *Cleomedes*, але тепер ці покриви практично неможливо ідентифікувати доступними методами, за винятками відміни **plh** та кількох материкових відмін.

Кратероформування, очевидно, було безперервним процесом на Місяці. Відсутність великих кратерів на височинах, до формування Моря Криз, дозволяє припустити, що вони були поховані під покривними викидами. Тим не менш, деякі майже поховані кратери тут наявні і представлені комплексом відмін **plc**. Після формування Моря Криз в середині імбрійського періоду найбільш важливою подією стало формування кратера *Cleomedes*.

Після утворення ранніх ударних імбрійських кратерів, великі ділянки місячної поверхні модифікувалися в рівнинні відміни (**Ip**) у результаті проявів регіонального вулканізму. Деякі з вулканічних центрів деформували окремі кільцеві структури цих відмін до вигляду неправильних кратерів імбрійського часу (**Ici**).

Не відомо, чи був вулканізм безперервним до кінця імбрійського періоду. Проте значне розповсюдження вулканічного матеріалу відбулося наприкінці імбрійського періоду. Море Криз було частково заповнене цим матеріалом, а переходи між першим і другим кільцями повністю поховані під морськими відкладами. Крайові прогини на півночі також частково заповнилися ними. Останній розпізнаний епізод регіонального вулканізму простежується в межах східної частини регіону *Cleomedes*. Там поширені темні морські відміни (**Elm**), які можуть вказувати на фронтові частини одного чи кількох лавових або пірокластичних



потоків, аналогічних тим, які у великій кількості спостерігаються в Морі Дощів (Fielder, Fielder 1968).

Після закінчення імбрійського періоду основні події, які відбувалися в регіоні *Cleomedes*, були ударами метеоритів та невеликих астероїдів в межах ератосфенського та коперніканського періодів. Кратер *Eimmart C* і деякі відміни з темними обрамленнями кратерів неправильної форми, а також дрібних, добре помітних шлакових конусів в Морі Криз можуть бути проявами місцевого постімбрійського вулканізму.

4.8. Julius Caesar Region

Регіон *Julius Caesar* розташований на південь від Моря Ясності та охоплює західну частину Моря Спокою (*Mare Tranquillitatis*). Регіон характеризується складною будовою поверхні, оскільки, крім морської ділянки з різновіковими кратерами на заході поширені відміни покривних викидів із сусідніх стародавніх басейнів (Ясності та Пару (*Vaporum*)).

Нектарійська система. Представлена в регіоні малими фрагментами в межах морського басейну *Tranquillitatis*. Це відміни **plu** та **plc**, які, відповідно, є залишками первинної сконсолідованої поверхні та фрагментів валів й обрамлень нектарійських кратерів. Простежуються також ще дві великі морфоструктури цього періоду. Це два великих, майже зруйнованих пізнішими подіями кратери – *Boscovich* та *Julius Caesar*.

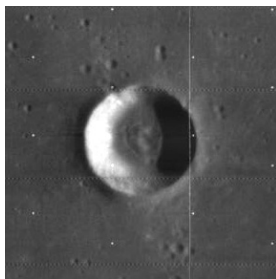
Імбрійська система. Більша частина регіону сформувалася саме в цей період місячної історії. Імбрійські відміни представлені серіями *Apenninian* і *Archimedian*, як і в усіх попередніх регіонах. В *Apenninian* епоху сформувалася західна частина регіону, представлена відмінами формації *Fra Mauro*. Це переважно викиди з басейнів *Serenitatis* та *Tranquillitatis*, які знаходяться в тісному й складному взаємозв'язку. Характерною відмінністю



від усіх описаних утворень *Fra Mauro* є їх чіткий і впорядкований малюнок поверхні, який проявляється в рельєфі довгими, паралельними один до одного пасмами, що простягаються з північного заходу на південний схід. Такий малюнок не притаманний утворенню *Fra Mauro*. «Правильна» їх концентрація, під час формування, могла бути викликана як екзогенними, так і ендегенними чинниками. Екзогенез міг проявитися у специфічних струменевих викидах із басейну *Vaporum*, які сформували паралельні пасма після закінчення мореутворення. Ендегенез також, очевидно, відіграв роль у подальшій еволюції цих покривних викидів, що відобразилося у формуванні складної системи грабенів та уступів, які, очевидно, формувалися під час остигання й релаксації морських басейнів *Serenitatis*, *Tranquillitatis* і *Vaporum*. Підтверджує цю думку і потужність викидів, яка коливається, очевидно, від кількох десятків до сотень метрів (Кирилюк, Кирилюк 2016).



а



b



с

Рис. 4.17. Кратери Schmidt (a), Manners (b) та Jansen (c)

Archimedian епоха розпочалася утворенням значної кількості кратерів по західній периферії *Mare Tranquillitatis*. Серед них найбільші *Schmidt*, *Manners*, *Sosigenes*, *Maclear* та *Jansen* (рис. 4.17). Більшість із них зазнали модифікацій і трансформацій як внутрішніх валів, так і зовнішніх обрамлень в наступні



геологічні періоди місячної історії. В межах цієї епохи сформувалися й два кратери *Ritter* та *Sabine* (рис. 4.18), які продовжували своє формування впродовж всього ератосфенського періоду внаслідок активізації вулканічних процесів в їх межах і остаточного сучасного вигляду набули лише в коперніканський час.

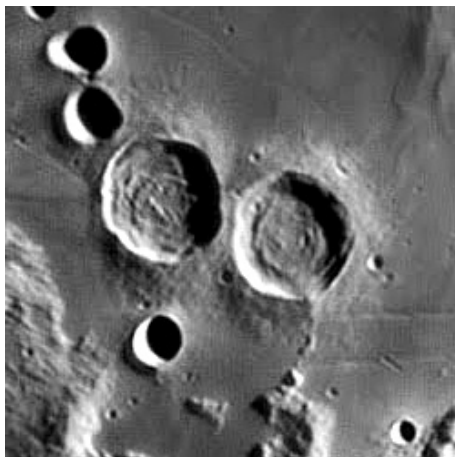


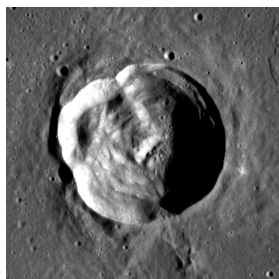
Рис. 4.18. Кратери Ritter (великий на заході) та Sabine (великий на сході)

Початок *Archimedian* епохи ознаменовується активізацією ендегенних процесів в регіоні, що призвело до значних виливів лави на поверхню. Найактивніше ці процеси відбувалися на західній периферії *Mare Tranquillitatis* і зумовили до формування обширних лавових полів, під якими опинилася більша частина попередніх морфоструктур, в тому числі й утворення *Fra Mauro*. Цей тип утворення отримав назву формація *Cayley* (Morris, Wilhelms 1967). Пізніше вулканічна активність спала і в кінці *Archimedian* епохи та на початку ератосфенського періоду її відголоски проявилися на північному заході від формації *Cayley*, де утворилися досить великі лавові покриви (формація *Boscovich*).



На південному-заході регіону залишилися мало змінені території з часів консолідації місячної кори. Ці слабо хвилясті височини подекуди тектонічно порушені, в їх межах вдається простежити слабку сітку лінеamentів.

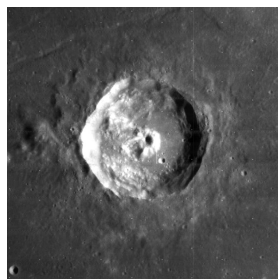
Що стосується самої котловини *Mare Tranquillitatis*, то вона остаточно сформувалася в *Archimedian* епоху та представлена відмінами переважно океанічної групи. Привертає до себе увагу система концентричних грабенів та уступів під загальною назвою *Lamont*. В нашій інтерпретації утворення такої морфоструктури можливе лише при повторному падінні ударника в ще не остиглий, новостворений басейн *Tranquillitatis*. За таких умов сформувався не повноцінний кратер, а лише його згладжена подоба, оскільки ще в'язкі лавові покриви басейну в порівняно короткі строки релаксували та згладдили більшість деталей морфоструктури.



а



b



с

Рис. 4.19. Кратери Arago (а), Ross (b) та Plinius (с)

Рівномірно в межах моря спостерігаються великі та малі ефузивні з явними базальтовими обрамленнями, які, очевидно, утворювалися на всьому протязі формування формацій *Cayley* та *Boscovich*, та є, ймовірно, їх периферійними сателітами.

Ератосфенська система. В цей період геологічної історії регіону *Julius Caesar* утворилася велика кількість дрібних крате-



рів, які зазнали значних трансформацій у коперніканський час та рівномірно поширені по всій території. Найбільші з них кратери *Arago*, *Ross*, а серед них найбільший – *Plinius* (рис. 4.19). У ранній ератосфенський період сформувалися також лавові поля *Boscovich*, про що вже йшлося вище.

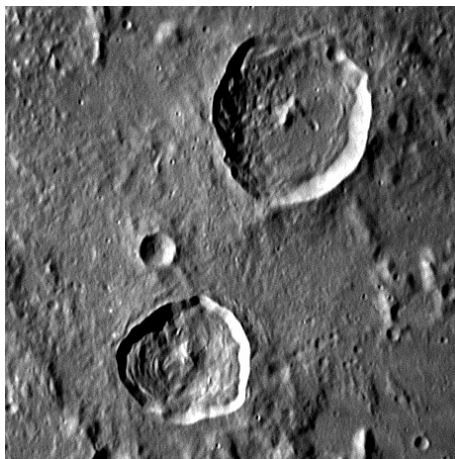


Рис. 4.20. Кратери *Agrippa* (вверху) та *Godin* (внизу)

Коперніканська система. Впродовж коперніканського часу в межах регіону не відбулося значної кількості подій, які б докорінно змінили попередні структури. Це переважно два великих кратери *Agrippa* та *Godin* (рис. 4.20). Досить мала кількість самостійних малих кратерів, проте значна кількість дрібних кратерів сателітів, які дуже часто формують кратерні катени. Така їх щільність добре корелюється із системою променів, що приурочені до кратерів *Agrippa* та *Godin*. Формування кратерних катен спричинено потужними струменями, що викидалися з кратерів та в подальшому сформували систему проміння, а найщільніші з них – катени. Значна частина старших кратерів як імбрійського, так і ератосфенського періодів модифікована в цей



проміжок історії Місяця. Трансформації та помітні зміни стосуються, передусім, внутрішніх кратерних схилів і зовнішніх обрамлень кратерів.

У коперніканський період закінчилося й формування гігантської улоговини *Ariadaeus Rille*, яка розташована в західній частині регіону та простягається із північного-заходу на південний схід, сягаючи довжини понад 200 км. Вона, мабуть, зародилася в пізній ератосфенський час і, ймовірно, має безпосередній стосунок до формацій *Cayley* та *Boscovich* та зобов'язана своїм існуванням, насамперед, тектонічним рухам, які супроводжували формування лавових полів *Cayley* та *Boscovich*.

