

**КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
Географічний факультет
Кафедра землезнавства та геоморфології**

На правах рукопису

УДК: 523.4+551.4

КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА МАГІСТРА

На тему:

**«Вплив локальної топографії каньйону Chasma Boreale на
формування еолових форм на північному полюсі Марса»**

Галузь знань **10 – Природничі науки**
Спеціальність **106 – Географія**
Освітня програма **«Геоморфологія та палеогеографія»**

Виконав:

студент 2 курсу магістратури
кафедри землезнавства та
геоморфології

Огарков Дмитро Володимирович

Науковий керівник:

доктор географічних наук, професор
Сергій Юрійович Бортник

КИЇВ – 2026

ЗМІСТ

ЗМІСТ	2
ВСТУП.....	3
1. Особливості формування еолових форм навколо північного полюсу Марса	6
1.1 Планетарні особливості еолового середовища Марсу	6
1.1.1 Композиція еолових форм Марсу	8
1.1.2 Фізика перенесення частинок.....	14
1.1.3 Гранулометрія еолових форм Марса	15
1.1.4 Типи еолових форм Марса	14
1.2 Регіональні особливості північного полюсу	20
1.2.1 Геологічна будова Північного полюсу.....	20
1.2.2 Фактори, що впливають на еолові процеси північних широт	22
2. Методологічні засади аналізу впливу локальної топографії на формування еолових форм	27
2.1 Методи дослідження.....	28
2.2 Обмеження та лімітації дослідження	38
3. Просторово-геоморфологічні закономірності впливу топографії каньйону Chasma Boreale на формування еолових форм	40
3.1 Ділянка 1	40
3.2 Ділянка 2	43
3.3 Ділянка 3	47
3.4 Ділянка 4	51
3.5 Висновки	53
ВИСНОВКИ	55
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	57

ВСТУП

Актуальність теми. Дослідження динаміки планетарних еолових систем є одним із пріоритетних напрямків космічної геоморфології, оскільки на сучасному Марсі саме еолові процеси виступають головним глобальним рушієм модифікації поверхні. Розрахунки параметрів приземного вітру тривалий час базувалися на Глобальних моделях циркуляції атмосфери (GCM), зокрема на чисельній базі даних Mars Climate Database (MCD). Проте дані супутників зафіксували реальну високу рухливість дюн, яка часто суперечить теоретичним моделям. Виникає масштабний розрив: глобальні моделі через значний крок сітки не здатні врахувати мікротопографічні ефекти приземного шару повітря. Особливо гостро ця проблема постає в приполярних регіонах (Planum Boreum), де полярний антициклон ускладнюється локальними катабатичними (стоковими) вітрами та глибоким ерозійним розчленуванням рельєфу. За таких умов векторизовані гребені дюн починають функціонувати як природні високоточні індикатори приземного вітру. Диференційований морфометричний та круговий статистичний аналіз еолових форм усередині каньйонів та на відкритих ергах дозволяє кількісно оцінити ступінь топографічної деформації повітряних мас, що й зумовлює актуальність даного дослідження.

Об'єкт дослідження - еолові процеси та сформовані ними морфодинамічні системи піщаних дюн приполярної зони північної півкулі Марса.

Предмет дослідження - закономірності просторової організації гребенів дюн, їхні морфометричні параметри кругової статистики (напрямок, кутова концентрація, відхилення), а також модуль кутової розбіжності між емпіричними маркерами рельєфу та теоретичними даними моделей GCM.

Мета дослідження - виявити просторово-геоморфологічні закономірності трансформації приземного вітрового режиму під впливом макротопографії полярного рельєфу Марса шляхом порівняльного аналізу дюнних полів усередині каньйону Chasma Boreale та на відкритому масиві ергу.

Для досягнення поставленої мети сформульовано такі завдання:

1. Охарактеризувати планетарні особливості еолового середовища Марса, фізику перенесення частинок та регіональні кріоеолові чинники Planum Boreum.

2. Розробити методику ГІС-картографування та алгоритми автоматизованого розрахунку азимутів у Field Calculator QGIS для трансверсивних і лінійних груп дюн.

3. Оцифрувати та класифікувати статистично репрезентативну вибірку гребенів дюн у межах чотирьох досліджуваних ділянок.

4. Розрахувати параметри кругової статистики (результуючий вектор R , кутове відхилення s°) для виділених локацій та інтегрувати їх у програмний комплекс WRPLOT View.

5. Визначити математичний модуль кутової розбіжності ($\Delta\theta$) між емпіричними даними та прогностичними параметрами моделі MCD v6.1.

Методи дослідження. У роботі застосовано комплексний методологічний підхід. Серед загальнонаукових методів використано аналіз і синтез, порівняльно-географічний метод та математичне моделювання. До загальногеографічних методів належать картографічний метод та аналіз і дешифрування матеріалів космічної зйомки надвисокої роздільної здатності. Серед конкретно-наукових геоморфологічних методів застосовано морфометричний аналіз індикаторів напрямку рельєфу, а також математичний апарат кругової (циркулярної) статистики.

Інформаційна база дослідження містить орбітальні космічні знімки надвисокої роздільної здатності камери HiRISE (JP2/RDR), отримані через веб-портал Mars Orbital Data Explorer (ODE) PDS NASA; цифрові моделі рельєфу лазерного локатора MOLA; гідродинамічні дані приземного вітру чисельної моделі глобальної циркуляції атмосфери Mars Climate Database (MCD v6.1); а також фундаментальні праці наукових періодичних видань (Science, Nature, Icarus, JGR: Planets).

Структура роботи. Робота складається зі вступу, трьох розділів, висновків, списку використаних джерел, що налічує 39 найменувань. Основний зміст роботи викладено на 48 сторінках, включаючи 3 таблиці та 33 рисунки.

1. Особливості формування еолових форм навколо північного полюсу Марса

1.1 Планетарні особливості еолового середовища Марсу

Існує 2 умови, необхідні для початку еолових процесів: наявність вільного матеріалу для перенесення, та достатньо сильні вітри, щоб цей матеріал перенести [1].

1.1.1 Композиція еолових форм Марсу

На Землі, вільним уламковим матеріалом правильного для перенесення розміру є кварцові зерна, переважно отримані від механічного та хімічного вивітрювання гранітних гірських порід. Цей матеріал проводить обмежений час на поверхні, адже є частиною геологічного циклу. Він швидко транспортується в океан, де літифікується, та може повертатися на поверхню за рахунок тектонічних сил, де знову може стати частиною еолового процесу, (дрібнозернистий матеріал (пил або мул) назавжди вибуває з нього) [2].

В той же час, ситуація на Марсі є відмінною. По перше, тектонічні процеси, які слугують рушієм геологічного циклу на Землі, відсутні на Марсі, а океанічна седиментація була ймовірно можливою лише на початкових етапах розвитку планети. Отже, матеріал, що був вивільнений для подальшого еолового перенесення, назавжди залишається на поверхні [2].

Джерелом цього матеріалу можуть бути різні процеси [1]:

- фрагментація внаслідок ударного кратероутворення чи вулканізму;
- подрібнення під час схилових процесів;
- хімічне та фізичне вивітрювання;
- тектонічні процеси; та
- водна ерозія.

Всі ці процеси (окрім водної ерозії) є можливими для сучасних марсіанських умов. Однак, варто зазначити, що активність цих процесів не є однаковою для всіх періодів розвитку планети. Кратероутворення для Марсу

(як і для решти планет земної групи) було найінтенсивнішим близько 4 млрд років тому. Тектонічні процеси, скоріше за все, переважно пов'язані із поступовим охолодженням планети, та не проявляють активності, подібної до земних. Схиліві процеси, які доволі сильно пов'язані із тектонічними та вулканічними процесами [3], також повинні мати зменшену активність. В той же час, водна ерозія лише ймовірно могла бути активним чинником на початкових етапах розвитку планети [1, 2]. Отже, більшість матеріалу, придатного для еолового перенесення, надійшла на поверхню планети у перші етапи її розвитку.

Іншою відмінністю є набагато менша кількість кварцу на марсіанській поверхні [1, 2]. Основним джерелом кварцу на земній поверхні є постійна рециркуляція земної кори за рахунок тектоніки плит [1]. В той же час, Марсіанському тектонічному режиму подібні процеси не характерні (як мінімум останні 4 млрд років) [2], що пояснює відсутність кварцу.

Питання мінерального складу марсіанських дюн тривалий час залишалося предметом дискусій. Основним кандидатом вважався базальт, оскільки він є найпоширенішою магматичною породою на планеті й здатний утворювати піщані фракції (аналогом є базальтові дюни в пустелі Ка'у, Гаваї [4]). Гіпотезу про мафічний склад підтримували низьке альbedo та характерний темний колір еолових форм [1].

Ситуація змінилася з виходом на орбіту апарата Mars Global Surveyor у 1997 році. Дані спектрометра Thermal emission spectrometer (TES) дозволили встановити склад темних еолово-активних регіонів. Було виявлено домінування плагіоклазу та піроксену (що відповідає базальтовому складу), хоча низька просторова роздільна здатність приладу (бл. 3 км/піксель) обмежувала більш детальне вивчення [5].

Проблему роздільної здатності було вирішено з місією Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). Наявний на ній спектрометр Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) має набагато кращу

роздільну здатність (100-200 м/піксель в загальному огляді та 15-19 м/піксель у цільовому режимі роботи) [6].

Остаточну крапку в питанні поставив ровер Curiosity у 2015 році під час кампанії в дюнах Багнольда (Bagnold Dunes). Використовуючи метод рентгенівської дифракції (CheMin), ровер вперше проаналізував кристалічну структуру марсіанського піску *in-situ*, підтвердивши складну суміш силікатів (піроксену, плагіоклазу та значної частки олівіну), типову для незмінених базальтових порід [7, 8].

1.1.2 Фізика перенесення частинок

Для початку варто розглянути механіку взаємодії окремої частинки, що знаходиться на поверхні, з потоком повітря. Ініціація руху, та підйом частинки, є взаємодією між дестабілізуючими аеродинамічними силами (лобовим опором та підйомною силою) та стабілізуючими силами (гравітацією та міжчастинковою когезією) (рис. 1.1) [9].

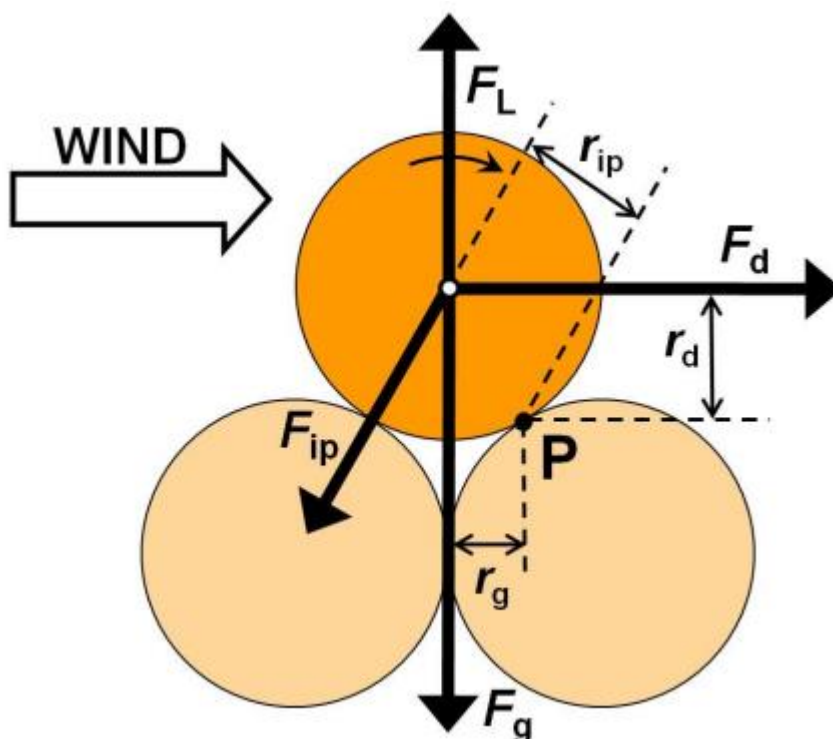


Рис. 1.1. Схематичне зображення сил що діють на частинку [10]

Лобовий опір та підйомна сила - це аеродинамічні сили, що виникають внаслідок різниці в тиску між задньою та передньою (відносно потоку) та нижньою та верхньою сторонами частинки.

Роль аеродинамічної підйомної сили (сили Сафмана) контroversійна. Деякі вчені виділяють її як ключову. Однак, вона залежить від Числа Рейнольдса (міра турбулентності потоку, пояснено далі), і, за характерних для повітряного потоку значень, аеродинамічна підйомна сила є значно меншою за лобовий опір [10].

Міжчастинкова когезія - це набір сил, що включає сили Ван дер Ваальса, сили адсорбції води та електростатичні сили [10].

- Сили Ван дер Ваальса виникають внаслідок міжатомних та міжмолекулярних взаємодій. Для макроскопічних частинок лінійно залежать від розміру частинок.

- Сили адсорбції води виникають внаслідок конденсації води на поверхні частинок. Не є характерним для поверхні Марсу.

- Електростатичні сили виникають внаслідок наявності електричних зарядів на сусідніх частинках. Ці заряди генеруються великою кількістю способів.

Сили міжчастинкової когезії особливо важливі для підйому частинок невеликого розміру [1, 9, 10, 11]. Це пояснює наявність оптимальної зони гранулометрії (пояснено далі) для перенесення потоком - маленькі частинки утримуються переважно силами когезії, тоді ж як великі – гравітацією [9, 10].

Перенесення частинок повітрям відбувається 3 способами: суспензія, сальтація та кріп (волочіння) (рис. 1.2) [11, 12]. Перехід між цими способами переміщення залежить від співвідношення кінцевої швидкості падіння (u_f) та поверхневої швидкості тертя (u_*) [9, 12].