4.9. Taruntius Region

Розташування основних фізико-географічних провінцій та геологічних систем регіону *Taruntius* визначається п'ятьма перетріченими між собою концентричними обрамленнями морських басейнів, а саме: Спокою, Достатку, Ясності, Нектару та Криз. Припідняті кільцеві структури басейнів утворюють материкові гори зі своєрідними півостровами та островами, що вклинюються в морські басейни, а також западинами між підняттями та морськими відмінами басейнів.

Материкові відміни в північно-східній частині регіону є крайовим обрамленням Моря Криз. Це обрамлення складається з двох концентричних структур щільного материкового матеріалу, який значно менше проявляється в південно-західній частині басейну. Третє, менш виразне кільце, знаходиться значно далі від цього басейну. Материкова поверхня вздовж південного краю регіону є частиною основного обрамлення Моря Нектару і на північному-заході від регіону проявляється у вигляді «гірського» пасма *Rupes Altai*. Зовнішнє обрамлення Моря Нектару, ймовірно, частково поширюється в Море Спокою у вигляді серії



субширотних материкових островів. Межа обрамлення Моря Ясності в північно-західній області регіону проводиться по материкових «островах» і специфічних особливостях поверхні, таких як морські вулканічні куполи та грабени. Покривні викиди з моря *Tranquillitatis* та сусіднього із ним моря Достатку (*Fecunditatis*) формують кратери *Taruntius* і *Secchi*.

Басейн Спокою являє собою зруйновану структуру, яка може бути фундаментом одного кругового басейну, що охоплює все сучасне Море Спокою зі складною подвійною улоговиною: зі східного краю – круговою складовою, що охоплює частину Моря Спокою в регіоні *Taruntius* (Stuart-Alexander, Howard 1970), та неправильної форми депресії, що не складається з кругових компонентів і розташована за межами регіону.

Найстаріший басейн в основі регіону – майже повністю знищений прабасейн Спокою, сучасний вигляд якого спричинений структурами всіх інших басейнів у регіоні. Спершу це молоді басейни Достатку та Ясності, чиї кільцеві структури порізали та витіснили структури Спокою і які, в свою чергу, прорізали басейни Нектару та Криз. Відносний вік Моря Достатку та Ясності не може бути визначений за вже отриманими даними в межах регіону, але сильно деградований зовнішній вигляд обрамлення Моря Достатку дозволяє припустити, що цей басейн старший за оточуючі його басейни. Аналогічні міркування дозволяють припустити, що Море Нектару старше за Море Криз. Крім того, морфологічне порівняння кратерів, накладених на два цих басейни за межами регіону, показують, що в межах Моря Нектару вони старші (Offield, Pohn 1970). За тими ж критеріями можна припустити, що всі п'ять басейнів у регіоні старші, ніж Море Дошів а, отже, сформувалися в ранній імбрійський період (Shoemaker, Hackman, 1962).

Материкові відміни в регіоні *Taruntius* розділені на дев'ять відмін на основі їх морфології, альbedo та характеру поверхні, пов'язаної з кратерами, всі вони згадані в **третьому розділі**. Від-



носний вік відмін визначався нами на основі суперпозиції відносин та вікових груп у межах місячних стратиграфічних систем шляхом порівняння морфології й щільності пов'язаних з кратерами типів поверхні.

Материкові відміни в межах регіону, ймовірно, набули свого сучасного вигляду внаслідок поєднання вулканічних та ударних процесів. Як стверджували [Wood et al. \(1970\)](#), місячні материкові відміни, очевидно, були частково диференційовані від примітивної місячної поверхні шляхом плавлення. Вони дуже брекчіювані і перерозподіл матеріалу на поверхні відбувається за круговою мультикільчастою схемою, що корелює з оточуючими басейнами, які, можливо, утворилися внаслідок падіння ударника ([Baldwin 1949, 1963](#); [Hartmann, Kuiper 1962](#); [Stuart-Alexander, Howard 1970](#); [Wilhems, McCauley 1971](#)). Хоча текстурні докази покривних викидів із басейнів рідкісні в регіоні *Taruntius*, порівняння їх із більш збереженими подібними утвореннями в інших басейнах показує, що викиди речовини з п'яти басейнів, що накопичилися в літосферних шарах у порядку формування басейну, має стати основним компонентом материкових відмін у межах регіону ([Short, Forman 1970](#)). Молоді покривні викиди окреслили границі Моря Дощів ([Wilhems, McCauley 1971](#)) і Моря Нектару на південь від цього басейну ([Stuart-Alexander 1971](#); [Wilhems, McCauley 1971](#)) та виступають далеко за периферію головних кілець їх улоговин на відстань, більшу, ніж ширина всього регіону *Taruntius*. Горбисті покривні викиди спостерігаються поблизу Моря Дощів та Моря Східного (*Orientalis*). Покривні викиди та ті рельєфні текстури, що вони формують, сильно деградовані в результаті ерозії та нагромадження молодших відкладів і, ймовірно, є основою для формування більшої частини площ горбистого рельєфу в регіоні. Горбисті покривні викиди в межах регіону *Taruntius* утворюють відміни, які частково нагадують більш великі горбисті утворення молодих басейнів. Хаотичний морфологічний малюнок гор-



бистої поверхні та близькості до моря Криз більшої частини цього утворення дозволяє припустити його безпосередню приуроченість до цього басейну. Проте більш віддалені утворення поблизу центральної частини регіону можуть бути пов'язані й з іншими сусідніми басейнами або навіть сформованими без їх участі. Суцільні материкові відміни (**pltr**), які подібно до тотожних утворень у молодих басейнах, формують найбільш цікаві частини басейнових обрамлень, що мають кругі (майже непорушені процесами вивітрювання) схили, які також не піддалися гравітаційним процесам та не перебувають під товщами покривних викидів. Ці відміни, ймовірно, складаються в основному з порід, що зазнали часткового піднімання під час глобальних рельєфотворчих процесів у дотичних регіонах.

Відсутність або слабкий прояв басейнів, пов'язаних із рельєфними материковими текстурами, та наявність специфічних морфологічних характеристик дозволяє припустити, що багато материкових відмін були модифіковані під час активного вулканізму, яких посприяв значній диференціації стародавніх материкових форм. Морфологія западин в горбистих та слабо хребтистих відмінах вказує на вулканічне походження западин. Суперпозиція материкових куполів та великих кратерів передбачає вулканічні споруди. Інші форми рельєфу, можливо, утворені під час вулканізму, включають подібні, хоча і менш чіткі купольні пагорби в межах горбистих материкових відмін, а також значну кількість западин і горбів у межах горбистих і скелястих материкових відмін, зокрема, деякі аномально припідняті частини обрамлень кратерів. Пагорби відміни **plh**, якщо не утворилися під час формування самих басейнів, могли сформуватися пізніше завдяки активізації вулканічних процесів у цьому регіоні. Фрагменти плоских поверхонь в межах материкових відмін свідчать про існування принаймні кількох великих подій, що призвели до розплавлення окремих ділянок поверхні. Можливо, лавові поля, що існують сьогодні, складаються із суміші розплавів



материкових відмін та глибинного матеріалу. Що стосується материкового утворення *Copernicus*, то він утворений шляхом накладення вулканічного матеріалу (більшою мірою) та покривних викидів з великих кратерів й басейнів (меншою) на старіші материкові відміни.

Існує цілий ряд доказів композиційних відмінностей у будові материкових відмін. Наприклад Болото сну – область, на яку посилається (Fessenkov 1962) і яка має контрастну температуру поверхні в межах одних і тих самих відмін. При телескопічних спостереженнях з'являються чіткі коричневі плями (Wilkins, Moore 1961). Ділянки із цим кольором, які здаються повністю пронизаними цілими системами геологічних контактів, можуть бути пов'язані з деякою фундаментальною регіональною композиційною аномалією.

Морські відміни умовно розділяємо на чотири одиниці – три основні (стигли) та одну з незакінченою рельєфною структурою. Виділення проводили на основі популяцій накладених один на одного кратерів, альbedo, топографії поверхні та кольору. Відміни **Im1**, **Im2**, **Im3**, що знаходяться в поступово-спадаючому ряду щодо основних кратерних вузлів зі зменшенням їх розміру, кількості кратерів, зменшення альbedo – при цьому зі збільшенням площ, зайнятих однорідними відмінами, та зростанням блакитного кольору поверхні. Ці одиниці інтерпретуються як імбрійські, оскільки вони містять кратери, які за своїм морфологічним малюнком відповідають імбрійському періоду та вписуються в критерії, сформульовані (Trask 1970). Наймолодша з трьох одиниць (**Im3**), здебільшого, більш плоска, темна морська поверхня, ніж дві інші. В деяких місцях, в її межах, не спостерігаються імбрійські кратери і вона могла частково закінчити своє формування в ератосфенський період. Деякі невеликі ділянки цієї морської відміни, які були вивчені в ході великомасштабного картування (Carr 1970), інтерпретуються як четверта відміна, яка вважається сформованою в ератосфенсь-



кий період (на нашу думку, це не зовсім так і всі чотири морські відміни в регіоні почали своє формування одночасно – остаточний час їх формування був різний), тому що не містить імбрійських кратерів. Щодо ератосфенських кратерів, то вони тут занадто дрібні, щоб по них можна було інтерпретувати відміну як ератосфенську. Чотири морські відміни найкраще виділяються в південній частині регіону, на основі знімків з великою роздільною здатністю, виконаних «Орбітером» й «Аполлонами». В інших районах, де популяція дрібних кратерів не спостерігається, морські одиниці інтерпретуються на основі ступеня рівності поверхні, кольору й альbedo та на припущенні, що ці властивості корелюються кратерними популяціями, сформованими на півдні.

Найстаріша та найбільша за площею імбрійська відміна в межах регіону являє собою хвилеподібну морську поверхню, що зустрічається найчастіше поблизу островів суцільних та горбистих материкових відмін, що є частинами обрамлень кільцевих басейнів та формує численні схили, що можуть бути покриті тонким шаром покривних викидів із басейнів та великих кратерів. На відміну від цих відмін, наймолодші імбрійські відміни спостерігаються там, де відсутні або слабко проявляються суцільні материкові острови. В їх межах передбачаємо глибоке поховання басейнових структур. Така схема припускає, що найперші морські відміни (**Im**) тонко покрили всю площу Моря Спокою, за винятком найвищих частин – старих материкових утворень в межах басейнового обрамлення, тоді як молодший матеріал накопичувався в найглибших западинах, що залишилися після періоду накопичення осадів та вулканічних матеріалів раніше.

Регіон *Taruntius* містить один із двох густих регіонів концентрацій морських куполів на Місяці (поряд з областю Океану Бурі поблизу кратера Коперник). Купольні відміни умовно можна розділити на чотири категорії на основі їх профілю, характеру поверхні й альbedo. Вони явно вулканічного походження, і



відмінності між ними, ймовірно, відображають незначну різницю в їх літології. Більшість куполів мають невеликі кратери (Elde) на їх вершинах або флангах. Подібні кратери зустрічаються і в межах морських поверхонь. Окрім відомих та добре описаних куполів, припускаємо, що ці кратери були сформовані завдяки активному вулканізму, з/або без супутньої екструзії.

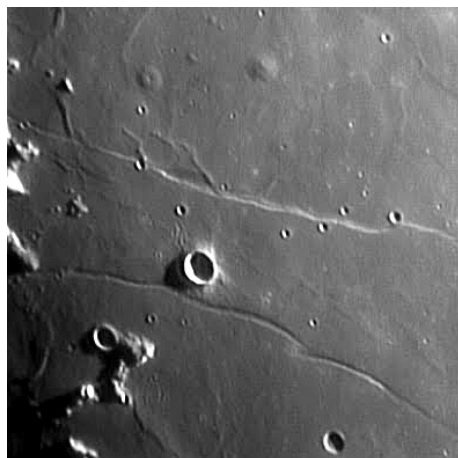


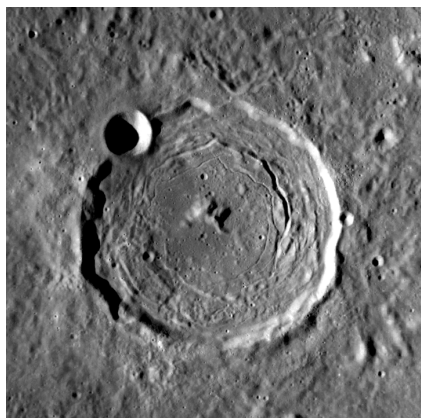
Рис. 4.21. Cauchy rilles

Куполи зосереджені в двох поясах приблизно паралельно до *Cauchy rilles* (рис. 4.21), з якою пов'язані відміни на північний схід і які мають винятково велике зміщення для окремих блоків морських поверхонь. Купольні відміни можуть мати місце уздовж цієї відносно молодшої системи тріщин. Ця система радіальна по відношенню до басейну Дощів і може бути результатом реактивації ранніх імбрійських розломів, що були сформовані в результаті зовнішнього впливу, який був причиною формування Моря Дощів. Інші куполи спостерігаються вздовж внутрішнього обрамлення Моря Ясності в північно-західному секторі регіону.



Найбільш виразні кратери в межах регіону з діаметром обрамлення більше 2 км та кілька дрібніших. Відміни більшості кратерів розміром більше 8 км добре диференціюються на обрамлення, стіни та центральновіршинні відміни. Контакт кратерних відмін у великих кратерів досить чіткий і очевидний. У межах регіону присутні кратери всіх геологічних періодів та чотирьох морфологічних класів – купольного типу (описано вище), кластери та кратерні ланцюги (в тому числі кратери-сателіти) та нерегулярні кратери. Ми опиралися на критерії присвоєння віку (Wilhelms 1970), де він наводить цілий рад стратиграфічних положень: свіжість, зовнішній вигляд, альbedo. Ми використали також швидкість охолодження в півтіні – «термічний» характер, (Shorthill, Saari 1969).

При проведенні датування доімбрійських кратерів у межах морських басейнів ми більше покладалися на вигляд кратерних утворень, ніж на існуючі прямі стратиграфічні маркери. Є відносно невелика кількість доімбрійських кратерів у регіоні *Taruntius*, і більшість з них відносно невеликі, сильно деформовані та частково поховані під товщами молодшого матеріалу. Однак є цілий ряд нечітких кругових форм, наявних повністю або частково в межах суцільних та горбистих материкових відмін, які також можуть бути включені до кратерів. Ці факти свідчать про те, що доімбрійські кратери були, в своїй більшості, зруйновані при утворенні численних морських басейнів. Оскільки відкладення басейну Нектару, очевидно, й наявні в межах регіону (хоча і не визначені тут як такі й у науковій літературі ми не знайшли таких підтверджень) протягом всієї своєї історії в регіоні *Taruntius*, то всі кратери, крім нечітко виражених з них, імовірно, молодші за Море Нектару. З іншого боку, всі доімбрійські кратери, за винятком, мабуть, явно молодого *Taruntius M* та цілої низки нерегулярних кратерів між *Proclus A* і *Proclus C*, можуть передувати Морю Криз.



а



б

Рис. 4.22. Taruntius (а) та Proclus (б)

Зазвичай морфологічна класифікація створює основу для попередньої генетичної класифікації кратерів. Так було визначено, що круглі кратери – в основному ударного походження, (Baldwin 1949, 1963). Але, на нашу думку, це доказово в регіоні *Taruntius* тільки для більших і більш молодих кратерів *Taruntius* та *Proclus* (рис. 4.22). Великі яскраві промені *Proclus* та широке поле кратерів-сателітів по відношенню до *Taruntius*, без сумніву, сформовані вторинним впливом осколків, викинутих із центрального кратера, як це було продемонстровано для подібних кратерів в інших місцях (Shoemaker 1962). *Taruntius* є аномальним великим променистим кратером. Його днище лише трохи нижче, ніж навколишня місцевість (близько 100 м, за Wilhelms (1972c). Крім того, його пологі стінки порушені численними нерегулярними западинами і концентричними борознами зі специфічними обрамленнями з припіднятими краями. Ці ознаки могли сформуватися під впливом відносно швидких ізостатичних відскоків (Baldwin 1963; Masursky 1964), що відбувалися



водночас із розтягуванням та розривами пластів і, можливо, активного вулканізму. На це вказують аномально мобільні відміни на південь від материкової кори вздовж контакту материкової та морської поверхонь. Багато старих кратерів, що розташовані вздовж інших окраїн морських відмін, дуже схожі на описаний *Taruntius* (наприклад, *Posidonius*, *Gassendi*, *Pitatus* і кілька менших кратерів уздовж західної окраїни Океану Бурі).

Невеликі круглі кратери могли бути сформовані внаслідок будь-якого процесу, що походить із центрального джерела. Висока концентрація кратерів, інтерпретованих нами як ератосфенські, поблизу *Cauchy rilles*, імовірно, спричинена викидами одного з великих навколишніх кратерів. В їх формуванні, очевидно, брав участь великий рій об'єктів. Поєднання трьох ератосфенських кратерів (*Sinas*, *Sinas E* та *Jansen L*) у межах морських гребенів може вказувати на їх вулканічне походження.

Кратери-сателіти, як відомо, походять від вторинної ударної події під час утворення первинного кратера. Водночас дуже часто з'являються кратери, зовні схожі на них та зібрані в ланцюжки. Часто вважають, що їх походження викликане вулканічними, колапсними подіями, через їх асоціацію з борознами, здебільшого ідентифікованими як грабени. Кластери та мережі, що не є явно асоціативними, не завжди можуть бути класифіковані тотожно.

Неправильна форма кратерів передбачає їх внутрішнє походження, з подальшою модифікацією ударними подіями та супроводжуваним ці події вулканізмом і тектонічною активністю, яка була активована безпосереднім впливом фрагментів конкретного ударного тіла, що розпалося перед самим зіткненням із місячною поверхнею (Sekiguchi 1970). Місцеві концентрації молодих неідентифікованих кратерів у регіоні *Taruntius* (поряд із потяжними депресіями) вочевидь сформовані внутрішніми процесами на Місяці, але походження доімбрійських неідентифікованих кратерів менш зрозуміле. Внутрішнє або гібридне їх по-



ходження можливе за рахунок численних накладень на вулканічні западини і куполи більшої частини неідентифікованих доімбрійських кратерів, ніж це, зазвичай, характерно для Місяця в цілому. Деформація вздовж цих структур, отриманих під час формування декількох кільцевих довколишніх басейнів, може пояснити деякі порушення форм їх малюнка.

Материкові відміни були сформовані завдяки магматичній диференціації одразу після утворення Місяця та консолідації його кори. Потім вони зазнали значної реорганізації під час великих подій, які сформували серію круглих або близьких до круглих басейнів. Формування моря Спокою докорінно порушилося пізнішим формуванням Моря Достатку, яке модифікувало кільцеві структури Спокою в південно-східній частині регіону. Море Ясності, яке почало пізніше формуватися на північний захід від регіону, внесло цілий ряд особливостей у поверхневий вигляд материкових відмін у північно-західній частині регіону. Море Нектару, що формувалося на південь від регіону, припідняло материкові відміни вздовж південного краю регіону, а також додатково модифікувало структури Моря Спокою. Море Криз, що формувалося ще пізніше на північний схід від регіону, подібно до Моря, Нектару модифікувало материкові відміни в північно-східній частині регіону. Кратери, безсумнівно, утворювалися протягом усього періоду формування басейну Спокою, але найстаріші з них, очевидно, формувалися разом із басейном Нектару.

4.10. Mare Smythii Region (near side)

Регіон *Mare Smythii (near side)* знаходиться на крайньому сході видимої півкулі Місяця. Його висоти коливаються від 2000 до 11000 метрів від найнижчої точки Місяця. Північно-східну частину регіону займає Море Сміта. Воно складається з відмін,



які вкриті складними системами борозен та депресій переважно імбрійського періоду та незначними фрагментарними залишками нектарійського періоду. Ця частину регіону вирізняється своєю найдавнішою поверхнею. В межах регіону спостерігається невелика група великих кратерів, сформованих у нектарійський період, а також значно більша популяція молодших, що виникли в імбрійський період. В Морі Сміта поширені відносно молоді відміни, які у своєму верхньому шарі представлені комплексом порід та уламків імбрійського періоду. В межах самого морського басейну розташовані й численні дрібні кратери. Куполи більшості з них мають кільцеві депресії та порушення на вершинах напірних валів.

Море Сміта оточене нерівними вершинами та хребтами, нижчими за переважаючі масиви, які є периферійними щодо басейнів нектарійського періоду. Великі кратери знаходяться в центральній та північній частинах регіону *Mare Smythii (near side)*. Кратер *Gleissler*, що розміщений на півночі території має яскраво виражену структуру й утворився, очевидно, в ератосфенський час, порушивши при цьому попередні імбрійські відміни складною мережею тріщин та сформувавши систему грабенів. Територія навколо нього зазнавала неодноразового метеоритного бомбардування, оскільки в його межах спостерігаються значно молодші кратери. У центральній частині регіону виділяється кратер *Kitner*. Він оточений вузькою смугою сильно вивіреного матеріалу, а сам складається з горбистої, помірно гладкої поверхні, що вказує на ранній імбрійський час його формування. У центрі *Kitner* поширені відміни світлого кольору, які утворюють плоску й гладку поверхню. Це дає підстави вважати, що вказана частина кратера формувалася в межах середнього імбрійського часу. В морфологічному відношенні він має чітко виражене днище та напірні вали. В межах днища практично відсутні пізні малі кратери, що нашттовхує на думку про повторні ви-



ливи лави в межах кратера, спричинені формуванням пізніх кільцевих басейнів на поверхні Місяця (Кирилюк та ін. 2014).

Два великих кратери, *Kiess* та *Wiomannstatten*, знаходяться на південно-заході Моря Сміта. Це два, так би мовити, «зрошені» кратери, які утворилися дуже давно, можливо, ще в донектарський період і майже цілком залиті лавою. Тепер можна спостерігати лише їх напірні вали, краї яких гладкі. Вони вкриті досить товстим шаром шлакового матеріалу без видимих рельєфних новоутворень. Поруч із ними розташований кратер *Haldane*, в якого напрочуд добре збереглися південно-східні напірні вали, досить гладкі і без виражених ерозійних порушень.