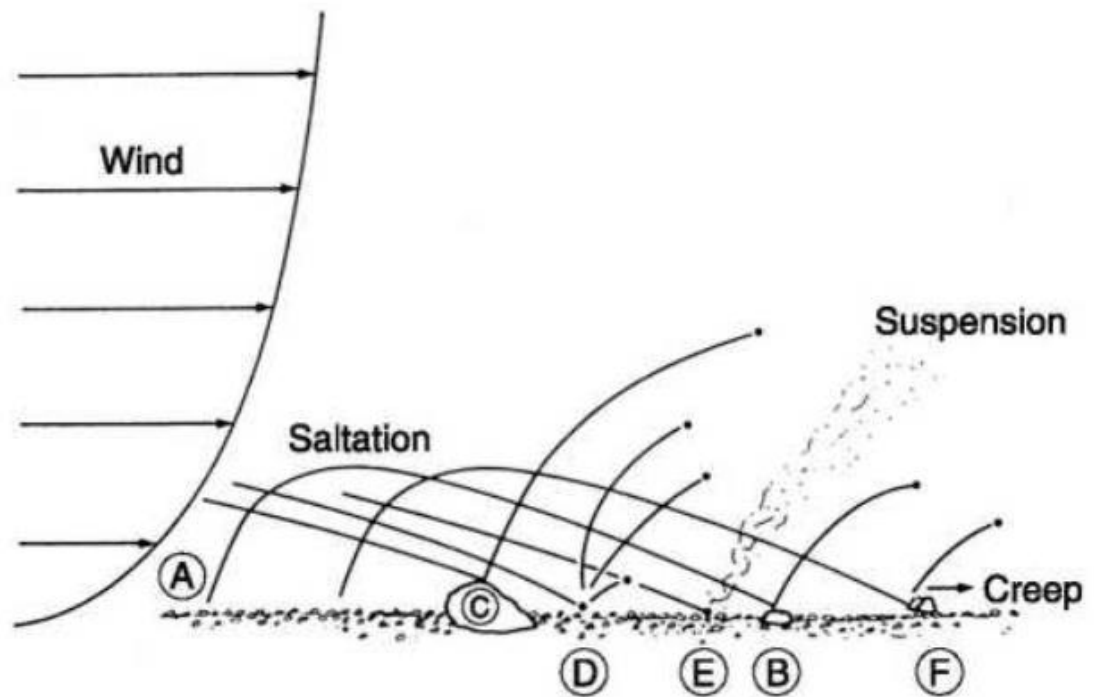


Рис. 1.2. Діаграма, що показує три основні способи еолового перенесення зерен: поверхнєве напруження зсуву, створюване вітром, змушує зерно (A) відірватися від поверхні, переносить його за вітром назад до поверхні, де воно відскакує (B) назад у політ; цей рух називається сальтацією; зерно (C) вдаряється об великий камінь — що, можливо, спричиняє певну ерозію — і пружно відскакує на відносно високу траєкторію сальтації; зерно (D) вдаряється об поверхню і “запускає” інші зерна в сальтацію; зерно (E) вдаряється об поверхню, що містить дуже дрібні частинки, і розпилює їх у повітря, де вони переносяться турбулентністю у завислому стані (suspension); зерно (F) вдаряється об більше зерно і штовхає його за вітром на коротку відстань способом транспортування, що називається ударним кріпом. Рис. [2], пояснення [11]

Кінцева швидкість падіння (u_f) - це та швидкість, якої досягає частинка у вільному падінні, коли сила аеродинамічного опору, що підтримує частинку в повітрі, дорівнює вазі частинки, що тягне її донизу. Вимірюється наступним чином [9, 12]:

$$u_f = \sqrt{\frac{4\rho_p g D_p}{3\rho_a C_d}}, \text{ де:}$$

ρ_p - густина частинки;

g - прискорення вільного падіння;

D_p - діаметр частинки;

ρ_a - густина атмосфери;

C_d - коефіцієнт лобового опору

Швидкість поверхневого тертя (u_*) не є швидкістю вітру, а позначає вертикальну турбулентність потоку. Прямо пропорційна мірі зростання швидкості вітру пропорційно логарифму висоти над поверхнею. Вимірюється за наступною формулою [1, 9, 12]:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}}, \text{ де:}$$

τ - напруження зсуву вітру,

ρ_a - густина атмосфери.

Коли швидкість поверхневого тертя досягає певного порогового значення, частинка здіймається у поверхню та переноситься у суспензії. Якщо ж кінцева швидкість падіння є значно вищою за швидкість поверхневого тертя (кількість вертикальної турбулентності), то основним методом переносу є сальтація. Тут, на траєкторію переносу частинки менше впливає турбулентність повітряного потоку, тому вона має більш плавну криву та меншу висоту. Дуже великі частинки переносяться методом кріпу (рухаються за рахунок передачі імпульсу від частинок, що в них вдаряються) [9, 12].

Статична порогова швидкість тертя (u_{*t}) - це критичне значення напруження зсуву, необхідне для того, щоб підняти частинку з поверхні. Є функцією напруження зсуву τ вітру та залежить від: розміру та густини частинки, густини та в'язкості атмосфери, та прискорення вільного падіння. Вимірюється за наступною формулою [9, 10, 12]:

$$u_{*t} = A \sqrt{\frac{\rho_p - \rho_a}{\rho_a} g D_p}, \text{ де:}$$

A - коефіцієнт порогу;

ρ_p - густина частинки;

ρ_a - густина повітря;

g - прискорення вільного падіння

D_p - діаметр частинки.

Окремо виділяється динамічна порогова швидкість тертя, яка є зазвичай меншою (~80% від статичної) та вказує на мінімальне значення напруження зсуву потоку, щоб підтримувати переміщення, що вже почалося [10, 11].

Коефіцієнт порогу (A) є безрозмірною величиною, яка вказує ефективність переносу енергії потоку на частинку. Залежить від величини Числа Рейнольдса [12].

Число Рейнольдса - це безрозмірна величина, яка допомагає передбачати дії потоку в різних ситуаціях. Є співвідношенням інертності руху течії до її в'язкості [12]:

$$Re = \frac{u_* d}{\nu}, \text{ де:}$$

u_* - швидкість поверхневого тертя;

d - середній розмір частинок (визначальний розмір);

ν - кінематична в'язкість потоку.

Якщо $Re > 3.5$, то коефіцієнт порогу (A) є постійним. Якщо ж $Re < 3.5$, то коефіцієнт A стрімко зростає [12], тому що перестає залежати лише від числа Рейнольдса (збільшується роль когезивних (міжчастинкових) сил) [11].

Чіткої формули для визначення коефіцієнту порогу не існує, однак різні вчені доходять до певних апроксимацій чи експериментального визначення (напр. [13, 14]). Ці апроксимації корисні тим, що надають розуміння того, як різні гранулометричні фракції переносяться у різних еолових середовищах.

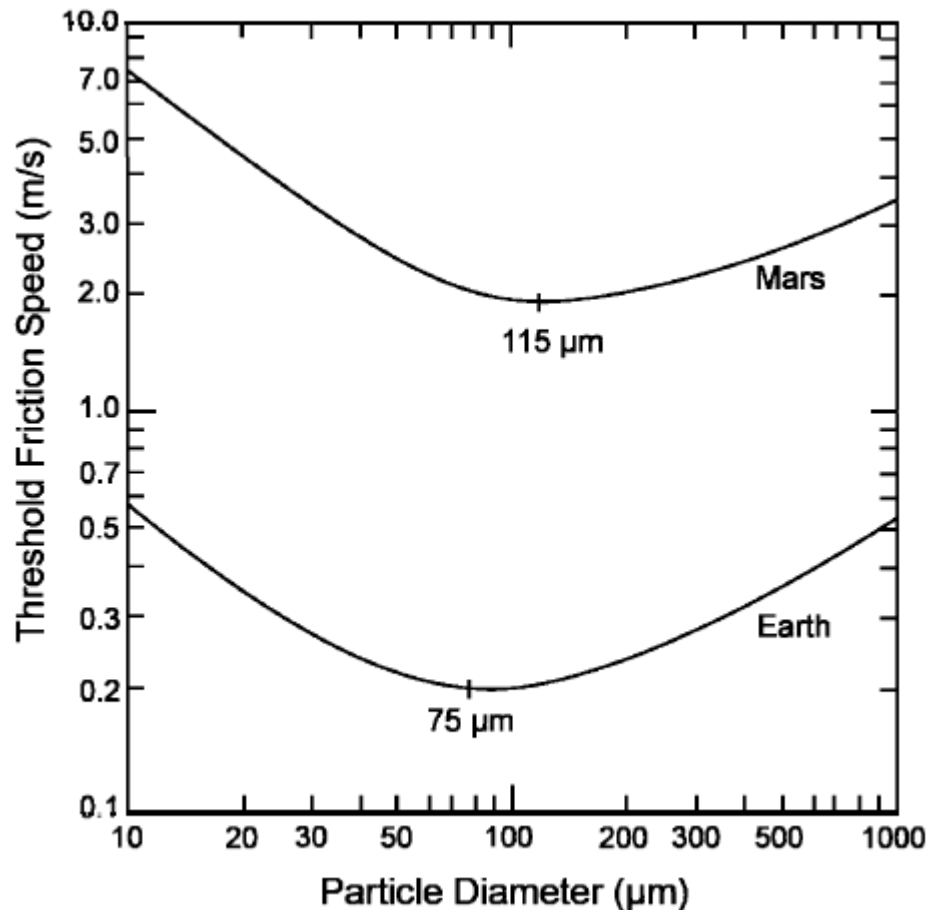


Рис. 1.3. Діаграма співвідношення розміру частинок та порогової швидкості тертя для Землі та Марсу [14]

Так, Іверсен та Вайт визначили порогову швидкість тертя для частинок різних розмірів на Марсі, Землі та Венері (рис. 1.3). Для Марсу, оптимальним розміром частинок для їх підйому є $115\mu\text{m}$, тоді ж як для Землі - $75\mu\text{m}$ [14].

Через менші атмосферний тиск та густину, на Марсі порогові швидкості тертя в 10 разів перевищують ті, що на Землі (2.2 m/s проти 0.2 m/s для частинки розміром $75\mu\text{m}$). Переводячи ці швидкості тертя, можна отримати порогові швидкості вітру від $25\text{--}45\text{ m/s}$ [9].

Подібні швидкості вітру рідко спостерігаються на Марсіанській поверхні, як за даними із лендерів, так і за різними моделями циркуляції повітря [10, 15].

Однак, активність еолових форм все одно спостерігається на Марсі та, іноді, доходить за мобільністю до низькоактивних терестріальних аналогів. Пояснення цьому можуть бути різними:

- Регіональні чи локальні фактори підстилаючої поверхні можуть спричинювати значно сильніші локальні вітрові режими, аніж ті, що показуються грубішими моделями циркуляції марсіанської атмосфери [10, 16]
- Динамічна порогова швидкість тертя на Марсі може бути в ~ 10 разів меншою за статичну. Тобто підтримка сальтації в марсіанських умовах може бути значно легшою за її початок [10, 15, 17, 18].
- Траєкторії сальтації на Марсі є значно довшими, ніж на Землі через значно менше прискорення вільного падіння та подібні швидкості частинок у сальтації [10, 11, 15].
- В активності еолових форм Марсу можуть грати роль унікальні процеси, які не спостерігаються на Землі. Таким є, наприклад, вплив сублімації льоду вуглекислого газу в період весни-літа на еолові форми навколо північного полюсу [16, 19].

1.1.3 Гранулометрія еолових форм Марса

Методи переносу частинок диференціюють еолові форми за гранулометрією. Земні дюни складаються з частинок 100-500 μm . Більші частинки залишаються позаду, тоді ж як менші уносяться далі в суспензії. Подібні процеси мають панувати на Марсі [2].

Дослідження марсіанських дюн за допомогою двох незалежних методів показало, що вони складаються з піску середнього та грубого розміру — приблизно $500 \pm 100 \mu\text{m}$ [20].

- На основі даних Viking IRTM було визначено теплову інерцію дюн у регіонах Hellespontus та Moreux. Оскільки теплопровідність у розрідженій атмосфері Марса залежить від розміру пор між зернами, отримані показники інерції (7,9–8,5) відповідають часткам розміром близько 500 μm .

- Аналіз механіки руху осадів під дією вітру підтвердив ці висновки. На Марсі межа між часточками, що зависають у повітрі (суспензія), та тими, що стрибають уздовж поверхні (сальтація), становить приблизно 210 μm , тоді як на Землі цей показник складає лише 52 μm . Оскільки активні дюни складаються з часток, що рухаються шляхом сальтації, розмір їхніх зерен має перевищувати цей поріг; моделі прогнозують середній розмір понад 430 μm .

Однак такі висновки були суттєво скориговані результатами прямих (*in situ*) досліджень марсоходів, зокрема Curiosity та Opportunity. Детальні знімки мікрокамери MAPHI у кратері Гейл показали, що основна маса піску в активних дюнах насправді дрібніша, ніж передбачали моделі — переважно від 100 до 250 μm [18, 21].

З'ясувалося, що дані дистанційного зондування, які вказували на 500 μm , відображали лише стан самого верхнього шару. На Марсі часто спостерігається ефект “броні”: грубіші зерна концентруються на поверхні, тоді як під ними ховається значно дрібніший пісок [21].

Іншим можливим поясненням є низька роздільна здатність інструментів дистанційного зондування, що могло спричиняти субпіксельне змішування піщаних еолових та інших кристалічних літифікованих відкладів [18].

1.1.4 Типи еолових форм Марса

Марсіанська поверхня містить приблизно 2000 дюнних полів, які покривають площу близько 904000 km^2 . Більшість концентруються навколо північного полюсу, утворюючи Циркумполярний ерг. Решта еолових форм утворена в топографічних западинах кратерів чи в міжкратерних долинах [15].

На даний момент виділяються 5 класів еолових форм, які, як вважається, вказують на різні режими еолової динаміки [18].

Піщані брижі з дециметровою довжиною хвилі (5–12 см). Це найменші форми, подібні до земних ударних брижів, що утворюються внаслідок “розбризкування” зерен при падінні. Вони мають прямі гребені та спостерігалися всіма марсоходами, але занадто малі для виявлення з орбіти.

Мігрують короткі дистанції за період декількох марсіанських днів під час вітряних сезонів [18].

Великі брижі (megaripples) мають довжину хвилі від метра до десятків метрів. Останнім часом цей клас не використовують, а розділяють на 3 окремих категорії [18]:

- Темні брижі метрового масштабу (dark-toned ripples) (рис. 1.4). Це унікальна для Марса форма рельєфу, яка за розміром займає проміжне місце між земними брижами та дюнами. Вони зазвичай темні, активні і мають звивисті гребені. Мігрують в середньому 0,5 м/рік, та до максимуму в декілька м/рік. Спостерігається лінійна залежність активності цих форм від їх висоти на дюні, а ізольовані брижі (не прикуті до дюнних полів) мають найменшу швидкість їх руху [18, 22].

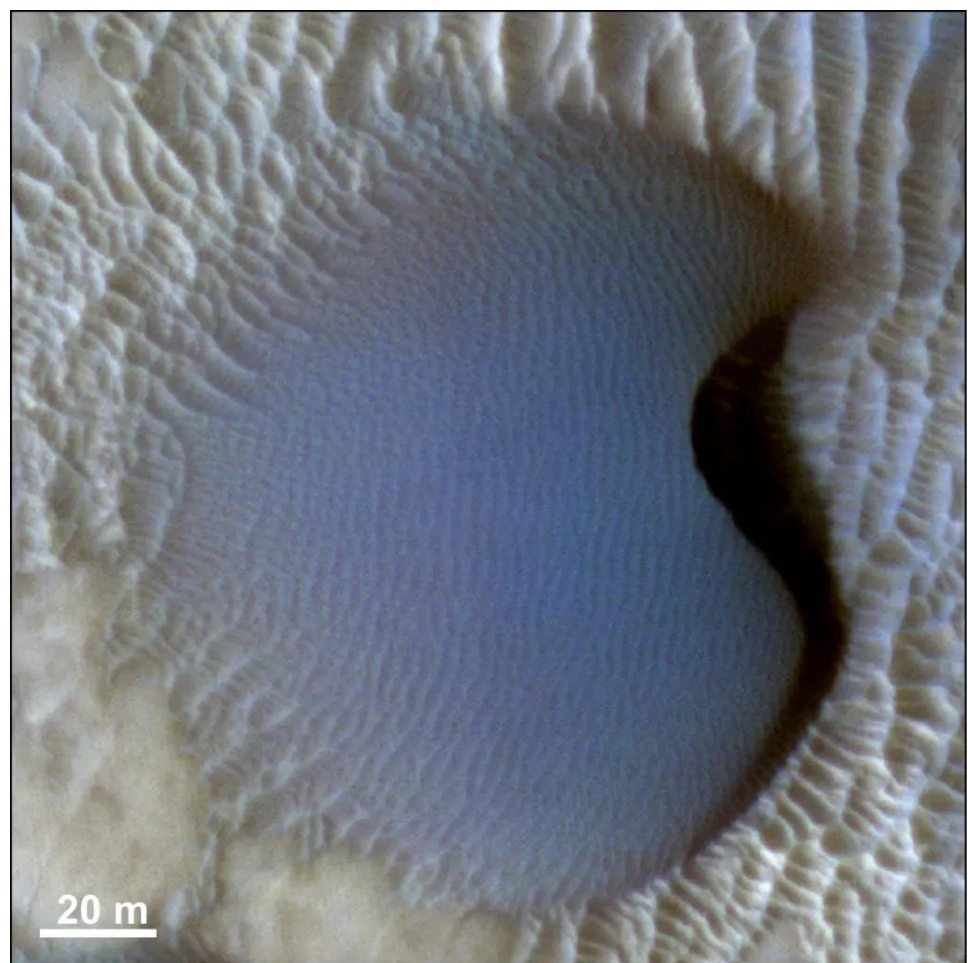


Рис. 1.4. Бархан вкритий темними брижами метрового масштабу.
Знімок HiRISE ESP_027864_2295_COLOR. Отримано з [23]

- Грубозернисті брижі (coarse-grained ripples). Це метрові структури з бімодальним складом, де на гребенях накопичуються більші частинки. Вони менш рухливі і часто виглядають статичними [18].