У південній частині регіону своїми особливостями вирізняється кратер *La Perouse*, який має добре терасовану поверхню внутрішніх схилів і відміни яких складаються з порівняно молодого матеріалу. Цей матеріал значно молодший за матеріал довокосиніх морів. У кратера також чітко простежуються вали та центральна гірка.

На південно-заході розташований кратер *Kapteyn*. Він, як і *La Perouse*, має чітко виражені вали та центральну гірку. В цілому майже не порушений утвореннями молодших кратерів.

На півночі регіону викреслюється старий кратер *Gilbert*. Особливості його морфологічної будови дають підстави інтерпретувати час його формування як нектарійський або навіть донектарійський період.

На південно-сході розташовані залишки великого кратера *Kreiken*. Його сучасна поверхня здебільшого представлена материковими відмінами, хоча його східні вали й простежуються досить добре на гіпсометричній карті й, очевидно, складені відмінним від решти його поверхні матеріалом.

Кратерів середнього розміру в межах регіону *Mare Smythii* (near side) небагато. Вони знаходяться, в основному, на заході та північному заході регіону. Що стосується дрібних кільцевих



структур, то вони наявні в значній кількості й майже рівномірно поширені на всьому регіону.

Західна частина регіону представлена материковими формами рельєфу та їх відкладами. Її поверхня складена горбисто-хвилястою, частково вкритою викидами із басейнів, височиною. Спостерігаються ущільнення дрібних кратерів у міжкратерних областях. Великі кратери та їх структурні частини перекривають більш давні місцевості. На південному заході знаходяться світлі відклади, які формують плоску, дещо хвилясту поверхню з накладеними один на одного кратерами, що вказує на ранній імбрійський або пізній нектарійський час. У центральній частині регіону знаходяться й слабко хвилясті рівнини, що зазвичай мають топографічний мінімум поверхні. Щільність дрібних кратерів дещо більша, ніж у довколишніх морях.



ВИСНОВКИ

Наш супутник, якщо не брати до уваги Землю, є найбільш вивченою планетою і єдиною, яку відвідували люди. Загалом, для вивчення Місяця на сьогоднішній день було здійснено близько 65 офіційних запусків, в т. ч. автоматичних міжпланетних станцій, які були оснащені посадочними модулями, самохідними апаратами та пілотованими експедиціями.

Однак для повного розуміння природи Місяця цих досліджень недостатньо. Досі залишаються неясними склад і походження таких розповсюджених на поверхні утворень, як формація Кейлі. Точаться дискусії й щодо походження супутника. Як і для більшості планет земної групи, Місяцю не приділено належних географічних досліджень, які були б спрямовані на з'ясування просторових закономірностей його природи. Все це залишає на майбутнє досить широке поле для наукових пошуків.

Найбільш детально нами реконструйована геолого-геоморфологічна історія ключових квадрантів Місяця – Seleucus region, Aristarchus region, Timocharis region, Montes Apenninus region, Mare Serenitatis region, Macrobius region, Cleomedes region, Julius Caesar region, Taruntitus region, Mare Smythii region. Реконструкція перерахованих регіонів демонструє схожість процесів у розрізі геологічної історії, оскільки всі вони знаходяться в тропічній та екваторіальній частинах видимої півкулі планети. Спільними рисами еволюції поверхонь усіх регіонів є те, що під час імбрійського періоду і, можливо, під час доімбрійського, завдяки активному вулканізму утворювалися численні пагорби та западини в межах басейнових структур, які були вкриті товщами покривних викидів із сусідніх басейнів та загалом згладили первісні форми і врешті-решт сформували обширні рівнини між сусідніми басейнами. Піковий час формування цих вулканічних відмін, які формувалися з первинної материко-



вої кори й мали такий самий склад, відбулися в кінці імбрійського періоду та на початку ератосфенського. Морські відміни, що частково перекриті материковими утвореннями різної товщини, виникли внаслідок деформаційних переміщень під час формування морських басейнів, в результаті чого більш високі материкові відміни зруйнувалися та частково перемістилися в більш глибокі морські западини. Під час і після осадження ці, вже морські, відміни ще раз зазнали модифікацій через незначним вулканічні події і взяли участь у формування відмін куполів й ланцюгів кратерів. Тектонічна активність тривала, ймовірно, до кінця ератосфенського періоду. Завдяки їй збереглися раніше закладені тектонічні тенденції, і поверхня морів, в своїй більшості, була порушена. Одночасно зі значними порушеннями були сформовані більшість кругових кратерів, в основному ударного походження. Кратероутворення тривало як до, так і після того, як були сформовані морські відміни.



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адушкин, В.В., Костюченко, В.Н., Николаевский, В.Н., Цветков, В.М. (1974). Механика подземного взрыва. *Итоги науки и техники ВИНТИ, Серия Механизм деформируемого твердого тела*, 7, 87–197.
2. Аким, Э.Л., Власова, З.П. (1977). Модель гравитационного поля Луны по наблюдениям за движением ее искусственных спутников «Луна 10, 12, 14, 19 и 22». *ДАН СССР*, 235(1), 38–41.
3. Аким, Э.Л., Энсеев, Т.М. (2010). Движение искусственных спутников Земли. Межпланетные полеты. *Прикладная небесная механика и управление движением*, 7–27.
4. Алексеев, В., Лебедев, Л. (1972). *За лунным камнем*. Москва, Машиностроение.
5. Бажинов, И.К., Павлов, В.П., Почукаев, В.Н. (1981). Модель гравитационного поля Луны по наблюдениям за движением ее спутников Луна. *Научные чтения по космонавтике и авиации*, 15–24.
6. Базилевский, А.Т., Иванов, Б.А. (1977). Обзор достижений механики кратерообразования. *Механика образования воронок при ударе и взрыве*, Москва, Мир, 172–227.
7. Барсанаев, С.Б., Гурович, В.Ц., Расшихин, К.А., Станюкович, К.П. (1979). Элементарная теория взрывов на выброс и их моделирование с помощью искусственной тяжести. *Доклады АН СССР*, 249(1), 97–99.
8. Борисов, О.М., Глух, А.К. (1982). *Кольцевые структуры и линейные элементы Средней Азии*. Ташкент, Фан.
9. Боровиков, В. (2003). *STATISTICA. Искусство анализа данных на компьютере: Для профессионалов*. Санкт-Петербург, Питер.
10. Бронников, Л. (1966). Десять рукотворных «Лун». *Наука и жизнь*, 6, 56–60.
11. Брюханов, В.Н., Буш, В.Н., Глуховский, М.З., Зверев, А.Т., Кац, Я.Г., Макарова, Н.В., Сулиди-Кондратьев, Е.Д. (1987). *Кольцевые структуры континентов Земли*. Москва, Недра.
12. Бубнов, С.Н. (1960). *Основные проблемы геологии*. Москва, Издательство Московского университета.
13. Буш, В.А. (1966). *Проблема кольцевых структур Земли*. Москва, ВИНТИ.



14. Валеев, С.Г. (1980). Абсолютные высоты 146 объектов на видимой стороне Луны, полученные по данным съемки КА серии «Зонд». *Астрометрия и астрофизика*, 40, 62–68.
15. Ваулина, Э.Н. (1971). На автоматических станциях «Зонд». *Космические исследования*, 9, 940.
16. Вегенер, А. (1923). *Происхождение Луны и ее кратеров*. Москва-Петроград, Гос. Изд-во.
17. Вернов, С.Н., Чудаков, А.Е., Вакулов, П.В., Логачев, Ю.И., Любимов, Г.П., Переслегина, Н.В. (1966). Вариации космических лучей по данным станций Зонд-3 и Венера-2, *Доклады Академии наук*, 171(3), 583–586.
18. Викторов, В.В., Степанов, Р.Д. (1960). Моделирование действия взрыва сосредоточенных зарядов в однородных грунтах. *Инженерный сборник*, 28, 87–96.
19. Викторов, С.В., Чесноков, В.И. (1985). *Химия лунного грунта*. Москва, Знание.
20. Воронцов-Вельяминов, Б.А. (1985). *Лаплас*. Москва, Наука.
21. Галимов, Э.М. (2004). Состояние и перспективы исследования Луны и планет. *Вестник Российской академии наук*, 74(12), 1059–1059.
22. Галкин, И.Н. (1988). *Внеземная сейсмология*. Москва, Наука.
23. Галкин, И.Н., Шварев, В.В. (1977). *Строение Луны*. Москва, Знание.
24. Геренчук, К.И., Боков, В.А., Черванев, И.Г. (1984). *Общее землеведение*. Москва, Высшая школа.
25. Годыцкий-Цвирко, А.М. (1959). *Научные идеи Руджера Иосипа Бошковица*. Москва.
26. Голованов, Я. (1994). *Королев: факты и мифы*. Москва, Наука.
27. Давиденко, И.В., Зубков, В.А. (1981). Минерагенические зоны и кольцевые структуры Африки. Обзор ВИЭМСа, *Серия «Общ. и регион, геол. картирование»*, Москва, 39.
28. Дагаев, М.М. (1978). *Солнечные и лунные затмения*. Москва, Наука.
29. Ефанов, В.В., Долгополов, В.П. (2016). Луна. От исследования к освоению (к 50-летию космических аппаратов «Луна-9» и «Луна-10»). *Вестник НПО им. С.А. Лавочкина*, 4, 3–8.
30. Зейлик, Б.С. (1978). *О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и на других планетах (ударно-взрывная тектоника)*. Москва.
31. Зельдович, Я.Б., Райзер, Ю.П. (1966). *Физика ударных волн и высокотемпературных гидродинамических течений*. Москва, Наука.
32. Зигель, Ф.Ю. (1976). *Лунные горизонты*. Москва, Просвещение.