- Поперечні еолові гряди (Transverse aeolian ridges) (рис. 1.5) мають довжину хвилі від 10 до 200 метрів і висоту до 14 метрів. Вони світліші за дюни, мають симетричний профіль і зосереджені переважно в тропіках. Вважається, що вони складаються з дуже грубого піску або пилу, а їхнє походження досі є предметом дискусій. Можуть формувати великі TAR-поля або формуватися в асоціації з піщаними дюнами [18, 22].

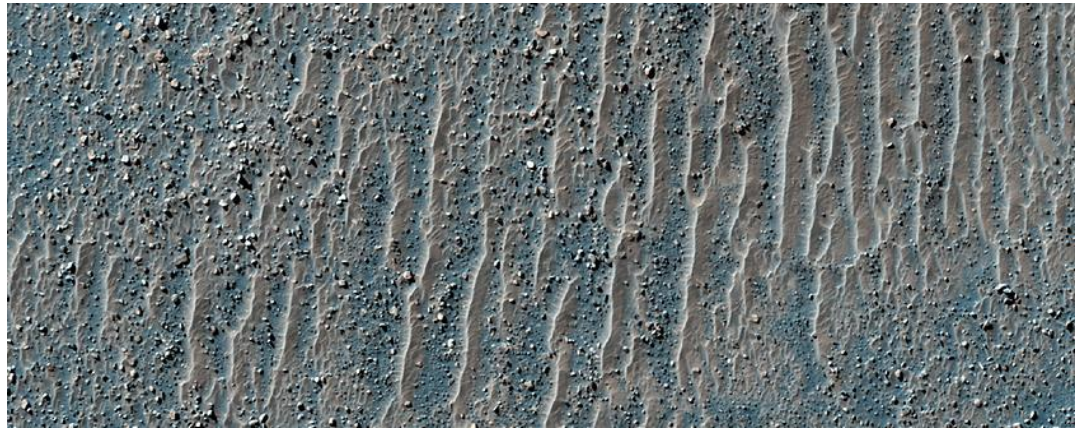


Рис. 1.5. Поперечні еолові гряди. Знімок HiRISE
ESP_024449_1320. Отримано з [24]

Піщані дюни - найбільші форми рельєфу (від сотень метрів до кілометрів). Вони поширені глобально, особливо в кратерах та навколо північного полюса. Найчастіше зустрічаються бархани та барханоїдні пасма (рис. 1.6), рідше поздовжні (рис. 1.7), зіркоподібні та інші типи [18, 25]. Середні показники руху становлять 0,5 м/рік, однак сильно залежать від географічного розташування [18]. Так, наприклад найбільш активними є дюнні поля навколо 3 великих регіонів: Syrtis Major, Hellespontus Montes, та Circumpolar erg. Спричинено це, скоріш за все, формуванням потужних

локальних вітрових режимів, спричинених топографічними факторами та регіональними різницями в альбедо [16].

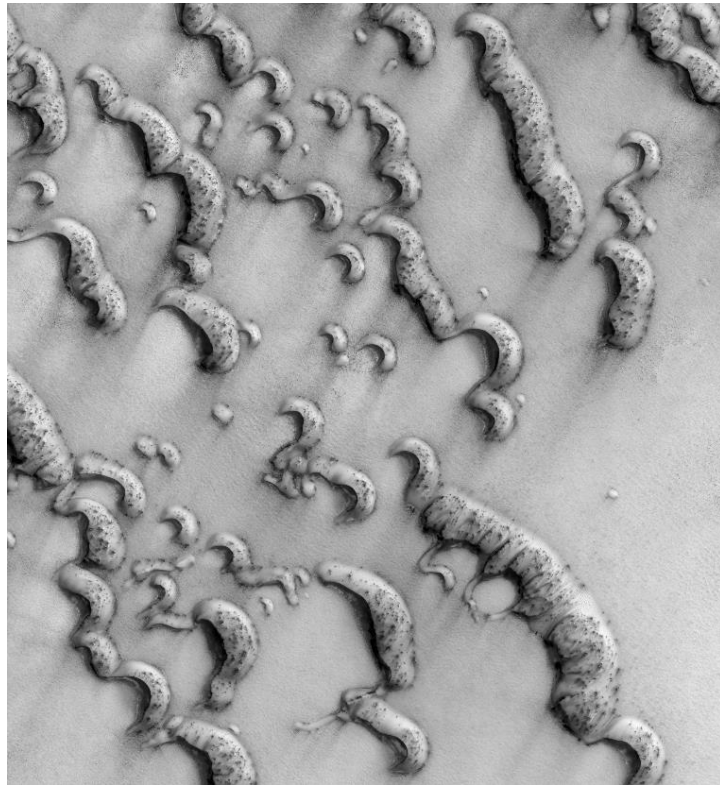


Рис. 1.6. Бархани та барханоїдні пасма. Знімок HiRISE PSP_007726_2565. Отримано з [26]

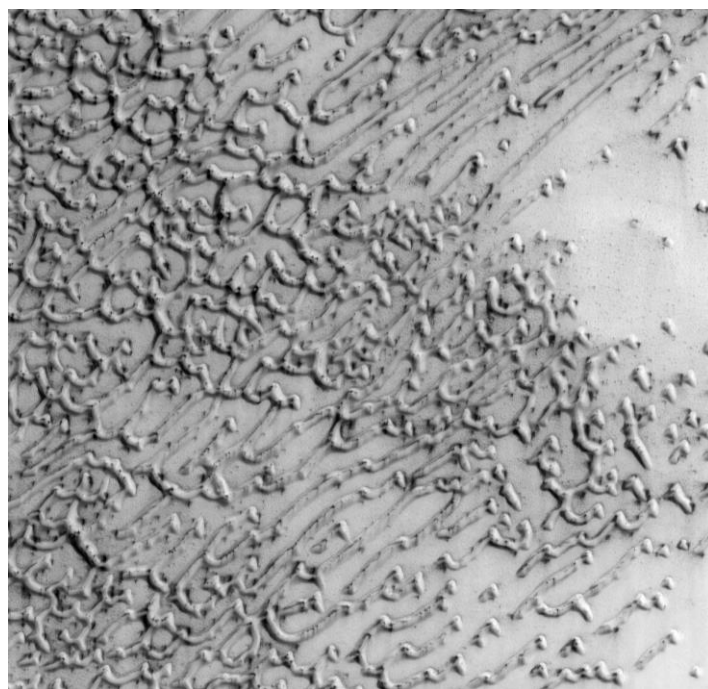


Рис. 1.7. Поздовжні та ін. дюни. Знімок HiRISE ESP_024855_2580 . Отримано з [27]

Водночас, еолові форми південних широт (південніше 45° пд. ш.) швидко втрачають мобільність[28]. Такий факт може пояснюватися орбітальними чинниками - довші південні зими спричиняють краще “бронювання” еолових форм сезонним покривом льоду CO_2 , з меншим впливом сезонної сублімації цього покриву - та регіональною топографією - більша висота спричиняє нижчі показники тиску, що збільшує необхідні для переносу еолового матеріалу швидкості вітру [16].

Через низькі тиск та прискорення вільного падіння, марсіанська еолова абразія є значно слабша за земну (абразія займає в 10-100 довше). Однак, абразивні форми вентифактів (ямки, борозни, грані та ін. абразивні утворення на залягаючих породах) (рис. 1.8) та ярдангів все ще зустрічаються [15].

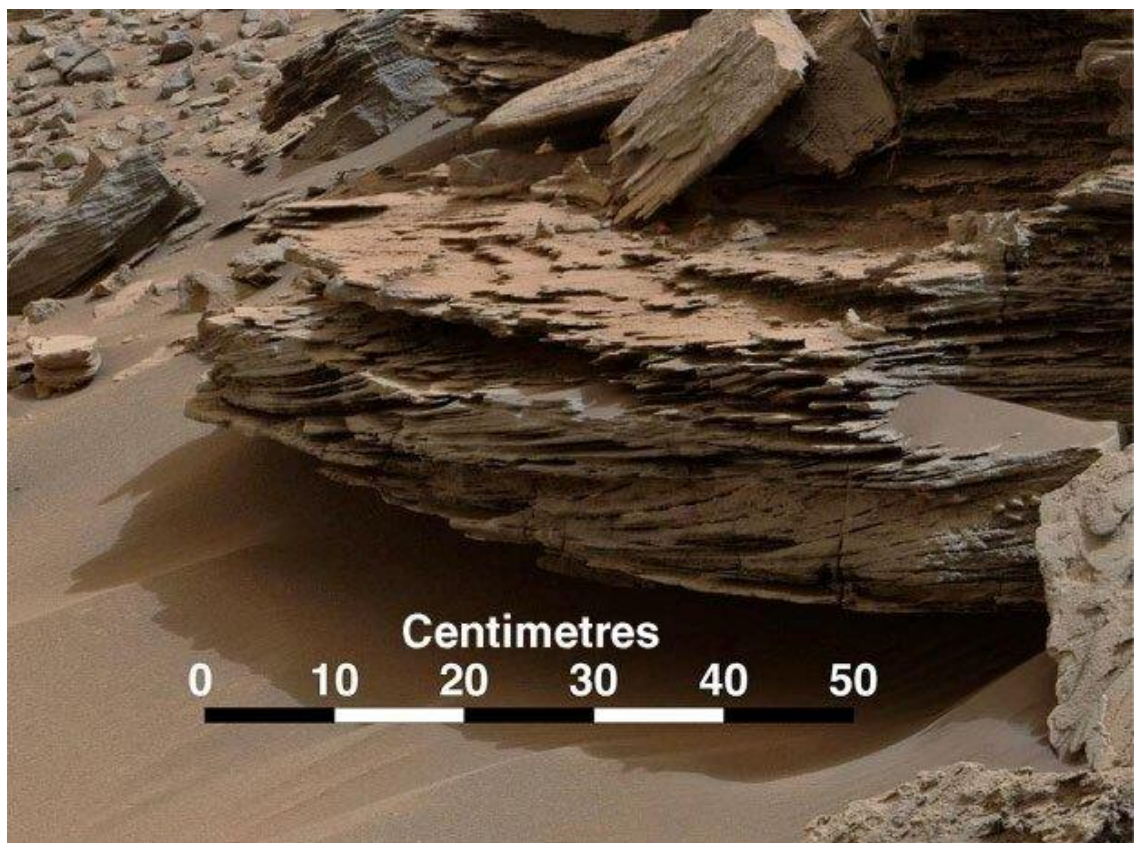


Рис. 1.8. Зображення витравленого пісковика, зняте камерою Mastcam марсохода Curiosity в кратері Гейл. Отримано з [15]

Ярданги на Марсі є в рази більшими за земні аналоги - досягають десятки кілометрів в довжину. Переважно концентруються у формації Medusa Fossae як великі поля [15].

1.2 Регіональні особливості північного полюсу

1.2.1 Геологічна будова Північного полюсу

Геологічна архітектура оболонки Північного полюса Марса (Planum Boreum) представлена двома головними, різко відмінними за генезисом та літологічним складом стратиграфічними комплексами: верхньою товщею Північних полярних шаруватих відкладів (North Polar Layered Deposits — NPLD) та підстельним Базальним комплексом (Basal Unit).

Північні полярні шаруваті відклади (рис. 1.9) складені субгоризонтальними шарами водяного льоду H_2O та пилу, які змішані у різних пропорціях. Попри наявність локальних кутових незгідностей у заляганні, більшість окремих пластів зберігають строгу безперервність та простежуються на гігантські відстані в сотні кілометрів. Вірогідно, що ця шаруватість спричинена змінами в орбітальних параметрах планети (напр. зміни в нахилі осі обертання, що є досить вагомими для Марса), що призводили до циклічних змін в накопиченні водяного льоду чи його сублімації з формуванням залишкових концентрацій пилу [2].

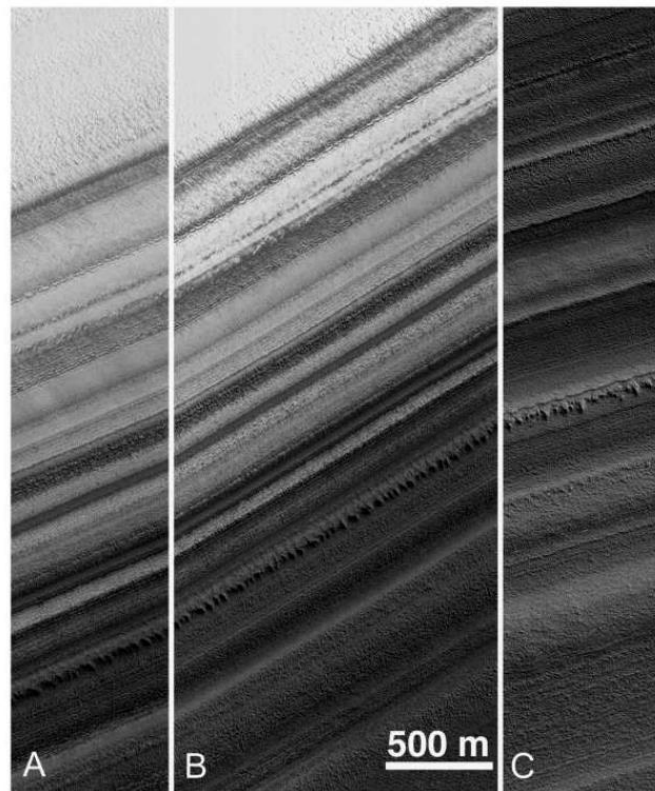


Рис. 1.9. Північні полярні шаруваті відклади [2]

Базальний комплекс є основою більшості території північного полюсу, та формує основу Циркумполярного ерга - Olympia Planitia. Найкраще оголюється в каньйоні Chasma Boreale. Складається з двох шарів [2, 29]:

- Нижня товща Rupes є шаруватими відкладами піщаного базальту та водяного льоду, сформованими як купольне плато товщиною, як мінімум, 1 км, та поширенням до 74° пн. ш. Сучасний стан зеродований діяльністю катабатичних вітрів [29].