33. Иванов, Б.А. (1981). Механика кратерообразования. *Итоги науки и техники ВИНТИ, Серия «Механика деформируемого твердого тела»*, 14, 60–128.
34. Иванов, В.В. (2002). Периодические колебания погоды и климата. *УФМ*, 172(7), 777–811.
35. Карачевцева, И. П., Конопихин, А. А., Шингарева, К. Б., Черепанова, Е.В., Гусакова, Е.Н., Баскакова, М.А. (2012). Атлас Лунохода-1: геоинформационное картографирование и анализ региона посадки АМС «Луна-17» по данным дистанционного зондирования спутника Lunar Reconnaissance Orbiter. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 9(4), 292–303.
36. Кац, Я.Г., Козлов, В.В., Макарова, Н.В., Сулиди-Кондратьев, Е.Д. (1984). *Геологи изучают планеты*. Москва, Недра.
37. Кац, Я.Г., Тевелев, А.В., Полетаев, А.И. (1988). *Основы космической геологии*. Москва, Недра.
38. Кирилюк, С. (2012а). Загальні поняття про анагліфоносферу. *Еволюція та антропогенізація ландшафтів передгірських і гірських територій: Матеріали між нар. наук. конф. (31 травня - 2 червня 2012 р.)*, Чернівці, Букрек, 66–67.
39. Кирилюк, С. (2012b) Побудова моделей кривизни рельєфу. *Науковий вісник Чернівецького університету, Географія*, 143–146.
40. Кирилюк, С., Кирилюк, О., Костюк, У. (2014). Ландшафтні комплекси та орографічні особливості Південно-західної окраїни моря Сміта та його околів в межах видимої півкулі Місяця. *Науковий вісник Чернівецького університету, Географія*, 696, 16–21.
41. Кирилюк, С. (2016). Анагліфоносферна концепція географічної оболонки Місяця. *Науковий вісник Чернівецького університету, Географія*, 68–72.
42. Кирилюк, С.М., Кирилюк, О.В. (2016). Історія формування регіону Юлій Цезар у межах видимої півкулі Місяця. *Науковий вісник Херсонського державного університету, Географічні науки*, 5, 81–85.
43. Кирилюк, С.М., Кирилюк, О.В. (2017а). Поверхневі особливості та історія формування ландшафтів Апенін у межах видимої півкулі Місяця. *Науковий вісник Херсонського університету, Географічні науки*, 6, 141–146.
44. Кирилюк, С.М., Кирилюк, О.В. (2017b). Реконструкція геолого-геоморфологічного розвитку регіону Aristarchus із застосуванням аксіоматичного методу. *Науковий вісник Чернівецького університету, Географія*, 793, 117–123.



45. Климишин, І.А., Корсунь А.О. (ред.) (2003). *Астрономічний енциклопедичний словник*. Львів, ЛНУ, ГАО НАНУ.
46. Кротиков, В.Д., Троицкий, В.С. (1963). Радиоизлучение и природа Луны. *Успехи физических наук*, LXXXI(4) 589–639.
47. Крупенио, Н.М. (1976). *Радиофизические исследования Луны и планет*. Москва, Знание.
48. Крупенио, Н.М. (1978). *Радиоисследования планет с космических аппаратов*. Москва, Знание.
49. Ласточкин, А.Н. (1991). *Рельеф земной поверхности (Принципы и методы статической геоморфологии)*. Ленинград, Недра.
50. Латем, А., Накамура, И., Дорман, Дж., Дьюнебье, Ф., Юинг, М., Ламлейн, Д. (1975). Результаты пассивного сейсмического эксперимента по программе «Аполлон». *Космохимия Луны и планет, Труды Советско-Американской конференции по космохимии Луны и планет (Москва, 4-8 июня, 1974)*, Москва, Наука, 299–310.
51. Левантовский, В.И. (1980). *Механика космического полета в Элементарном изложении*. Москва, Наука.
52. Левин, А. (2008) Прекрасная Селена. *Популярная механика*, 5, 50–55.
53. Масайтис, В.Л., Данилин, А.Н., Машак, М.С. и др. (1980). *Геология астроблем*. Ленинград, Недра.
54. Медлер, И.Г. (1862). *Краткая астрономия*. Санкт-Петербург.
55. Милашкевич, М. (1939). *Математическая климатология и астрономическая теория климата*. Москва-Ленинград, Государственное научно-техническое издательство.
56. Орлова, А.В. (1981). *Подвижная мозаика планеты*. Москва, Недра.
57. Покровский, Г.И., Федоров, И.С. (1969). *Центробежное моделирование в горном деле*. Москва, Недра.
58. Пчелов, Е.В. (1993). Франческо Гримальди. *Земля и Вселенная*, 6, 45–47.
59. Пчелов, Е.В. (2012). Селенография XVII века: как «осваивалась» и «заселялась» Луна..., Интеллектуальные традиции в прошлом и настоящем (исследования и переводы). Москва, ИВИ РАН, 127–142.
60. Родионов, В.Н., Адушкин, В.В., Костюченко, В.Н., Николаевский, В.Н., Ромашов, А.Н., Цветков, В.М. (1971). *Механический эффект подземного взрыва*. Москва, Недра.
61. Ромашов, А.Н. (1980). *Особенности действия крупных подземных взрывов*. Москва, Недра.
62. Сабанеев, П.Ф. (1953). О происхождении лунных цирков. *Бюллетень Всесоюзного астрономическо-геодезического общества*, 3(20), 7–20.



63. Садовский, М.А., Адушкин, В.В., Родионов, В.Н. (1966). Моделирование крупных взрывов на выброс. *Доклады Академии Наук СССР*, 167(6), 1253–1255.
64. Салахутдинов, Г.М. (1988). *«Аполлоны» летят на Луну*. Москва, Знание.
65. Седов, Л.И. (1977). *Методы подобия и размерности в механике*. Москва, Наука.
66. Соловьев, В.В. (1978). *Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-геоморфологического анализа*. Ленинград, Издательство ВСЕГЕИ.
67. Станюкович, К.П. (1950). Элементы физической теории метеоров и кратерообразующих метеоритов. *Метеоритика*, 7, 39–62.
68. Станюкович, К.П. (1960). Элементы теории удара с большими (космическими) скоростями. *Искусственные спутники Земли*, 4, 86.
69. Станюкович, К.П. (1971). *Неустановившиеся движения сплошной среды*. Москва, Наука.
70. Станюкович, К.П., Федынский, В.В. (1947). О разрушительном действии метеоритных ударов. *Доклады АН СССР, Новая серия*, 57(2), 129–132.
71. Сурдин, Г.А. (1977). *Изучение Луны и планет космическими аппаратами*. Москва, Знание.
72. Сурдин, Г.А. (2018). *Солнечная система*. Москва, Физматлит.
73. Сытинская, Н.Н. (1956). *Луна и её наблюдение*. Москва, Тех.-теор. лит.
74. Фельдман, В.И. (1990). *Петрология импактитов*. Москва, Изд-во МГУ.
75. Хаммонд, Н. (2008). *История Древней Греции*. Москва, Центрполиграф.
76. Хисина, Н.Р., Вирт, Р., Назаров, М.А. (2011). Ламелярные пироксен-шпинелевые симплектиты в лунном оливине из реголита АМС «Луна-24». *Геохимия*, 5, 473–482.
77. Хрянина, Л.П. (1987). *Метеоритные кратеры на Земле*. Москва, Недра.
78. Церен, Э. (1976). *Лунный бог*. Москва, Наука.
79. Цимбальникова, А., Паливцова, М., Франа, И., Машталка, А. (1975). Химический состав фрагментов кристаллических пород и образцов реголита «Луны-16» и «Луны-20». *Космохимия Луны и планет, Труды Советско-Американской конференции по космохимии Луны и планет (Москва, 4-8 июня, 1974)*, Москва, Наука, 156–166.



80. Шпекин, М.И. (1984). *Рельеф Моря Восточного на Луне по данным обработки снимков КА «Зонд-6,-8»*. Автореф. дис. к. ф.-м. н. Казан. ун-т., Казань.
81. Щукин, И.С. (1933). *Общая морфология суши*. Москва-Ленинград-Новосибирск, ОНТИ НКТП СССР, Горгеонефтеиздат.
82. Эйлер, Л. (1934). *Новая теория движения Луны*. Ленинград, Изд-во АН СССР.
83. Яковлев, О.И., Ефимов, А.И. (1967). Исследование отражения метровых радиоволн поверхностью Луны. *Доклады Академии наук*, 174(3), 583–584.
84. Anděl, K. (1926). *Mappa Selenographica*. Praha.
85. Anderson, R.H. (1966). *Moon soil found similar to Earth*. New York Times, Dec. 31, 6.
86. *Apollo 17 Press Kit* (1972). Washington, D.C., NASA.
87. Arago, F. (1888). *Astronomic populaire*. Paris, Legrand.
88. Baldwin, R.B. (1949). *The face of the Moon*. Chicago, Chicago Univ. Press.
89. Baldwin, R.B. (1963). *The measure of the Moon*. Chicago, Illinois, Chicago Univ. Press.
90. Behannon, K.W. (1968). Mapping of the earth's bow shock and magnetic tail by Explorer 33. *Journal of Geophysical Research*, 73(3), 907–930.
91. Bell, J. (2009). *Moon 3-D: the lunar surface comes to life*. New York, Sterling Publishing Co.
92. Berezhnoy, A.A., Hasebe, N., Kobayashi, M., Michael, G., & Yamashita, N. (2006). Petrologic mapping of the Moon using Fe, Mg, and Al abundances. *Advances in Space Research*, 37(1), 45–49.
93. Binder, A.B. (1967). *Stratigraphy and structure of the Cleomedes quadrangle of the Moon*. Ph.D. Dissertation, Ariz. Univ.
94. Birks, J.L. (1999). *John Flamsteed, the first Astronomer Royal*. London, Avon Books.
95. Boquet, F. (1925). *Histoire de l'astronomie*, Paris, Payot.
96. Brown, E.W. (1916). The scientific work of Sir George Darwin. *Scientific papers, Cambridge, University Press*, 5, xxxiv–lv.
97. Busch, M.V., Ostro, S.J. et al. (2011). Radar observations and the shape of near-Earth asteroid 2008 EV5. *Icarus*, 212(2), 649–660.
98. Carr, M.H. (1965). *Geologic map of the Timocharis region of the Moon*. USGS Map, I-462 (LAC-40), 1:10000000
99. Carr, M.H. (1966). *Geologic map of the Mare Serenitatis region of the Moon*. USGS Map, I-489 (LAC-42), 1:10000000.
100. Carr, M.H. (1970). *Geologic map of the Maskelyne DA region of the Moon*. USGS Misc.Geol.Inv. Map I-616, 1:100000.



101. Carr, M.H., El-Baz, F. (1971). *Geologic map of the Apennine-Hadley region of the Moon*. USGS Map I-723, 1:50000.
102. Casella, C.J., Binder, A.B. (1972). *Geologic map of the Cleomedes Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-707 (LAC-44), 1:10000000.
103. Cassini, Gian Domenico (Jean-Dominique) (2008). *Complete Dictionary of Scientific Biography*, 100–104.
104. Chaikin, A.L., Kohl, V. (2009). *Voices from the Moon: Apollo Astronauts Describe Their Lunar Experiences*. USA Penguin Group.
105. Chapman, C.R., Mosher, J.A., Simmons, G. (1970). Lunar cratering and erosion from Orbiter 5 photographs. *Journal of Geophysical Research*, 75(8), 1445–1466.
106. Gilbert, G.K. (1893). The Moon's face – A study of the origin of its features. *Phil. Soc. Wash. Bull.*, 12, 241–292.
107. Cintala, M.J., Grieve, R.A. (1998). Scaling impact melting and crater dimensions: Implications for the lunar cratering record. *Meteoritics & Planetary Science*, 33(4), 889–912.
108. Colaprete, A., Elphic, R.C., Heldmann, J., Ennico, K. (2012). An Overview of the Lunar Crater Observation and Sensing Satellite (LCROSS). *Space Science Reviews*, 167(1-4), 3–22.
109. Connors, M., Veillet, C., Brasser, R., Wiegert, P., Chodas, P., Mikkola, S., Innanen, K. (2004). Earth's quasi-satellite. *Meteoritics & Planetary Science*, 39(8), 1251–1255.
110. Crawford, J.A., Joy, K.H. (2014). Lunar exploration: opening a window into the history and evolution of the inner solar system. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 372, 1–21.
111. Cummings, D. (1972). *Geologic map of the Clavius Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-706 (LAC-126), 1:10000000.
112. Daguerre, L.J.M. (1839). *History and practice of photogenic drawing on the true principles of the daguerreotype, with the new method of dioramic painting*. London.
113. Daubar, I.J., Atwood-Stone, C., Byrne, S., McEwen, A.S., Russell, P.S. (2014). The morphology of small fresh craters on Mars and the Moon. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 119(12), 2620–2639, doi:10.1002/2014JE004671.
114. Davies, J.G. (1966). Observation of the Russian moon probe Lunar 9. *Nature*, 209, 848–850.
115. Davis, W.M., Snyder, W.H. (1899). *Physical Geography*. Gnn&Company.
116. De Lury, A.T. (1913). Sir George Howard Darwin. *Journal of the Royal Astronomical Society of Canada*, 7, 114–119.