- Верхня еолова товща Cavi складена літогенним матеріалом (скоріше за все базальтовий пісок) впорядкованим в еолові серії, слабо зцементовані водяним льодом, та перемішані із шарами чистішого льоду. Формування цієї товщі пов'язане із циклічними змінами нахилу осі обертання планети Марс (формування піщаних відкладів в періоди високого нахилу, та накопичення шарів льоду в періоди низького) [29].

Загальна картина геологічної будови північного полюсу позначена на рис. 1.10.

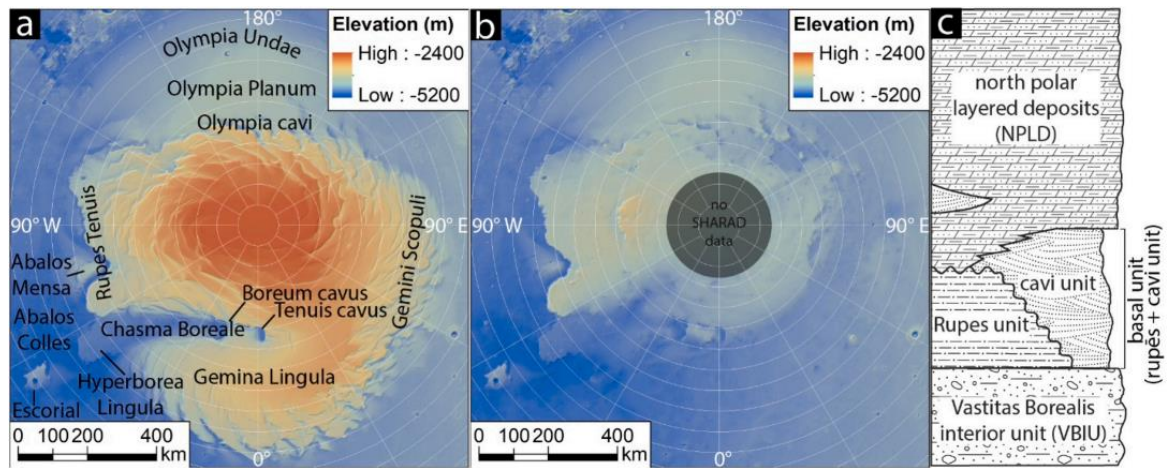


Рис. 1.10. Загальна картина геологічної будови північного полюсу [29]

1.2.2 Фактори, що впливають на еолові процеси північних широт

Еолові процеси поблизу північного полюсу Марса є одними із найбільш активних на планеті. Така висока відносна активність може пояснюватися 3 основними факторами: потужним регіональним вітровим режимом, кріогенними процесами, та наявністю джерела еолового матеріалу [16], [17].

Регіональний вітровий режим північного полюсу формується під дією двох сил: планетарних східних та катабатичних вітрів[30].

Загальний циркумполярний східний вітер сформований полярним антициклоном (зумовлений зоною високого тиску над холодною полярною шапкою). При поширенні на південь поступово змінює напрямок на схід через дію сили Коріоліса. Цей вітровий режим відповідальний за загальне формування Циркумполярного ергу, та, відповідно, був основним вітровим режимом території протягом довгого часу її формування [30].

Катабатичні вітри, натомість, виникають більш локально. Марсіанські полюси характеризуються сезонним покриттям їх поверхні поверхневим шаром сухого вуглекислотного інею (CO_2 frost). Це покриття поверхні значно підвищує показники альбедо території, що знижує її нагрівання сонячним випромінюванням. Повітря, що контактує із такою поверхнею сильно

охолоджується та ущільнюється, утворюючи великі градієнти тиску. Додаткову роль грає проста гравітація через топографічну різницю в висоті між полярною шапкою та оточуючою місцевістю. Ці два фактори спричиняють доволі потужні локальні вітри, які топографічно каналізуються через велику кількість каньйонів навколо північного полюсу[30]. Особливу інтенсивність проявляють у період північної весни-літа, коли вуглекислотний іній поступово сублімується, починаючи із південніших широт. Власне катабатичні вітри можуть бути відповідальними за аномально велику еолову активність регіону [16, 22].

Тоді ж коли планетарний циркумполярний східний вітер є постійним фактором, то катабатичні вітри можуть перебувати у сучасній піці їх інтенсивності. Як уже зазначалося, східні вітри переважно відповідальні за формування Циркумполярного ергу, однак сучасний ерг характеризується також існуванням молодших вторинних гребенів, розташованих приблизно ортогонально до первинних, та сформованих катабатичними вітрами каналізованими через каньйон Olympia Cavi [30]. Як уже зазначалося, відомо, що нахил осі обертання планети Марс сильно змінювався за період її існування. Сучасні показники осцилюються між 15° та 35° , а в періоді між 3 та 10 млн років тому становили $25-46^\circ$. Вищі показники нахилу осі обертання мають великі наслідки для полярних умов, збільшуючи загальну кількість сонячного випромінювання, що досягає полюсів [2]. Це, в свою чергу, може призвести до меншого вираження катабатичних процесів в минулому, оскільки процеси сублімації проходять значно швидше.

Іншим важливим регіональним фактором є депозиція та сублімація CO_2 інею. Можливість вивчати подібні процеси з'явилася із виходом на орбіту супутника MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) з високороздільною камерою HiRISE та накопиченням достатньої кількості повторюваних космознімків еолових ергів.

На марсіанських полюсах спостерігається сезонне явище накопичення поверхневого шару сухого вуглекислотного інею (CO_2 frost), починаючи з

ранньої осені та закінчуючи в пізню зиму, та подальша сублімація цього шару в період весна-літо. Першими увагу на діяльність цих процесів як модифікаторів еолових форм звернули увагу Гансен та колеги, виявивши ознаки активних схилових процесів на дюнах північних ергів (рис. 1.11), через формування кріогенних ніш (dune alcoves) [31].

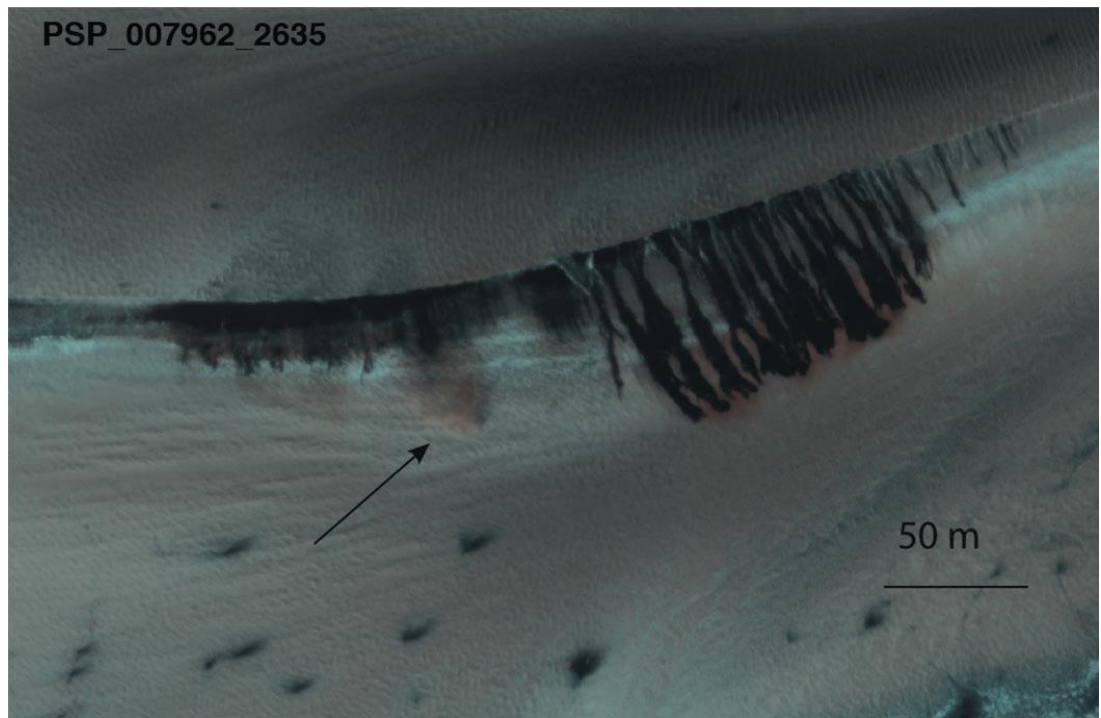


Рис. 1.11. Схиліві процеси на поздовжній дюні, вкритій шаром інею. Темні смуги - це базальтовий пісок вивільнений з гребеня дюн схиловими процесами [31].

Спочатку, вважалося що такі ніші формуються через селективну сублімацію, спричинену різницею в середовищі формування, на початку північної весни [18, 31]. Однак, подальший аналіз знімків HiRISE вказав на ранньоосінній час формування, пов'язаний із початком депозиції сухого льоду на марсіанській поверхні, та пізнішу модифікацію через сублімаційні процеси марсіанської весни. Сучасні гіпотези формування цих форм включають добову сублімацію інею (денну сублімацію, сформованого вночі інею) або взаємодії між поверхневим шаром інею та снігопадом [18, 19].

Ці ніші характеризуються наявністю заглиблення у верхній частині та віялоподібного насипу нижче. Морфологічно, ці форми схожі на ті, що формуються в південних середніх широтах (названі дюнні яри - dune gullies), але відрізняються відсутністю каналу в середніх частинах форм. Іншою відмінністю є характер життя форм. Тоді коли південні дюнні яри підтримують активність протягом декількох марсіанських років, то дюнні ніші є активними лише при їх формуванні (перестають розвиватися після повної сублімації покриву та не рестартують активність наступного сезону) (рис. 1.12) [18, 19].

Однак, географічна дистрибуція подібних ніш не є випадковою, та має тенденцію до повторення на постійних еолових формах [19]. Додатково, подібні ніші були помічені на дюнних полях середніх широт, що спостерігають сезонний іній та снігопади [18].

Загальний вплив цих кріогенно-зумовлених схилових процесів визначити важко, але попередні оцінки вказують на те, що 2-20% від загального руху еолових форм спричинюється процесами, пов'язаними із цими мікронішами [19]. Такі кріосферні процеси знайдені лише на великих дюнах, та не модифікують менші еолові форми [22].

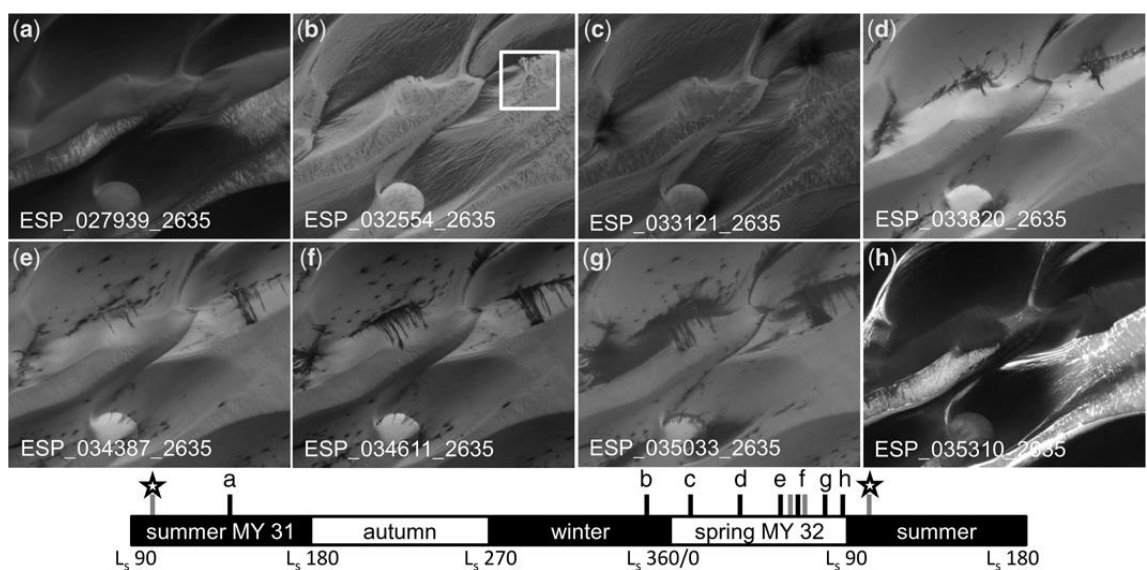


Рис. 1.12. Приклад формування дюнних ніш на формах поля Tleilax [19]

Останній фактор - це наявність великої кількості еолового матеріалу з наявним концентрованим джерелом у вигляді базального шару північного полюсу та Північних полярних шаруватих відкладів [17, 22].

2. Методологічні засади аналізу впливу локальної топографії на формування еолових форм

Суть дослідження полягає у кількісному та якісному зіставленні параметрів еолового перенесення піску в межах двох контрастних топографічних областей північного полярного ергу: відкритого піщаного масиву та глибоко врізаного каньйону Chasma Boreale, де перший виступає як контрольна ділянка. Головною метою розробленої методики є встановлення закономірностей того, як макротопографія полярного рельєфу деформує, каналізує та перерозподіляє атмосферні потоки. Для реалізації цього завдання було обрано чотири ключові ділянки (рис. 2.1), що забезпечені повним і якісним покриттям знімками надвисокої роздільної здатності HiRISE [32], [33]: три локації безпосередньо всередині каньйону Chasma Boreale та одну на рівнинному рельєфі на периферії каньйону (як контрольну групу). Опрацювання даних передбачало ручну векторизацію статистично репрезентативної вибірки гребенів дюн на зазначених ділянках із подальшим розрахунком результуючих векторів еолового переносу. Отримані геоморфологічні індикатори були зіставлені з теоретичними векторами напрямків приземного вітру, екстрахованими для аналогічних координат із бази даних чисельного кліматичного моделювання Mars Climate Database [34, 35].



Рис. 2.1. Ділянки дослідження на картограмі північного полюсу Марса. Топографія MOLA [36], [37]

2.1 Методи дослідження

Для виконання роботи було використано комплексний підхід, що поєднує методи дистанційного зондування, геоінформаційного аналізу та кліматичного моделювання.

Основним джерелом морфологічних даних стали знімки високої роздільної здатності камери HiRISE (продукту рівня JP2/RDR) [32], [33], отримані з веб-порталу Mars ODE [38]. Це дозволило провести детальний морфологічний та морфометричний аналіз еолових форм великого масштабу (піщані дюни різних форм та трансверсивні еолові гряди).

Морфометричний аналіз виконувався шляхом оцифрування гребенів дюн у геоінформаційній системі QGIS, та подальшій класифікації дюн на наступні типи:

- Бархани - поодинокі дюни серпоподібної форми, де “роги” спрямовані за вітром. Вони формуються в умовах обмеженого запасу піску та стабільного односпрямованого вітрового режиму (рис. 2.2).

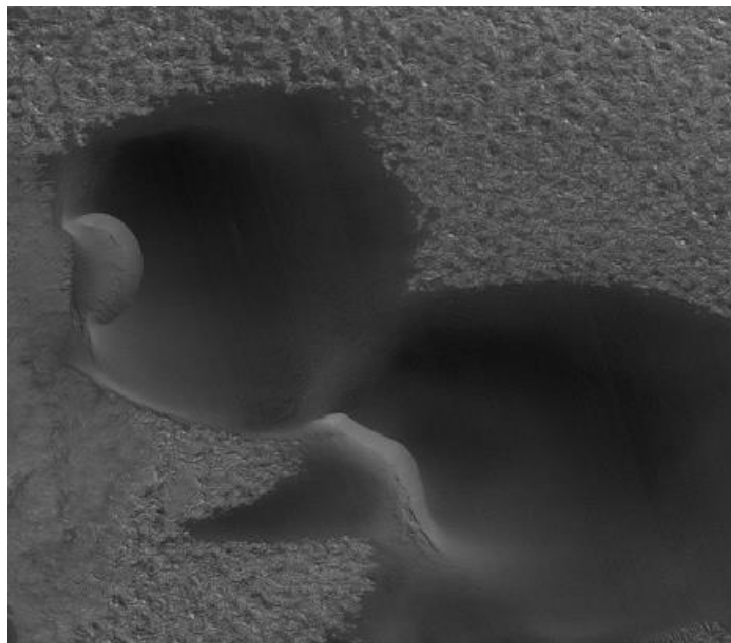


Рис. 2.2. Бархан. Сайт 1. Знімок Hirise (ESP_054013_2650_RED)
[33], отриманий з Mars ODE [38]

- Барханоїдні пасма - довга звивиста гряда, зформована внаслідок бокового злиття декількох барханів (рис. 2.3).

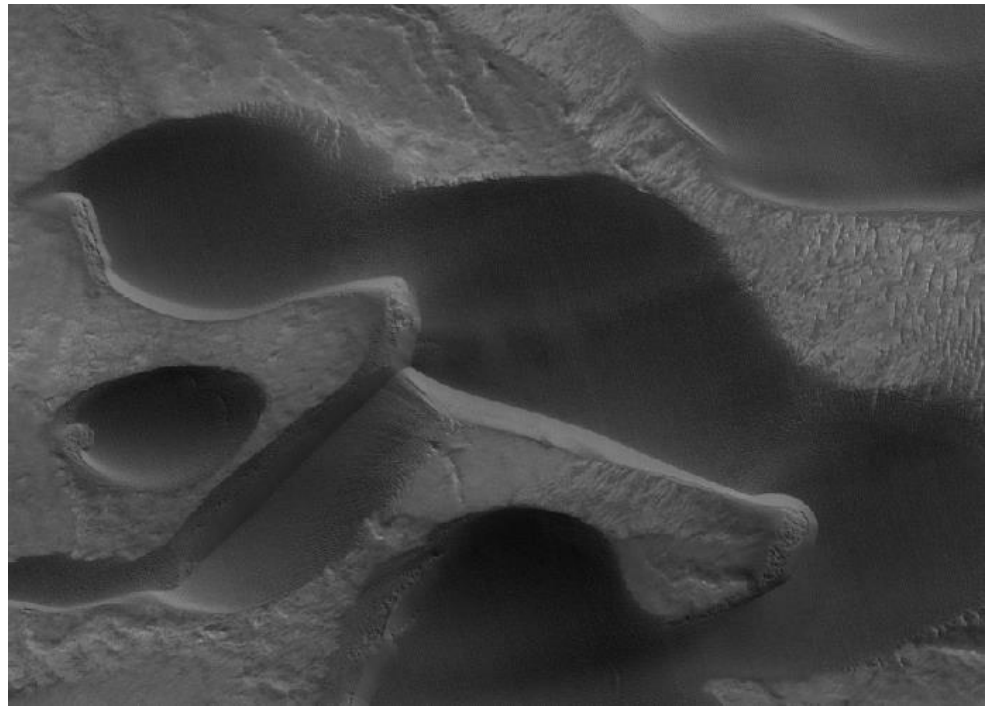


Рис. 2.3. Барханоїдне пасмо. Сайт 1. Знімок Hirise
(ESP_054013_2650_RED) [33], отриманий з Mars ODE [38]

- Асиметричні бархани - модифікація барханів, у яких один із рогів значно довший за інший. Така морфологія вказує на наявність вторинного вітрового компонента або на значний нахил підстильної поверхні (рис. 2.4).

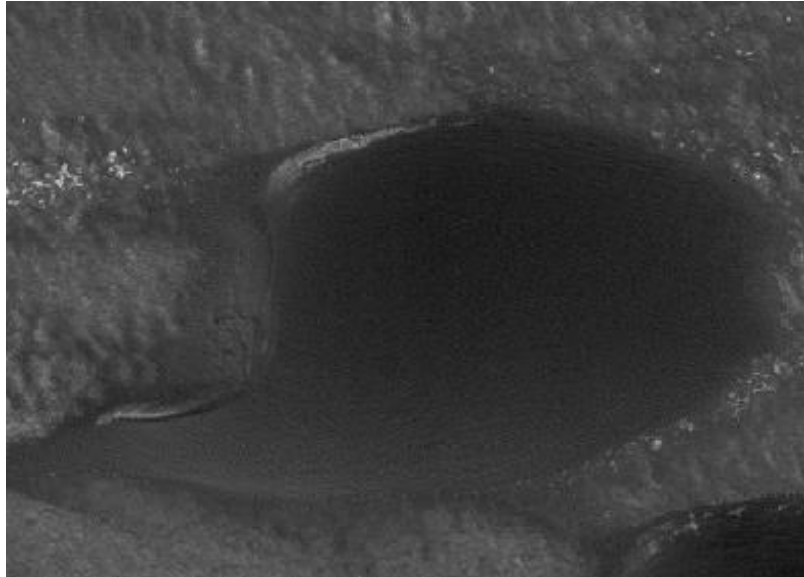


Рис. 2.4. Асиметричний бархан (південний ріг довший за північний). Сайт 2. Знімок Hirise (ESP_044335_2650_RED) [33], отриманий з Mars ODE [38]

- Лінеаризовані бархани - перехідна форма, що виникає при витягуванні рогів бархана в довгий гребінь. Це відбувається під впливом бімодальних вітрів (рис. 2.5). Відрізняється від асиметричного повним зрізанням одного з рогів. Виділення обох типів є важливим для подальшого опрацювання (більше в розділі 2.2).

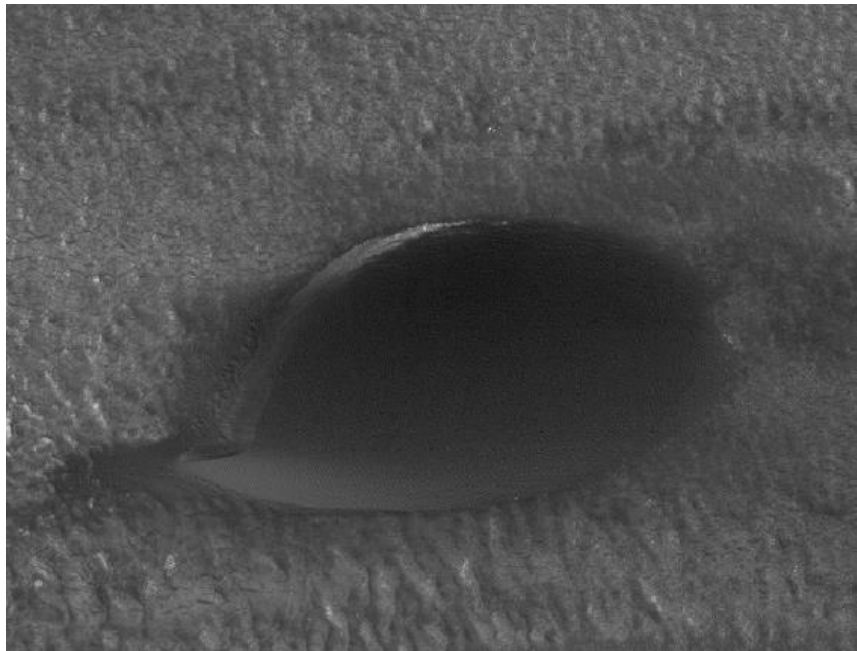


Рис. 2.5. Лінеаризований бархан (південний ріг довший за північний). Сайт 2. Знімок Hirise (ESP_044335_2650_RED) [33], отриманий з Mars ODE [38]

- Поздовжні дюни - витягнуті вузькі пасма піску, орієнтовані паралельно до результуючого вектора перенесення піску (рис. 2.6).

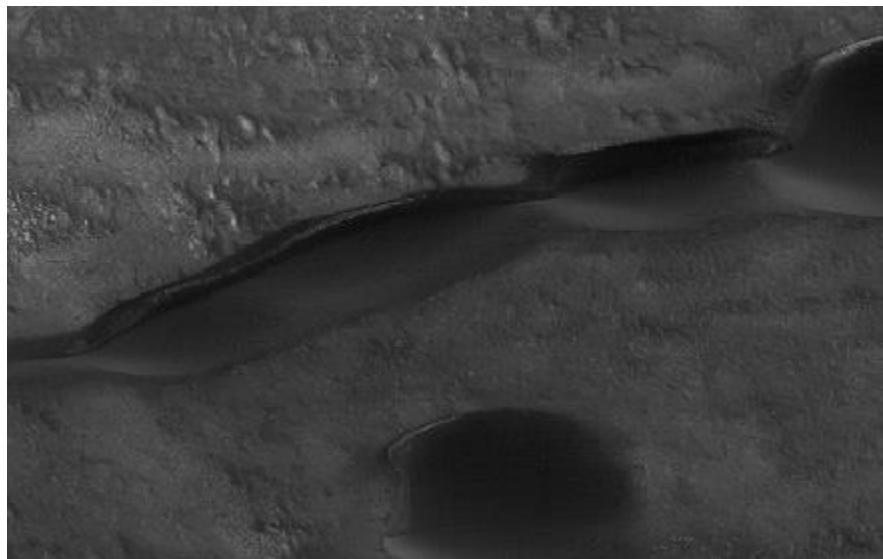


Рис. 2.6. Поздовжня дюна. Сайт 2. Знімок Hirise (ESP_044335_2650_RED) [33], отриманий з Mars ODE [38]

- Трансверсивні дюни - довгі асиметричні пасма, розташовані перпендикулярно до напрямку панівного вітру. Вони формуються в умовах надлишку піщаного матеріалу. Зустрічаються лише на Сайті 4 (рис. 2.7)

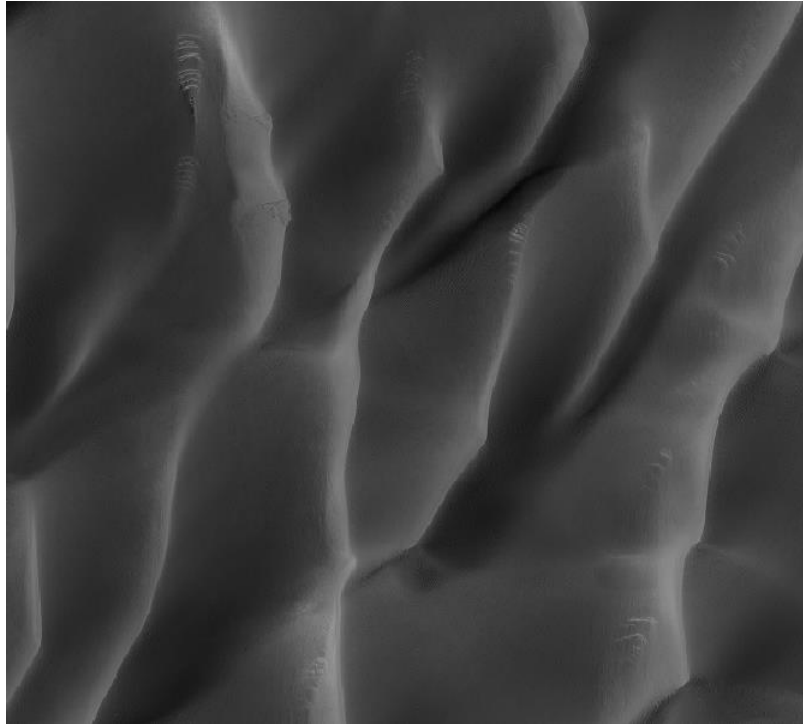


Рис. 2.7. Трансверсивні дюни. Сайт 4. Знімок Hirise (ESP_019124_2575_RED) [33], отриманий з Mars ODE [38]

Далі за допомогою інструменту Field Calculator в QGIS було вираховано основні вектори переважних вітрів.

Для цього всі оцифровані дюни було розбито на трансверсивну та лінійну групи. Трансверсивна група включала ті форми, гребені яких розташовуються перпендикулярно до напрямку вітру, що їх формує. Включають бархани, барханоїдні пасма, та асиметричні бархани. Лінійна група включає решту форм (окрім трансверсивних дюн - про них далі), гребені яких розташовуються приблизно паралельно векторам формуючих вітрів.

У Field Calculator була вставлена наступна формула для трансверсійної групи:


```

CASE
  WHEN "type" IN ('barchan', 'asymmetric barchan',
'barchanoid ridge')
  THEN
    WITH_VARIABLE('az180',
(degrees(azimuth(start_point($geometry), end_point($geometry)))
+ 360) % 180,
    IF(@az180 > 90, @az180 - 90, @az180 + 90))
  ELSE NULL
END

```

Ця формула призначена для автоматичного визначення напрямку перенесення піску на основі орієнтації оцифрованих гребенів дюн. Вона застосовується виключно до поперечних форм рельєфу (барханів, асиметричних барханів та барханоїдних пасом), спочатку розраховуючи геометричний азимут відрізка та нормалізуючи його до діапазону 0-180° за допомогою змінної *az180*. Нормалізація до діапазону 0–180° виконується для перетворення спрямованих векторів у аксіальні дані без прив'язки до напрямку оцифрування. Це дозволяє уникнути помилок, коли ідентичні за положенням об'єкти могли б отримати протилежні значення (наприклад 0° та 180°) лише через різний порядок встановлення точок у QGIS. Кінцевий результат обчислюється як перпендикуляр до гребеня (шляхом додавання або віднімання 90° залежно від значення кута), що дозволяє отримати вектор домінуючого вітру.

Та для лінійної групи:

```

CASE
  WHEN "type" IN ('linear', 'linearized barchan')
  THEN

```

```
(degrees(azimuth(start_point($geometry), end_point($geometry))) + 360) % 180
ELSE NULL
END
```

Цей вираз призначений для розрахунку орієнтації поздовжніх (лінійних) еолових форм, які, на відміну від поперечних дюн, простягаються паралельно до результуючого вектора переносу піску. Формула обчислює геометричний азимут оцифрованого відрізка і нормалізує його до діапазону 0-180°, що дозволяє визначити осьовий тренд еолової форми, незалежно від напрямку оцифрування (від початкової до кінцевої точки).

Метеорологічні дані було отримано з бази даних Mars Climate Database (MCD), а саме дані про меридіональний (S-N wind component) та зональний (W-E wind component) вітер для всіх 4 сайтів [34], [35]. Координати були отримані з Mars ODE [38], та є центральними координатами знімків. Використання лише центральних координат спрощує подальше опрацювання даних в WRPLOT, та не має сильно впливати на подальший результат, враховуючи глобальний масштаб MCD та локальне її застосування в контексті дослідження.