117. Defossez, L. (1946). *Les savants du XVII siècle et la mesure du temps*. Paris, Edition du Journal Suisse d'Horlogerie et de Bijouterie.
118. Delambre, J.B.J. (1827). *Historie de l'Astronomie au Dix huitieme Siecle*. Paris, Bachelier.
119. Dickey J.O. et al. (1994). Lunar Laser Ranging: a Continuing Legacy of the Apollo Program. *Science*, 265, 482–490.
120. Dodge, Y. (2003). *The Oxford Dictionary of Statistical Terms*. Oxford University Press.
121. Dolginov, Sh.Sh. (1967). Preliminary interpretation of results of measurements by the lunar orbiting satellite Luna 10. *Geomagn.&Aeron*, 7(3), 436–441.
122. Dymock, R. (2010). *Asteroids and Dwarf Planets and How to observe them*. N.Y., Springer.
123. Eggleton, R.E. (1965). *Geologic map of the Rhipaeus Mountains region of the Moon*. USGS Map, I-458 (LAC-76), 1:10000000.
124. Eggleton, R.E. (1981). Map of the impact geology of the Imbrium basin of the Moon. Geology of the Apollo 16 area – Central Lunar Highlands. *USGS Professional Paper*, 1048, 12.
125. Elston, W.E., Laughlin, A.W., Brower, J.A. (1971). Lunar near-side tectonic patterns from Orbiter 4 photographs. *Journal of Geophysical Research*, 76(23), 5670–5674.
126. Elston, D.P. (1972). *Geologic map of the Colombo Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-714 (LAC-79), 1:10000000.
127. Fassett, C.I. (2016). Analysis of impact crater populations and the geochronology of planetary surfaces in the inner solar system. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 121(10), 1900–1926, doi:10.1002/2016JE005094.
128. Fessenkov, V.G. (1962). Photometry of the Moon. *Physics and astronomy of the Moon*, New York, Academic Press, 99–130.
129. Fielder, G. (1965). *Lunar geology*. Chester Springs, Pa., Dufour Editions.
130. Fielder, G., Fielder, J. (1968). *Lava flows in Mare Imbrium*. Seattle, Washington, Boeing Sci. Research Labs. Doc. D1-82-0749.
131. French, B.M. (1998). *Traces of Catastrophe: A Handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. Smithsonian Institution, Washington DC.
132. Garfinkle, R.A. (2006). The Discovery of the Correct Birth Date for Selenographer Thomas Gwyn Empey Elger. *Journal of the British Astronomical Association*, 116(2), 76–77.
133. Gault, D.E., Guest, J.E., Murray, J.B., Dzurisin, D., Malin, M.C. (1975). Some comparisons of impact craters on Mercury and the Moon. *Journal of Geophysical Research*, 80(17), 2444–2460.



134. Ghahramani, S. (2000). *Fundamentals of Probability (2nd Edition)*. Prentice Hall: New Jersey.
135. Gibney, E. (2019). First private Moon lander heralds new lunar space race. *Nature*, 566(7745), 434–437.
136. Gifford, A.C. (1930). The Origin of the Surface Features of the Moon. *New Zealand Journal of Science and Technology*, 11, 319–327.
137. Goswami, J.N., Annadurai, M. (2011). Chandrayaan-2 mission. *LPI*, (1608), 2042.
138. Graney, C.M. (2012). Anatomy of a fall: Giovanni Battista Riccioli and the story of g. *Physics Today*, 65(9), 36–40.
139. *Gravity Recovery and Interior Laboratory (GRAIL) Launch* (2011). NASA.
140. Greeley, R. (1994). *Planetary Landscapes*. Springer.
141. Greeley, R. (2013). *Introduction to Planetary Geomorphology*. Arizona State University.
142. Green, J. (1962). The geosciences applied to lunar exploration. In Kopal, Zdenek, and Mikhailov, Z.K., eds., *The Moon-Internat. Astron. Union Symposium 14, Leningrad 1960*, Proc.: New York, Academic Press, 169–257.
143. Greenacre, J. (1965). The 1963 Aristarchus events. *Geological problems in lunar research*, 123(2), 811–816.
144. Grieve, R.A.F. (1990). *Impact Cratering on the Earth*. Scientific American.
145. Grieve, R.A.F., Cintala, M.J., Tagle, R., McFadden, L.A. et al. [Eds.] (2007). *Planetary Impacts in Encyclopedia of the Solar System*.
146. Grolier, M.J. (1974). *Geologic map of the Geminus Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-841 (LAC-27), 1:10000000.
147. Günther, S. (1890) Julius Schmidt, Allgemeine Deutsche Biographie (ADB). Leipzig, Duncker & Humblot, 768–770.
148. Hackman, R.J. (1962). *Geologic map and sections of the Kepler region of the Moon*. USGS Map, I-355 (LAC-57), 1:10000000.
149. Hackman, R.J. (1966). *Geologic map of the Montes Apenninus region of the Moon*. USGS Map, I-463 (LAC-41), 1:10000000.
150. Hartmann, W.K. (1964). Radial structures around lunar basins: Orientale and other systems. *Conclusions, Univ. Arizona Lunar and Planetary Lab. Commun.*, 2(36), 175–192.
151. Hartmann, W.K., Kuiper, G.P. (1962). Concentric structures surrounding lunar basins. *Arizona Univ. Lunar and Planetary Lab. Commun.*, 1(12), 51–66.
152. Hartmann, W.K., Davis, D.R. (1975). Satellite-Sized Planetesimals and Lunar Origins. *Icarus*, 24, 504–515.
153. Haruyama, J. et al. (2008). Lack of Exposed Ice Inside Lunar South Pole Shackelton Crater. *Science*, 5903, 938–939.



154. Heiken, G.H., Vaniman, D.T., French, B.M. (1991). *Lunar sourcebook: A User's Guide to the Moon*. Houston, Cambridge University Press.
155. Hodges, C.A. (1973a). *Geologic map of the Langrenus Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-739 (LAC-80), 1:10000000.
156. Hodges, C.A. (1973b). *Geologic map of the Petavius Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-794 (LAC-98), 1:10000000.
157. Holdron, J.P., Shelton, W.L., Bolder, Ch.F. (2013). *Threats from Space: A review of U.S. Government Efforts to Track and Mitigate Asteroids and Meteors : Part I*. Washington, U.S. Government Printing Office.
158. Howard, K.A., Masursky, H. (1968). *Geologic map of the Ptolemaeus Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-566 (LAC-77, RLC-13), 1:10000000.
159. Ip, W.H., Yan, J., Li, C.L., Ouyang, Z.Y. (2014). Preface: The Chang'e-3 lander and rover mission to the Moon. *Research in Astronomy and Astrophysics*, 14(12), 1511.
160. Jaffe, L.D. (1966). Surveyor I – Preliminary results. *Science*, 152(3730), 1737–1750.
161. Jaffe, L.D. (1967). Lunar surface exploration by Surveyor spacecraft: Introduction. *Journal of Geophysical Research*, 72(2), 773–778.
162. Jones, H.S. (1941). Nevill E.N. 1849–1940. *Obituary Notices of Fellows of the Royal Society*, 3(9), 345–353.
163. Karlstrom, Th.N.V. (1974). *Geologic map of the Schickard quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-823 (LAC-110), 1:10000000.
164. Kesson, S.E., Lindsley, D.H. (1976). Mare basalt petrogenesis – a review experimental studies. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 14, 361–373.
165. Kolcum, E.H. (1963). Three Rangers hard-landing flights eliminated; four other delayed. *Aviat. week and space technol.*, 79(5). 17–18.
166. Koon, W.S., Lo, M.W., Marsden, J.E., Ross, S.D. (2001). Low energy transfer to the Moon. *Dynamics of Natural and Artificial Celestial Bodies*, Springer, Dordrecht, 63–73.
167. Koppel, C., Marchandise, F., Prioul, M., Estublier, D., Darnon, F. (2005). The SMART-1 electric propulsion subsystem around the Moon: In flight experience. *41st AIAA/ASME/SAE/ASEE Joint Propulsion Conference & Exhibit*, 3671.
168. Kuiper, G.P. (1965). Lunar results from Ranger 7 to 9. *Sky and Telescope*, 29, 293–308.
169. Kyrlyuk, S., Kholiavchuk, D. (2017). Geographic envelope of the Moon and the identification of Moon landscapes with the use of the axiomatic method. *Open Astronomy*, 26, 48–61. doi:10.1515/astro-2017-0010.



170. Kyryliuk S., Kyryliuk O. (2016). Landscape complexes of small lunar craters in the cut geomorphs on the example of Davy Catena. *Scientific Letters of Academic Society of Michal Baludansky*, 4(6), 81–84.
171. Kyryliuk S., Kyryliuk O. (2017) Cycles of the landscape genesis on Moon and the evolution of crater landscapes. *Geoscience for understanding habitability in the solar system and beyond Furnas, São Miguel, Azores, Portugal, 25–29 September 2017*, Royal Observatory of Belgium, 31–32.
172. Kyryliuk S., Kyryliuk O. (2018). Landscape Interpretation of Various Age Lunar Craters. *Lunar and Planetary Science Conference The Woodlands, Texas March 19-23, 2018*, 2083 (1126).
173. Langseth, M.G., Clark, S.P., Chute, J.L., Keihm, S.J., Wechsler, A.E. (1972). The Apollo 15 lunar heat-flow measurement. *The Moon*, 4(3-4), 390–410.
174. Lebedinskiy, A.I. (1966). *Scientific results of processing of panoramas obtained from photographs of the lunar surface taken from «Luna 9»*. ST-LPS-10493.
175. Liberation of the Moon, Hevelius's Theory, and its Early Reception in England (2011). *Journal for the History of Astronomy*, 42, 495–519.
176. Li, C., Liu, J., Ren, X., Mou, L., Zou, Y., Zhang, H., Wen, W. (2010). The global image of the Moon obtained by the Chang'E-1: Data processing and lunar cartography. *Science China Earth Sciences*, 53(8), 1091–1102.
177. Lindsay, J.F. (1976). *Lunar stratigraphy and sedimentology*. Amsterdam, Elsevier.
178. Liu, A.S., Laing, P.A. (1971). Lunar gravity analysis from long-term effects. *Science*, 173(4001), 1017–1020.
179. Lohrmann, W.G., Schmidt, J.F.J., Ahnert, P. (1963). *Mondkarte in 25 Sekunden*, Leipzig.
180. Lovell, J., Kluger, J. (1994). *Lost Moon: The Perilous Voyage of Apollo 13*. Houghton Mifflin.
181. Lowman, P.D., Jr (1970). *The geologic evolution of the Moon*. Greenbelt, Md., Goddard Space Flight Center, X-644-70-381.
182. Lucas, J.W., Garipay, R.R., Hagemeyer, W.A., Saari, J.M., Smith, J.W., Vitkus, G. (1968). Lunar surface temperatures and thermal characteristics: Surveyor 5 science results. *Journal of Geophysical Research*, 73(22), 7209–7219.
183. Lucchitta, B.K. (1972). *Geologic map of the Aristoteles Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-725 (LAC-13), 1:10000000.
184. *Lunar Atmosphere and Dust Environment Explorer (LADEE) Launch* (2013). Press Kit.