Дані з MCD отримуються для нормативного марсіанського 24 року (MY24); сонячна довгота - 90° (початок марсіанського літа, тобто початок максимальної активності еолових форм [17]); висота - 10м над поверхнею. Добове усереднення не використовувалось, щоб зберегти дані про пікові швидкості вітру.

Отримані дані (швидкості вітру в по осях X та Y) були конвертовані в метеорологічні показники швидкості та напрямку вітру за наступними формулами:

$$V = \sqrt{u^2 + v^2}, \text{ де}$$

u - зональна компонента вітрового потоку;

v - меридіональна компонента вітрового потоку.

$$\theta = (270^\circ - \text{atan2}(u, v) * \frac{180^\circ}{\pi} \pmod{360^\circ}), \text{ де}$$

u - зональна компонента вітрового потоку;

v - меридіональна компонента вітрового потоку;

$\text{atan2}(u, v)$ - функція арктангенса від двох аргументів, що визначає кут вектора в радіанах

$180^\circ/\pi$ - коефіцієнт переведення радіан у градуси

$\pmod{360^\circ}$ - операція знаходження залишку від ділення, що забезпечує нормалізацію результату в діапазоні $[0^\circ, 360^\circ]$.

Оскільки кутові величини (азимуті орієнтації гребенів та напрямки вітру) є циклічними даними, застосування стандартних методів лінійної описової статистики для їхнього аналізу є математично некоректним. Для обчислення середніх напрямків, концентрації та варіативності векторів було залучено математичний апарат кругової статистики.

Математична обробка масивів гребенів дюн, нормалізованих до аксіального діапазону $0-180^\circ$, здійснювалася в середовищі Google Таблиць із застосуванням методу подвоєння кутів. Для оцінки ступеня просторової однорідності та кутового розкиду еолових форм для кожної групи було розраховано довжину результуючого вектора (R):

$$R = \sqrt{\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos(2\theta_i)\right)^2 + \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sin(2\theta_i)\right)^2}, \text{ де}$$

θ_i - азимут орієнтації конкретного об'єкта;

n - обсяг вибірки.

R є безрозмірною величиною, яка характеризує кутову концентрацію (щільність розподілу) даних: значення, близькі до 1, свідчать про сувору унімодальність системи, тоді як низькі значення вказують на високу дисперсію або мультимодальність вітрового режиму [39].

На основі отриманого показника концентрації R було визначено підсумкове кутове відхилення (s°) в градусах, яке виступає аналогом лінійного стандартного відхилення:

$$s^{\circ} = \frac{\sqrt{2(1-R)}}{2} * \frac{180}{\pi}$$

Для кількісної оцінки незбіжності між емпіричними геоморфологічними індикаторами та результатами теоретичного моделювання атмосфери було впроваджено модуль кутової розбіжності ($\Delta\theta$), що розраховує найкоротшу відстань між двома векторами на колі:

$$\delta\theta = \min(|\theta_{morph} - \theta_{MCD}|, 360^{\circ} - |\theta_{morph} - \theta_{MCD}|), \text{ де:}$$

θ_{morph} - результуючий кутовий вектор групи дюн, який є найближчим до даних із MCD;

θ_{MCD} - дані з MCD.

Для перетворення розрахованих масивів метеорологічних даних у наочні моделі було використано спеціалізоване програмне забезпечення WRPLOT View (Lakes Environmental).

Спочатку дані напрямку вітру (для результатів морфометричного аналізу) та дані напрямку та швидкості вітру (для даних з MCD) були оформлені в MS Excel у форматі, сумісному з модулем імпорту поверхневих даних (рис. 2.8 та 2.9).

Year	Month	Day	Hour	Wind Direction	Wind Speed
2026	1	1	1	27,7	4,168558908
2026	1	1	2	27,7	4,168558908
2026	1	1	3	27,7	4,168558908
2026	1	1	4	27,7	4,168558908

Рис. 2.8. Частина таблиці MS Excel для Сайт 1. Дані з GCM

Year	Month	Day	Hour	Wind Direction	Wind Speed
2026	1	1	1	71	1
2026	1	1	2	64	1
2026	1	1	3	43	1
2026	1	1	4	78	1
2026	1	1	5	54	1
2026	1	1	6	27	1
2026	1	1	7		1
2026	1	1	8	19	1
2026	1	1	9	14	1
2026	1	1	10		1
2026	1	1	11	62	1
2026	1	1	12		1
2026	1	1	13	12	1
2026	1	1	14		1
2026	1	1	15	99	1
2026	1	1	16	102	1
2026	1	1	17		1
2026	1	1	18		1
2026	1	1	19	145	1

Рис. 2.9. Частина таблиці MS Excel для трансверсійної групи Сайту 1. Пусті клітинки - лінійні еолові форми, для яких трансверсійний кут не вираховувався

Рік, місяць, день та година необхідні для правильного форматування даних, їх значення не мають ролі в подальших операціях. Оскільки швидкість вітру не можливо вирахувати за морфологією еолових форм, то при аналізі морфометричних даних в цьому стовпці проставлялось значення 1 (ролі в подальшому аналізі не грає), тоді ж як для даних з GCM вони є доступними.

Щодо даних з GCM (рис. 2.8) варто зазначити, що використовуючи лише точкові значення, було отримано лише 1 значення напрямку вітру та його швидкості. Однак, для правильного імпорту таблиці в WRPLOT необхідно було проставити декілька додаткових рядків. Оскільки значення однакові, то впливу на результат не було.

На базі цих даних, для кожного сайту були згенеровані 3 рози вітрів: одна за даними з GCM, одна за даними трансверсійної групи, та одна за даними

лінійної групи (для контрольного сайту 4 були згенеровані лише 2 рози, адже лінійні форми там відсутні).

2.2 Обмеження та лімітації дослідження

При інтерпретації результатів цього аналізу необхідно врахувати низку методологічних обмежень.

По-перше, процес векторизації (оцифрування) космічних знімків містить неусувний чинник суб'єктивності. Оскільки виділення гребенів дюн виконувалося вручну, присутній елемент людської похибки, який помітно посилюється в зонах складного зчленування еолових форм або в умовах низького контрасту альбедо підстильної поверхні.

По-друге, орбітальні знімки відображають статичний стан поверхні, який є результатом кумулятивних довготривалих процесів. Через відносно низьку сучасну мобільність великих еолових форм на Марсі [17], їхня морфологія може змінюватися значно повільніше, ніж метеорологічні чинники, які їх сформували. Відповідно, поточні параметри атмосфери з моделей циркуляції можуть не повністю корелювати з трендами рельєфу.

Окрему методологічну проблему становить використання гребенів як прямих індикаторів вітрового режиму. Якщо “чисті” форми (бархани або поздовжні дюни) чітко вказують на результуючі вектори, то перехідні типи (асиметричні або лінеаризовані бархани) відображають бімодальність вітрових потоків. Застосований у QGIS алгоритм розрахунку азимута за координатами початкової та кінцевої точок лінії (*start_point* та *end_point* у виразі *\$geometry*) спрощує реальну геометрію звивистого гребеня до прямої лінії. Через це, гребені, що є зміненими бімодальним вітров розмитом вказують на два вітрові потоки одночасно, вносячи похибку у фінальний результат. Наприклад, для асиметричного бархана на ділянці 2 (рис. 2.10) розрахунковий азимут гребеня в QGIS становить 112° , тоді як довга вісь цієї форми орієнтована в напрямку близько 90° , або навіть північніше.

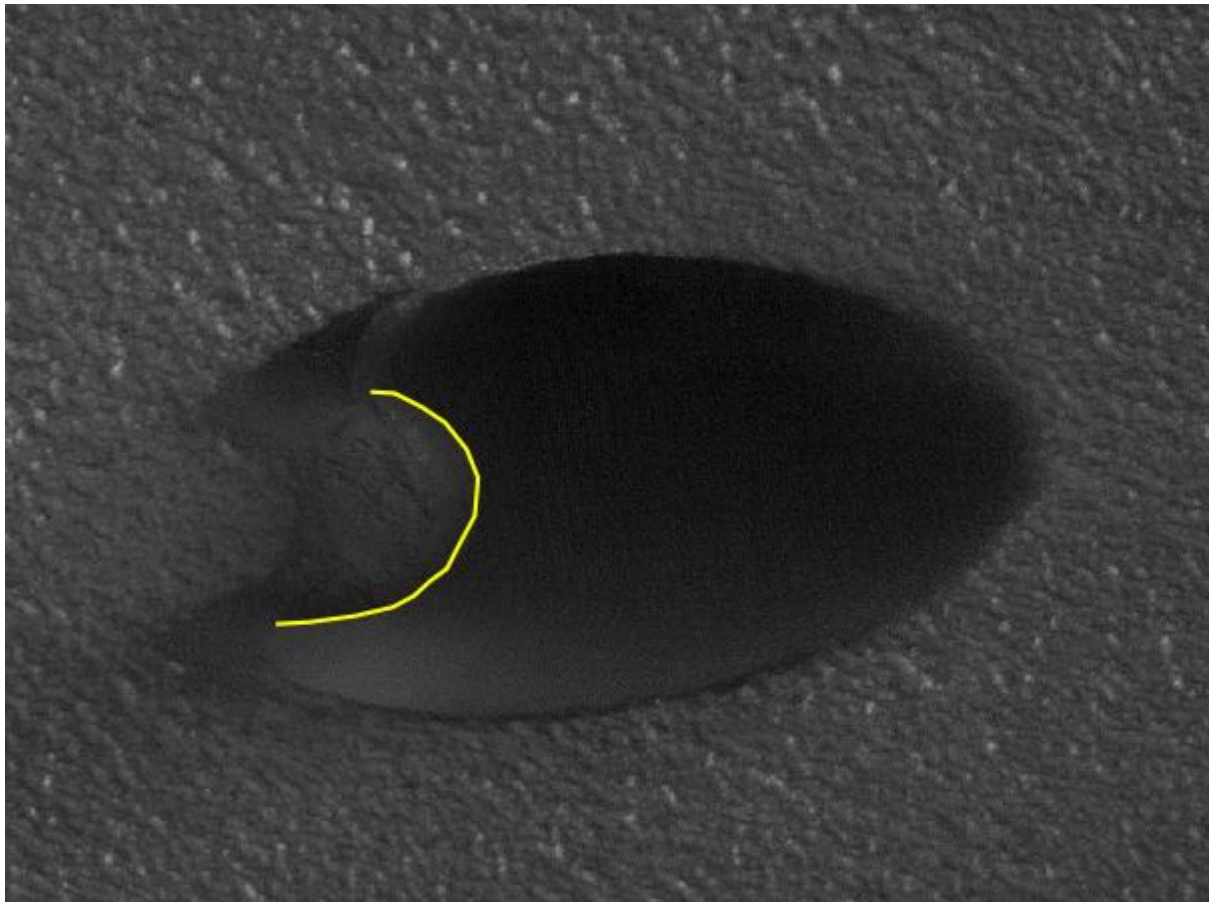


Рис. 2.10. Асиметричний бархан. Сайт 2. Знімок Hirise (ESP_044335_2650_RED) [33], отриманий з Mars ODE [38]

Для мінімізації цього спотворення та підвищення точності статистичного аналізу було проведено диференціацію змінених барханів на два типи: асиметричні (включені до трансверсивної групи) та лінеаризовані (віднесені до лінійної групи).

3. Просторово-геоморфологічні закономірності впливу топографії каньйону Chasma Boreale на формування еолових форм

3.1 Ділянка 1

Ділянка 1 розташована у найглибшій (осьовій) частині каньйону Chasma Boreale і являє собою локальний ерг, сформований переважно класичними барханами та їхніми дериватами (похідними формами). Серед модифікованих структур найчастіше зустрічаються лінеаризовані бархани та лінеаризовані барханоїдні пасма. У межах картографування на цій ділянці було векторизовано та класифіковано 72 еолові об'єкти (табл. 1, рис. 3.2).

Таблиця 1	
Всього видів	72
Барханів	36
Барханоїдних пасм	6
Асиметричних барханів	7
Лінеаризованих барханів	20
Поздовжніх дюн	3

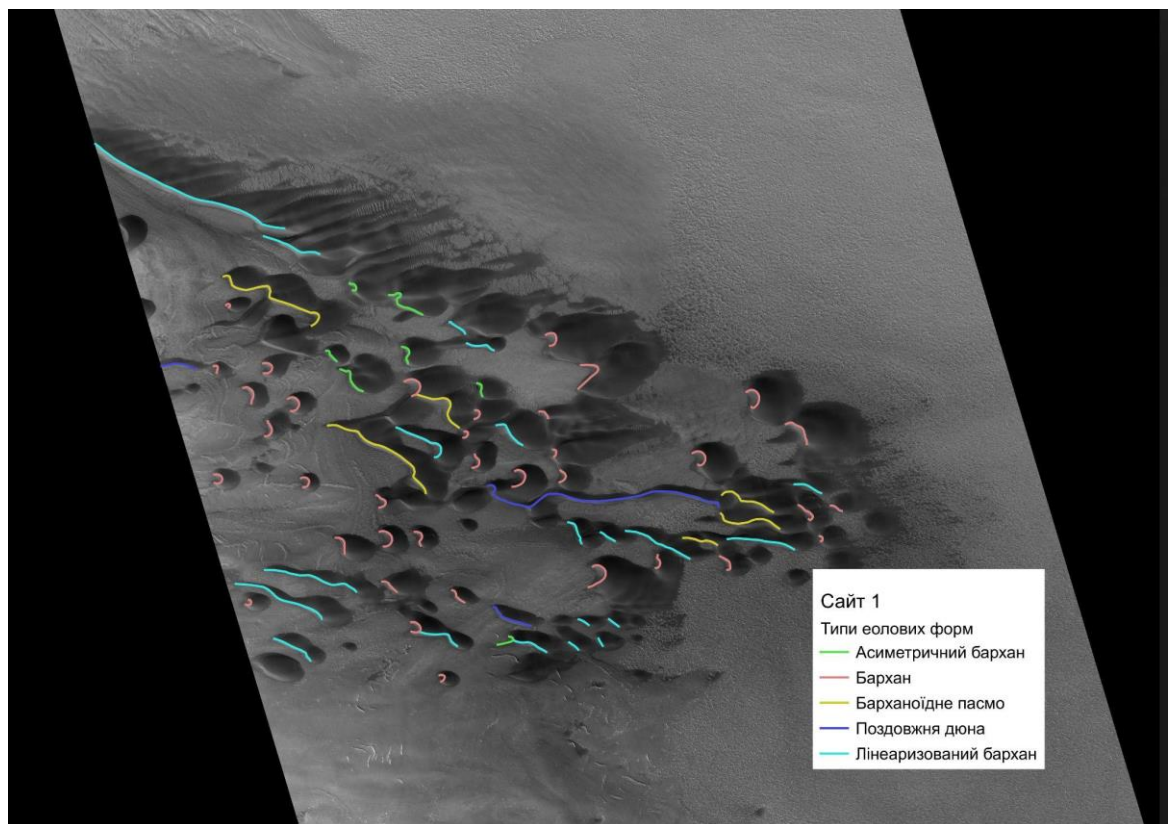


Рис. 3.1. Ділянка 1

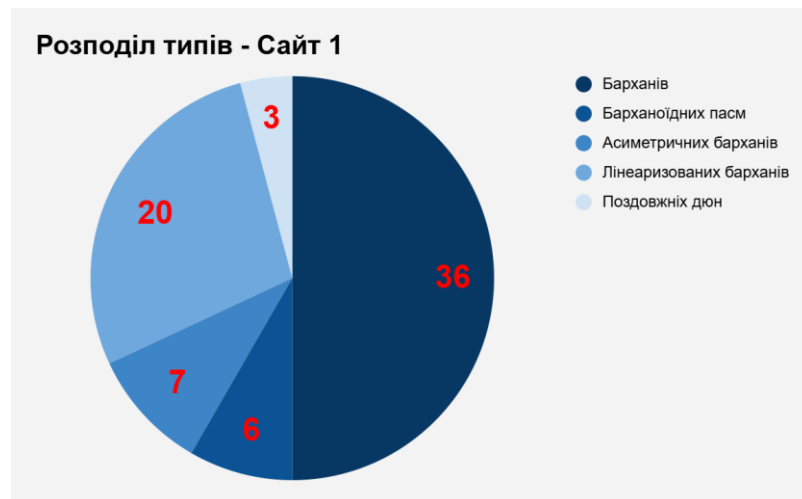


Рис. 3.2. Розподіл типів опрацьованих еолових форм на 1 ділянці

Аналіз просторової архітектури дюн фіксує бімодальний вітровий режим у цій локації. Орієнтація довгих осей більшості барханів вказує на північно-східний напрямок вітру. Водночас характер лінеаризації барханів та довгі осі поздовжніх дюн переважно орієнтовані на північний захід. Така динаміка, найімовірніше, є прямим геоморфологічним наслідком орографічної каналізації катабатичних вітрових потоків у звуженнях каньйону Chasma Boreale.

Морфометричні розрахунки, виконані за допомогою інструментів Field Calculator у QGIS, підтверджують цю гіпотезу. Після обробки просторових даних та розділення вибірки на групи були отримані такі середні значення результуючих векторів вітру:

- Для трансверсивної групи дюн напрямок становить 67° (що відображає первинний північно-східний тренд). Довжина результуючого вектора становить $R = 0,60$ за кутового відхилення $s^\circ = 25,47^\circ$, що вказує на стабільний і добре сформований північно-східний тренд переносу піску.

- Для лінійної групи дюн - 117° (що фіксує вторинний південно-східний вектор). Для цієї групи характерна аномально висока кутова концентрація: довжина результуючого вектора досягає $R = 0,88$, а кутове відхилення мінімізується до $s^\circ = 13,88^\circ$.

Водночас порівняльний аналіз із результатами глобального кліматичного моделювання виявив суттєву розбіжність: за даними Mars Climate Database, домінуючим вектором приземного вітру для цих координат є 27° , що не збігається з індикаторами морфометричного аналізу. Така невідповідність між макрокліматичною моделлю (27°) та емпіричними параметрами рельєфу (67° і 117°) чітко вказує на масштабний розрив: глобальна модель циркуляції (GCM) не здатна повноцінно врахувати мікро- та мезотопографічні ефекти каньйону.

Для детальнішого аналізу виявлених розбіжностей було проведено обробку та візуалізацію даних у середовищі WRPLOT View. Отримані результати представлено у вигляді трьох порівняльних роз вітрів (рис. 3.3).

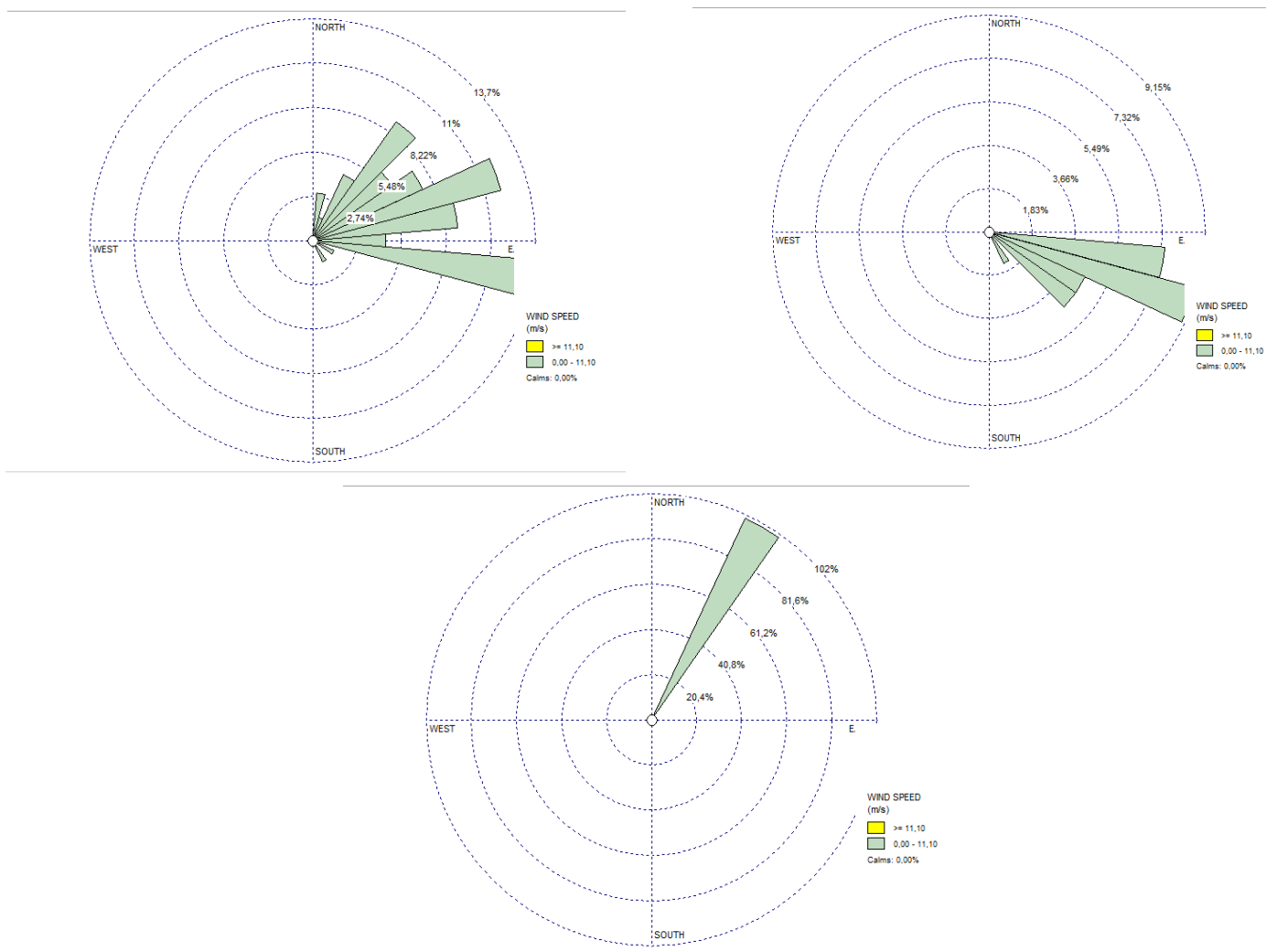


Рис. 3.3. Рози вітрів для Ділянки 1. Трансверсивна, лінійна групи (зверху), дані з GCM (знизу)

3.2 Ділянка 2

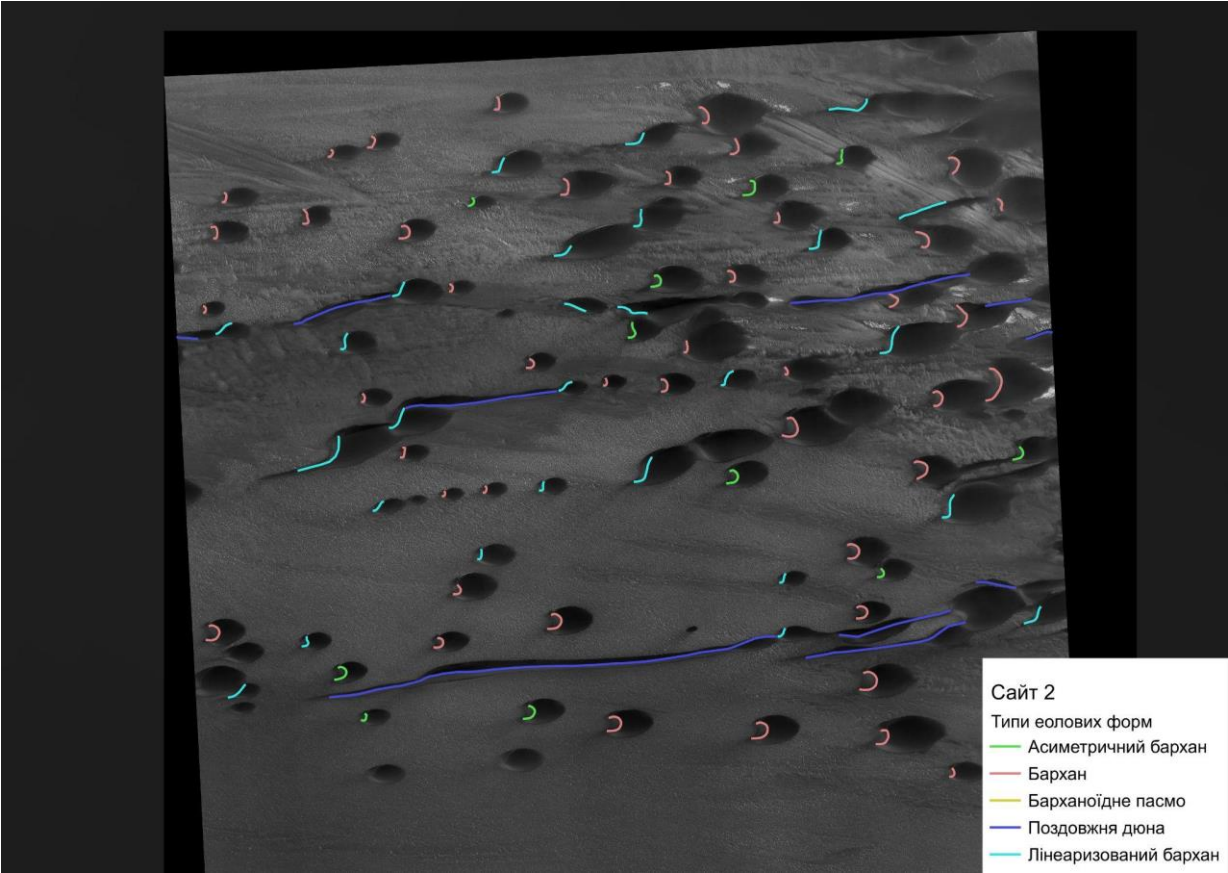


Рис. 3.4. Ділянка 2

Ділянка 2 (рис. 3.4) являє собою локальний ерг, сформований переважно класичними барханами та їхніми модифікаціями (рис. 3.5, табл. 2). Порівняно з попередньою локацією, тут спостерігається суттєве збільшення частки форм лінійної групи: векторизовано 10 поздовжніх дюн та 27 лінеаризованих барханів. Просторова

дистрибуція рельєфу вказує на те, що поздовжні дюни просторово приурочені до трансверсивних форм і генетично відгалужуються безпосередньо від них. Це свідчить про їхній ультралокальний характер формування, за якого повітряні потоки, обтікаючи великі трансверсивні тіла, створюють мікротопографічний бімодальний режим.

Таблиця 2	
Всього видів	91
Барханів	43
Барханоїдних пасм	0
Асиметричних барханів	11
Лінеаризованих барханів	27
Поздовжніх дюн	10

Загалом просторова орієнтація переважної більшості еолових структур на цій ділянці вказує на східний та східно-північно-східний напрямки переносу піску. При цьому ознаки регіональної бімодальності вітрового режиму, які були чітко виражені на ділянці 1, у цій локації відсутні.

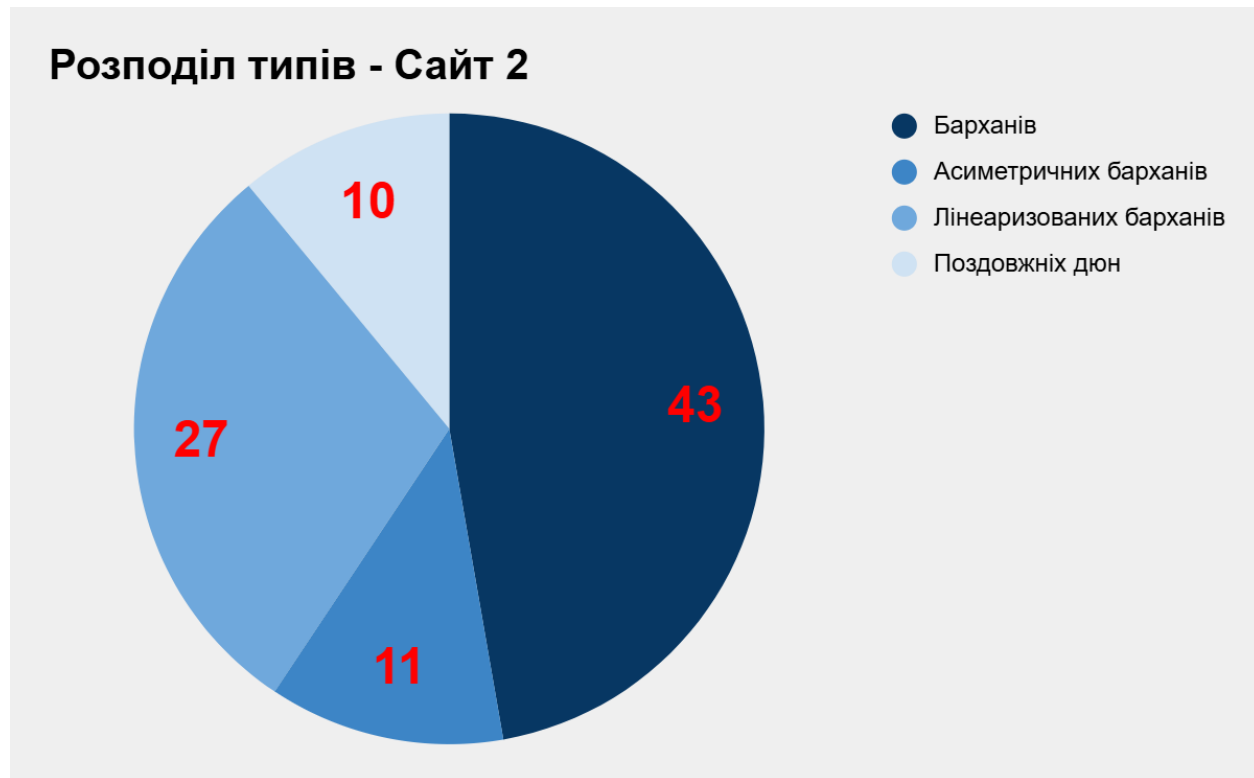


Рис. 3.5. Розподіл типів опрацьованих еолових форм на 2 ділянці

Морфометричні розрахунки, виконані за допомогою інструментів Field Calculator у QGIS та опрацьовані в Google Таблицях, зафіксували такі показники для виділених генетичних груп рельєфу:

- Трансверсивна група дюн відображає результуючий напрямок вітру 100° . Довжина результуючого вектора становить $R = 0,92$ за вкрай низького кутового відхилення $s^\circ = 11,34^\circ$.
- Лінійна група дюн вказує на середній азимут вітрового потоку 55° . Довжина результуючого вектора для цієї групи становить $R = 0,63$, а кутове відхилення - $s^\circ = 24,53^\circ$.