185. *Lunar topophotomap of Artemis* (1971). NASA, Edition 2, sheet 40A4S1 (10)
186. Lutz, D.S. (2003). *International Astronomical Union Dictionary of Minor Planet Names*. Berlin Heidelberg New-York, Springer-Verlag.
187. Lyon, E.F., Bridge, H.S., Binsack, J.H. (1967). Explorer 35 plasma measurements in the vicinity of the moon. *Journal of Geophysical Research*, 72(23), 6113–6117.
188. MacDonnell, J.F. (2007). Giovanni Battista Riccioli. *Biographical Encyclopedia of Astronomers*, Springer, 968–996.
189. Mackin, J.H. (1969). Origin of lunar maria. *Geol. Soc. America Bull.*, 80, 735–748.
190. Mahanti, P., Robinson, M.S., Thompson, T.J., Henriksen, M.R. (2018). Small lunar craters at the Apollo 16 and 17 landing sites-morphology and degradation. *Icarus*, 299, 475–501, doi:10.1016/j.icarus.2017.08.018.
191. Markov, A.V., ed. (1962). *The Moon – a Russian view*. Chicago, University of Chicago Press.
192. Marshall, C.H. (1963). *Geologic map and sections of the Letronne region of the Moon*. USGS Map, I-385 (LAC-75), 1:10000000.
193. Masursky, H. (1964). A preliminary report on the role of isostatic rebound in the geologic development of the lunar crater Ptolemaeus. *Astrogeol. Studies, USGS open-file report*, 102–134.
194. Matsumoto S., Ogawa, M., Kawakatsu, Y., Konishi, H., Ikeda, H., Terada, H., ... & Ikegami, S. (2009). Flight Result of Selenological and Engineering Explorer «KAGUYA» on Lunar Orbit. The 22nd International Symposium on Space Flight Dynamics, 1(2), 5.
195. Matsuyama, I., Keane, J.T., Trinh, A., Beuthe, M., Watters, T.R. (2020). Global tectonic patterns of the Moon. *Icarus*, 114202.
196. Maurice, S., Lawrence, D.J., Feldman, W.C., Elphic, R., Gasnault, C.O. (2004). Reduction of neutron data from Lunar Prospector. *Journal of Geophysical research*, 109, 1–40.
197. McCallum, I.S., Okamura, F.P., Ghose, S. (1975). Mineralogy and petrology of sample 67075 and the origin of lunar anorthosites. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(1), 36–53.
198. McCauley, J.F. (1967a). *Geologic map of the Hevelius region of the Moon*. USGS Map, I-491 (LAC-56), 1:10000000.
199. McCauley, J.F. (1967b). The nature of the lunar surface as determined by systematic geologic mapping. In Runcorn, S.K., ed., *Mantles of the Earth and terrestrial planets*, London, John Wiley&Sons – Intersci. Publishers, 431–460.



200. McCauley, J.F. (1973). *Geologic map of the Grimaldi Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-740 (LAC-74), 1:10000000.
201. McCord, T.B. (1969). Color differences on the lunar surface. *Jour. Geophys. Research*, 74(12), 3131–3142.
202. Melosh, H.J. (1989). *Impact cratering: A geologic process*. New York, Oxford University Press.
203. M'gonigle, J.W., Schleicher, D. (1972). *Geologic map of the Plato Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-701 (LAC-12), 1:10000000.
204. Milton, D.J. (1968). *Geologic map of the Theophilus quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-546 (LAC-78), 1:10000000.
205. Milton, D.J., Hodges, C.A. (1972). *Geologic maps of the Descartes region of the Moon, Apollo 16 pre-mission maps*. USGS Misc, Geol. Inv. Map I-748, 1:250000.
206. Moore, H.J. (1964). A possible volcanic complex near the Harbinger mountains of the Moon. *Astrogeologic studies ann. prog. rept.*, 42-51.
207. Moore, H.J. (1965). *Geologic map of the Aristarchus region of the Moon*. USGS Map I-465 (LAC-39), scale 1:1000000.
208. Moore, H.J. (1967). *Geologic map of the Seleucus quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-527 (LAC-38), 1:1000000.
209. Morris, E.C., Wilhelms, D.E. (1967). *Geologic map of the Julius Caesar Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-510 (LAC-60), 1:10000000.
210. Muller, P.M., Sjogren, W.L. (1968). Mascons: Lunar Mass Concentrations. *Science*, 161(3842), 680–684.
211. Mutch, Th.A., Saunders, R.S. (1972). *Geologic map of the Hommel Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-702 (LAC-127), 1:10000000.
212. Neal, C.R. (2008). The Moon 35 years after Apollo: What's left to learn. *Chemie der Erde. Geochemistry*, 69(1), 3–43.
213. Nemchin A.A., Grange M.L., Pidgeon R.T., Meyer C. (2012). Lunar zirconology. *Australian Journal of Earth Sciences*, 59(2), 277–290.
214. Nicholson, S.B. (1962). Edison Pettit, 1889–1962. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 74(441) 395–398.
215. Nozette, S., Rustan, P., Pleasance, L.P., Kordas, J.F., Lewis, I.T., Park, H.S., Shoemaker, E.M. (1994). The Clementine mission to the Moon: Scientific overview. *Science*, 266(5192), 1835–1839.
216. Oberbeck, V.R. (1975). The role of ballistic erosion and sedimentation in lunar stratigraphy. *Reviews of Geophysics*, 13(2), 337–362.
217. Ocampo, C. (2005). Trajectory Analysis for the Lunar Flyby Rescue of Asiasat-3/HGS-1. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1065(1), 232–253.



218. Offield, T.W. (1971). *Geologic map of the Schiller quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-691 (LAC-125), 1:10000000.
219. Offield, T.W., Pohn, H.A. (1970). Lunar crater morphology and relative age determination of lunar geologic units, Part 2, Applications. *USGS Prof. Paper 700-C*, 163–169.
220. Olson, A.B., Wilhelms, D.E. (1974). *Geologic map of the Mare Undarum Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-837 (LAC-62), 1:10000000.
221. O'Sullivan K.M., Kohout T., Thaisen K.G., Kring D.A. (2011). Calibrating several key lunar stratigraphic units representing 4 billion years of lunar history within Schrödinger Basin. *In* Recent Advances in Lunar Stratigraphy, D.A. Williams and W. Ambrose (eds.), Geological Society of America Special Paper 477, Boulder, CO, 117–128.
222. Page, N.J. (1970). *Geologic map of the Cassini Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-666 (LAC-25), 1:10000000.
223. Patterson, J.H., Franzgrote, E.J., Turkevich, A.L., Anderson, W.A., Economou, T.E., Griffin, H.E., Sowinski, K.P. (1969). Alpha-Scattering Experiment on Surveyor 7: Comparison with Surveyors 5 and 6. *Journal of Geophysical Research*, 74(25), 6120–6148.
224. Penck, W., Penck, A. (1924). *Die morphologische analyse: ein kapitel der physikalischen geologie*. J. Engelhorn's nachf.
225. Pieters, C.M., Goswami, J.N., Clark, R.N., Annadurai, M., Boardman, J., Buratti, B., Hibbitts, C. (2009). Character and spatial distribution of OH/H₂O on the surface of the Moon seen by M3 on Chandrayaan-1. *Science*, 326(5952), 568–572.
226. Pike, R.J. (1976). Crater dimensions from Apollo data and supplemental sources. *The Moon*, 15, 463–477.
227. Pohn, H.A. (1972). *Geologic map of the Tycho quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-713 (LAC-112), 1:10000000.
228. Pohn, H.A., Offield, T.W. (1970). Lunar crater morphology and relative age determination of lunar geologic units, Part 1. *Classification, in Geological Survey research 1970*, USGS Prof. Paper 700-C, 153–162.
229. Price, F.W. (2000). *The planet observer's handbook*. Cambridge University Press.
230. Qian, Y. Q., Xiao, L., Zhao, S. Y., Zhao, J. N., Huang, J., Flahaut, J., ... & Wang, G. X. (2018). Geology and scientific significance of the Rümker region in Northern Oceanus Procellarum: China's Chang'E-5 landing region. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123(6), 1407–1430.
231. Quaide, W.L. (1965). Rilles, ridges and domes – Clues to maria history. *Icarus*, 4(4), 374–389.



232. Quaide, W.L., Oberbeck, V.R. (1968). Thickness determinations of the lunar surface layer from lunar impact craters. *Journal of Geophysical Research*, 73(16), 5247–5270.
233. Ranger 4 Moon crash (1962). *Interavia Air Letter*, #4980, 2–3.
234. *Ranger IX photographs of the MOON* (1966). California Institute of Technology Jet Propulsion Laboratory, pis, B-88, P-12.
235. Roedder, E., Weiblen, P.W. (1971). Petrology of silicate melt inclusions, Apollo 11 and Apollo 12 and terrestrial equivalents. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 2, 507.
236. Ronca, L.B., Green, R.R. (1970). Statistical geomorphology of the lunar surface. *Geol. Soc. America Bull.*, 81, 337–352.
237. Rowan, L.C. (1971). *Geologic map of the Rupes Altai quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-690 (LAC-96), 1:1000000.
238. Ruy, G., Harms, J., Moser, H., van Schie, B., Buursink, J., Ries, Ph. (2014). *4M Mission: a Lunar FlyBy experiment (EME2014-LuxSpace-4M/LX2RG)*. Luxemburg.
239. Sarantos, M., Killen, R.M., Sharma, A.S., Slavin, J.A. (2008). Influence of plasma ions on source rates for the lunar exosphere during passage through the Earth's magnetosphere. *Geophysical research letters*, 35(4), 6–11.
240. Saunders, R.S., Wilhelms, D.E. (1974). *Geologic map of the Wilhelm quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-824 (LAC-111), 1:10000000.
241. Schaber, G.G. (1969). *Geologic map of the Sinus Iridum quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-602 (LAC-24), 1:10000000.
242. Scott, D.H. (1972a). *Geologic map of the Eudoxus Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-705 (LAC-26), 1:10000000.
243. Scott, D.H. (1972b). *Geologic map of the Maurolycus quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-695 (LAC-113), 1:10000000.
244. Scott, D.H., Carr, M.H. (1972). *Geologic map of the Taurus-Litrow region of the Moon, Apollo 17 pre-mission map*. USGS Misc. Geol. Inv. Map I-800, 1:250000.
245. Scott, D.H., Lucchita, B.K., Carr, M.H. (1972). *Geologic map of part of the Taurus-Littrow region of the Moon, Apollo 17 pre-mission*. USGS Misc. Geol. Inv. Map I-800, 1:50000.
246. Scott, D.H., Pohn, H.A. (1972). *Geologic map of the Macrobius Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-799 (LAC-43), 1:10000000.
247. Scott, D.H., Eggerton, R.E. (1973). *Geologic map of the Rümker quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-805 (LAC-23), 1:10000000.
248. Sekiguchi, N. (1970). On the fissions of a solid body under influence of tidal force, with application to the problem of twin craters on the Moon. *The Moon*, 1(4), 429–439.



249. Shayler, D. (2002). *Apollo: The Lost and Forgotten Missions*. Springer Science & Business Media.
250. Sheehan, W., Baum, R. (1995) Observation and inference: Johann Hieronymous Schroeter, 1745–1816. *Journal of the British Astronomical Association*, 105, 171–175.
251. Shirley, J.W. (1983). *Thomas Harriot: A Biography*. Oxford, Clarendon Press.
252. Shmadel, L.D. (2003). *Dictionary of Minor Planet Names*. N.Y., Springer.
253. Schmitt, H.H., Trask, N.J., Shoemaker, E.M. (1967). *Geologic map of the Copernicus Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-515 (LAC-58), 1:1000000.
254. Shoemaker, E.M. (1962). Interpretation of lunar craters. *Physics and Astronomy of the Moon*, 283–359.
255. Shoemaker, E.M., Hackman, R.J. (1962). Stratigraphic Basic for a Lunar Time Scale. *The Moon*, 289–300.
256. Shoemaker, E.M., Batson, R.M., Holt, H.E., Morris, E.C., Rennilson, J.J., Whitaker, E.A. (1968). Television observations from Surveyor. *Journal of Geophysical Research*, 73(12), 3989–4043.
257. Shoemaker, E.M., Shoemaker, C.S. (1999). *The Role of Collisions in The New Solar System*. Nssy.
258. Short, N.M., Forman, M.L. (1970). *Thickness of impact crater ejecta on the lunar surface*. *Modern Geology*, 3, 69–91.
259. Shorthill, R.W., Saari, J.M. (1969). *Infrared observation on the eclipsed Moon*. Seattle, Wash., Boeing Sci. Research Labs. D1-82-0778.
260. Smith, D.E., Zuber, M.T., Jackson, G.B., Cavanaugh, J.F., Neumann, G.A., Riris, H., Katz, R.B. (2010). The lunar orbiter laser altimeter investigation on the lunar reconnaissance orbiter mission. *Space science reviews*, 150(1-4), 209–241.
261. Snyder, A.P. (2001). NASA and planetary exploration. *Exploring the Unknown*, 263–300.
262. Stepaenson, F.R., Morrison, L.V. (1995). Long-term fluctuations in the Earth's rotation: 700 BC to AD 1990. *London, Phil. Trans. Royal Soc., Ser. A.*, 165–202.
263. Strasser, J.A. (1964). The Moon: we look before we leap. *Electronics*, 37(4). 14–15.
264. Strom, R.G. (1971). Lunar mare ridges, rings and volcanic ring complexes. *Modern geology*, 2, 133–157.
265. Stuart-Alexander, D.E., Howard, K.A. (1970). Lunar maria and circular basins – a review. *Icarus*, 2, 440–456.



266. Stuart-Alexander, D.E. (1971). *Geologic map of the Rheita quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-694 (LAC-114), 1:10000000.
267. Stuart-Alexander, D.E., Tabor, R.W. (1972). *Geologic map of the Fracastorius Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-720 (LAC-97), 1:10000000.
268. Taylor, S.R. (1975). *Lunar science a post-Apollo view*. N.Y., Pergamont Press.
269. Tipler, F.J. (1988). Johann Madler's Resolution of Olber's Paradox. *Quarterly Journal of the Royal Astronomical Society*, 29(3), 313–325.
270. Titley, S.R. (1967). *Geologic map of the Mare Humorum region of the Moon*. USGS Map, I-495 (LAC-93), 1:10000000.
271. Trask, N.J. (1970). *Geologic maps of early Apollo landing sites*. USGS Misc. Geol. Inv. Maps I-616 to I-627, 1:100000.
272. Trask, N.J. (1971). Geologic comparison of mare materials in the lunar equatorial belt, including Apollo 11 and Apollo 12 landing sites. *Geological Survey Research*, Paper 750-D, 138–144.
273. Trask, N.J., Titley, S.R. (1966). *Geologic map of the Pitatus region of the Moon*. USGS Map, I-485 (LAC-94), 1:10000000.
274. Ulrich, G.E. (1969). *Geologic map of the J.Herschel Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-604 (LAC-11), 1:10000000.
275. Van Dorn, W.G. (1968). Tsunamis on the Moon? *Nature*, 220, 1102–1107.
276. Vondrak, R.R. (2012). Introduction to special section on Results of the Lunar Reconnaissance Orbiter Mission. *Journal of Geophysical Research*, 117, E00H01, doi:10.1029/2012JE004298.
277. Vyver, S.J., Van de, O. (1971). Lunar Maps of the XVIIth Century. *Vatican Observatory Publications*, 1(2), 69–83.
278. Watkins, B.W. (2006). *Apollo Moon Missions: The Unsung Heroes, Westport*. Connecticut; London, Praeger Publishers.
279. Whitaker, E.A. (2003). *Mapping and Naming the Moon: A History of Lunar Cartography and Nomenclature*. Cambridge University Press.
280. Wiegert, P., Innanen, K. (1998). The orbital evolution of Near-Earth Asteroid 3753. *The Astronomical Journal*, 115, 2604–2613.
281. Wilhelms, D.E. (1968). *Geologic map of the Mare Vaporum Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-548 (LAC-59), 1:1000000.
282. Wilhelms, D.E. (1970). *Summary of lunar stratigraphy-telescopic observation*. USGS Prof. Paper 599-F.
283. Wilhelms, D.E. (1972a). *Geologic map of the Taruntius quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-722 (LAC-61), 1:1000000.
284. Wilhelms, D.E. (1972b). Preliminary geologic map of the region around the candidate Proclus Apollo landing site. *NASA Spec. Pub. SP-289*, 25–75.



285. Wilhelms, D.E. (1972c). *Geological mapping of the second planet*. USGS Interagency Report: Astrogeology 55.
286. Wilhelms, D.E. (1987). *The geologic history of the Moon*, Washington.
287. Wilhelms, D.E. (1993). *To a rocky Moon: A geologist's history of Lunar exploration*. Tucson Arizona, The University of Arizona Press.
288. Wilhems, D.E., McCauley, J.F. (1971). *Geologic map of the near side of the Moon*. USGS Mellaneous Geologic Investigations Map 1-703, 1:5 000000.
289. Wilkins, H.P., Moore, P. (1961). *The Moon*. New York, Macmillan.
290. Williams, J.P., Pathare, A.V., Aharonson, O. (2014). The production of small primary craters on Mars and the Moon. *Icarus*, 235, 23–36, doi:10.1016/j.icarus.2014.03.011.
291. Wilshire, H.G. (1973). *Geologic map of the Byrgius Quadrangle of the Moon*. USGS Map, I-755 (LAC-92), 1:1000000.
292. Wlasuk, P.T. (2000). *Observing the Moon*. London, Springer-Verlag, 1-st edition.
293. Wood, J.A., Dickey, J.S., Jr., Marvin, U.B., Powell, B.N. (1970). Lunar anorthosites and geophysical model of the Moon. *Geochim. et Cosmochim. Acta, Supp.*, 1, 965–988.
294. Wu, W., Li, C., Zuo, W., Zhang, H., Liu, J., Wen, W., ... & Dong, G. (2019). Lunar farside to be explored by Chang'e-4. *Nature Geoscience*, 12(4), 222–223.
295. Wys, J.N. (1968). Surveyor 6 magnet experiment. *Journal of Geophysical Research*, 73(22), 6915–6924.
296. Xiao, Z., Werner, S.C. (2015). Size-frequency distribution of crater populations in equilibrium on the Moon. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 120(12), 2277–2292, doi:10.1002/2015JE004860.
297. Zajaczkowski, Th., Zamann, A.M., Rathert, P. (2003). Franz von Paula Gruithuisen (1774–1852): lithotrity pioneer and astronomer. On the 150th anniversary of his death. *World Journal of Urology*, 20(6), 367–373.
298. Zdenek, K., Carder, R.W. (1974). *Mapping of the Moon: Past and Present*, Holland.
299. Zilsel, E. (2000). The Social Origins of Modern Science. *Boston Studies in the Philosophy of Science*, 200, 96–112.

ДОДАТКИ



Додаток 1

Загальні та фізичні характеристики Місяця

Орбітальні характеристики			
Велика піввісь	384 399 км		
	0,00257 а.о.		
Перигелій	363 104 км		
	(353 400 – 370 400)		
Афелій	406 696 км		
	(404 000 – 406 700)		
Ексцентриситет	0,0549 (середній)		
Синодичний період	29,530588 днів		
Середня орбітальна швидкість	1,023 км/с		
Нахил орбіти	5,145° (4,983° – 6,85°) до екліптики		
	6,668° (6,517° – 6,85°) до сонячного екватора		
	18,3° – 28,6° до земного екватора		
Довгота висхідного вузла	1 оберт за 18,6 років (спадання)		
Аргумент перицентру	1 оберт за 8,85 років (зростання)		
Супутники	супутник Землі		
Фізичні характеристики			
Екваторіальний радіус	1738,14 км (0,273 Землі)		
Полярний радіус	1735,97 (0,273 Землі)		
Сплюснутість	0,00125		
Площа поверхні	3,793×10 ⁷ км ² (0,074 Землі)		
Об'єм	2,1958×10 ¹⁰ км ³ (0,020 Землі)		
Маса	7,3477×10 ²² кг (0,0123 Землі)		
Середня густина	3,3464 г/см ³		
Прискорення вільного падіння на поверхні	1,62 м/с ²		
	0,165 g		
Друга космічна швидкість	2,38 км/с		
Період обертання	синхронізований (завжди звернений однією стороною до Землі)		
Нахил осі	1°5424"		
Альbedo	0,12		
Температура поверхні на екваторі	Мін. 100 К -173 °С	Сер. 220 К -53 °С	Макс. 390 К 117 °С
Видима зоряна величина	-2,5 ^m до -12,9 ^m		

Наукове видання

Кирилюк Сергій Миколайович

ПРИРОДА МІСЯЦЯ

Монографія

Набір та комп'ютерна верстка *С.М. Кирилюк*

Літературний редактор *О.В. Колодій*

Дизайн обкладинки *С.М. Кирилюк*