Виходячи з отриманих розрахунків, можна стверджувати, що трансверсивна група сформована катабатичними вітрами, які зазнали максимальної орографічної каналізації вздовж осі Chasma Boreale. На відміну від ділянки 1, де ефект каналізації стінами каньйону відігравав вторинну роль, на ділянці 2 цей чинник трансформується в основний вектор сучасного перенесення піску.

Натомість лінійна група, імовірно, формується внаслідок перебудови та видовження крил трансверсивних барханів під дією прямих катабатичних потоків, що сходять безпосередньо з Північної полярної шапки.

При зіставленні морфометричних даних із даними глобального моделювання знову спостерігається масштабний розрив: за розрахунками бази Mars Climate Database (MCD v6.1), основним приземним вектором вітру для цієї території є азимут 38° . Для детальнішого аналізу природи виявлених кутових невідповідностей отримані дані були імпортовані та опрацьовані у програмі WRPLOT View (рис. 3.6).

Детальний аналіз згенерованих діаграм дозволив розкрити фізичну природу розбіжностей між емпіричними даними та теоретичною моделлю. Зокрема, роза вітрів для лінійної групи еолових форм фіксує внутрішню бімодальність вітрового режиму, що формує їх та є повністю відсутньою в усереднених розрахунках. На діаграмі чітко диференціюються два панівні кутові максимуми:

1. Північно-східний вектор: демонструє високий ступінь збіжності з регіональними макрокліматичними розрахунками бази даних MCD (панівний тренд у районі 27°).
2. Східний вектор: виступає прямим індикатором орографічно каналізованих повітряних потоків, що рухаються безпосередньо вздовж каньйону Chasma Boreale.

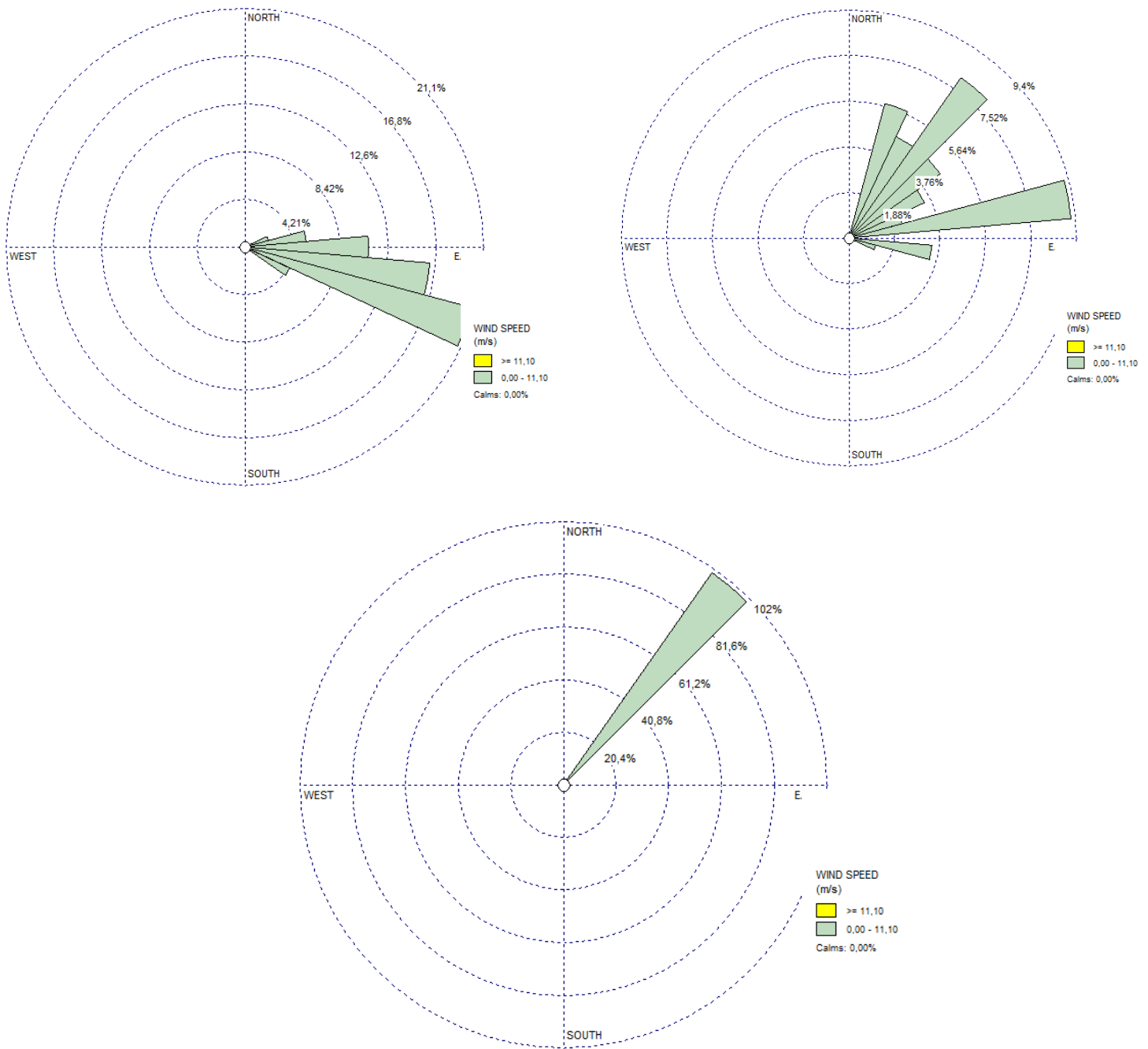


Рис. 3.6. Рози вітрів для Ділянки 2. Трансверсивна, лінійна групи (зверху), дані з GCM (знизу)

Така кутова архітектура пояснює проміжне математичне значення середнього азимута лінійної групи (55°), який є усередненим значенням двох різноспрямованих вітрових систем. Водночас, відсутність східного потоку (100°) на діаграмах моделі MCD свідчить про те, що ефект приземного впливу каньйону повністю нівелюється великим кроком розрахункової сітки GCM.

3.3 Ділянка 3

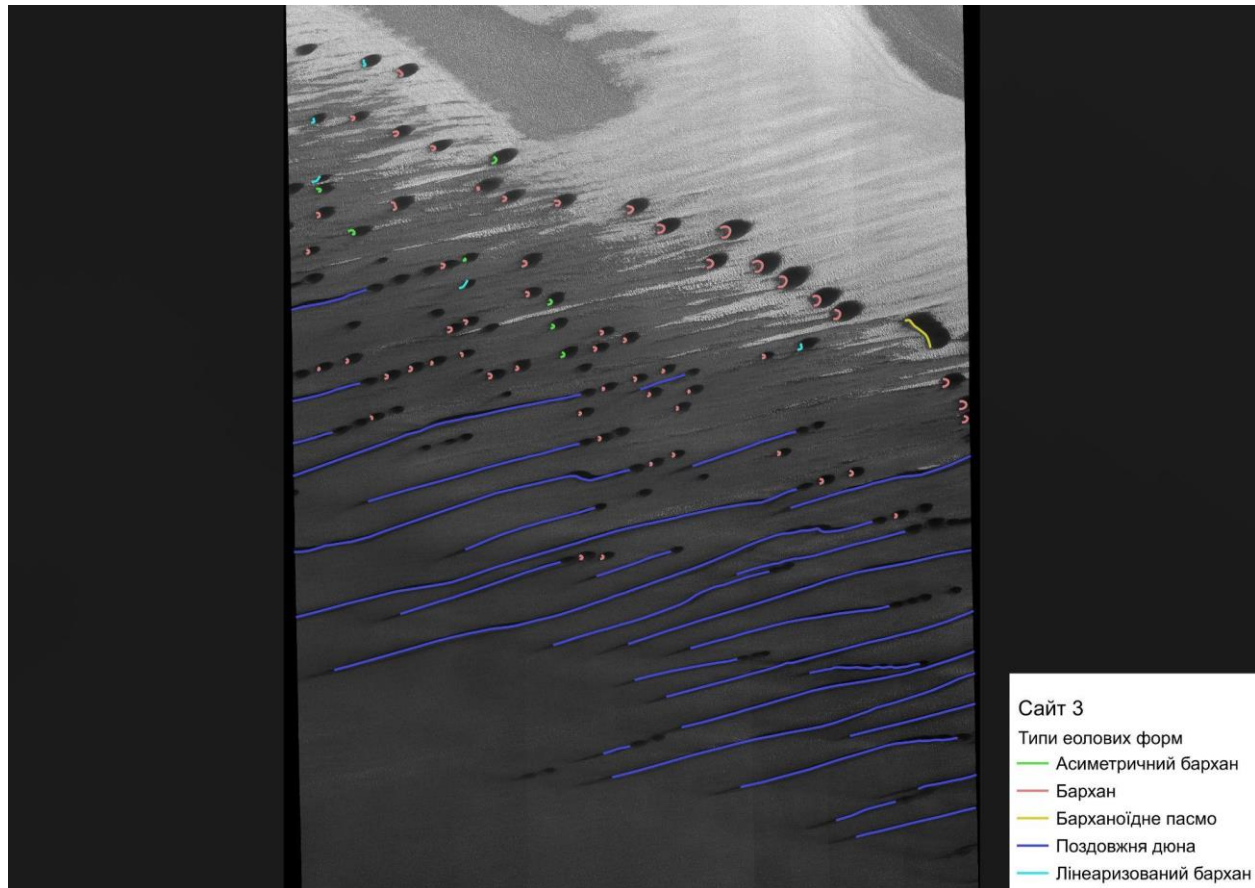


Рис. 3.7. Ділянка 3

Ділянка 3 являє собою дюнне поле, сформоване переважно класичними барханами та поздовжніми дюнами, за мінімальної присутності перехідних або сильно модифікованих типів (рис. 3.7). У межах мофрометричного аналізу на цій ділянці було векторизовано 97 еолових об'єктів (табл. 3, рис. 3.8).

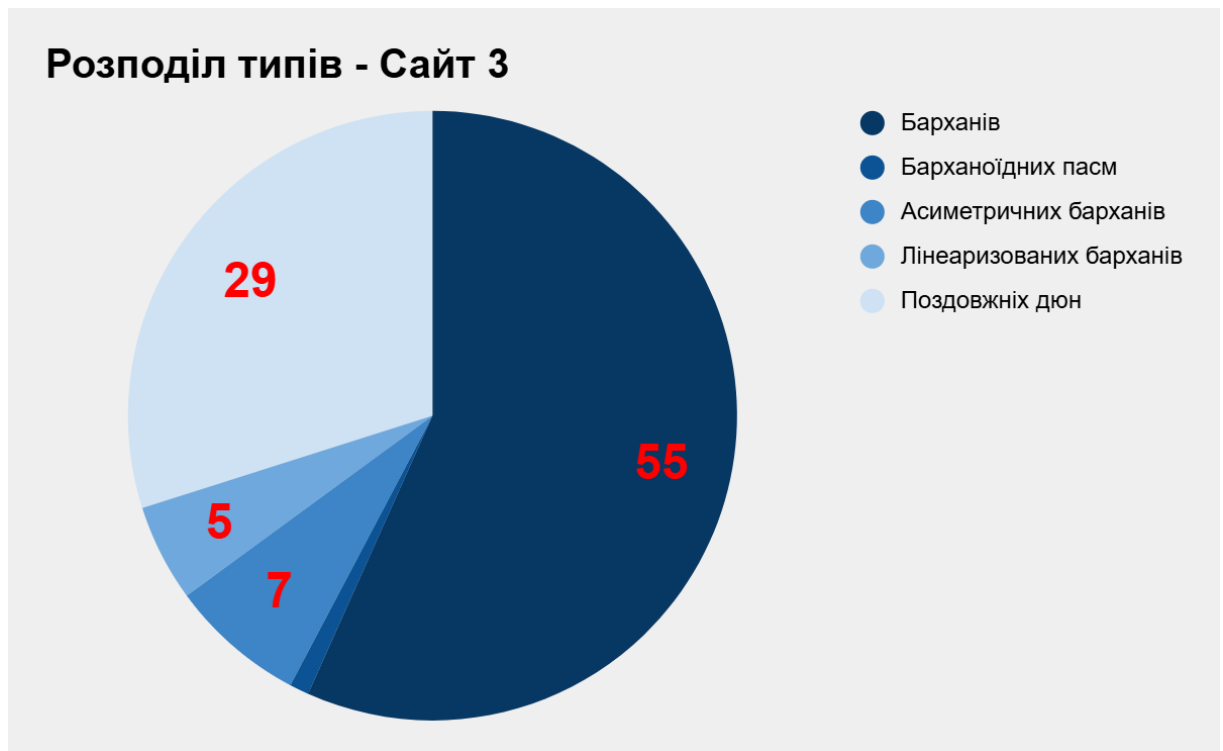


Рис. 3.8. Розподіл типів опрацьованих еолових форм на 3 ділянці

На цій ділянці чітко простежується просторове приурочення поздовжніх дюн до трансверсивних форм. Загалом просторова орієнтація більшості еолових структур (як трансверсивної, так і лінійної груп) чітко вказує на панівний північно-східний напрямок перенесення піску. При цьому вкрай низька частка перехідних форм є індикатором унімодальності місцевого вітрового режиму.

Таблиця 3	
Всього видів	97
Барханів	55
Барханоїдних пасм	1
Асиметричних барханів	7
Лінеаризованих барханів	5
Поздовжніх дюн	29

Морфометричний аналіз у середовищі QGIS Field Calculator та Google Таблицях підтвердив гіпотезу про унімодальність динамічних процесів у цій локації:

- Трансверсивна група дюн відображає результуючий напрямок вітру 88° . Довжина результуючого вектора становить $R = 0,86$, кутове відхилення $s^\circ = 15,01^\circ$.

- Лінійна група дюн вказує на середній азимут потоку 72° . $R = 0,97$, $s^\circ = 6,90^\circ$.

При зіставленні отриманих індикаторів із даними чисельного моделювання з бази Mars Climate Database (MCD v6.1) зафіксовано, що теоретичний вектор приземного вітру для цих координат становить 51° . Таким чином, кутова розбіжність ($\Delta\theta$) між емпіричним вектором лінійної групи та розрахунками моделі дорівнює $21,22^\circ$.

Цей показник кутової незбіжності є значно меншим, ніж на ділянці 1 ($\Delta\theta = 39,54^\circ$ для трансверсивної групи), і демонструє високу конвергенцію результатів, подібну до показників ділянки 2 ($\Delta\theta = 17,19^\circ$). Модель GCM краще узгоджується з топографією каньйону Chasma Boreale на цих ділянках на його периферії, ніж у його глибокій осьовій зоні (ділянка 1).

Для детальнішого аналізу отримані дані були імпортовані в програму WRPLOT View (рис. 3.9)

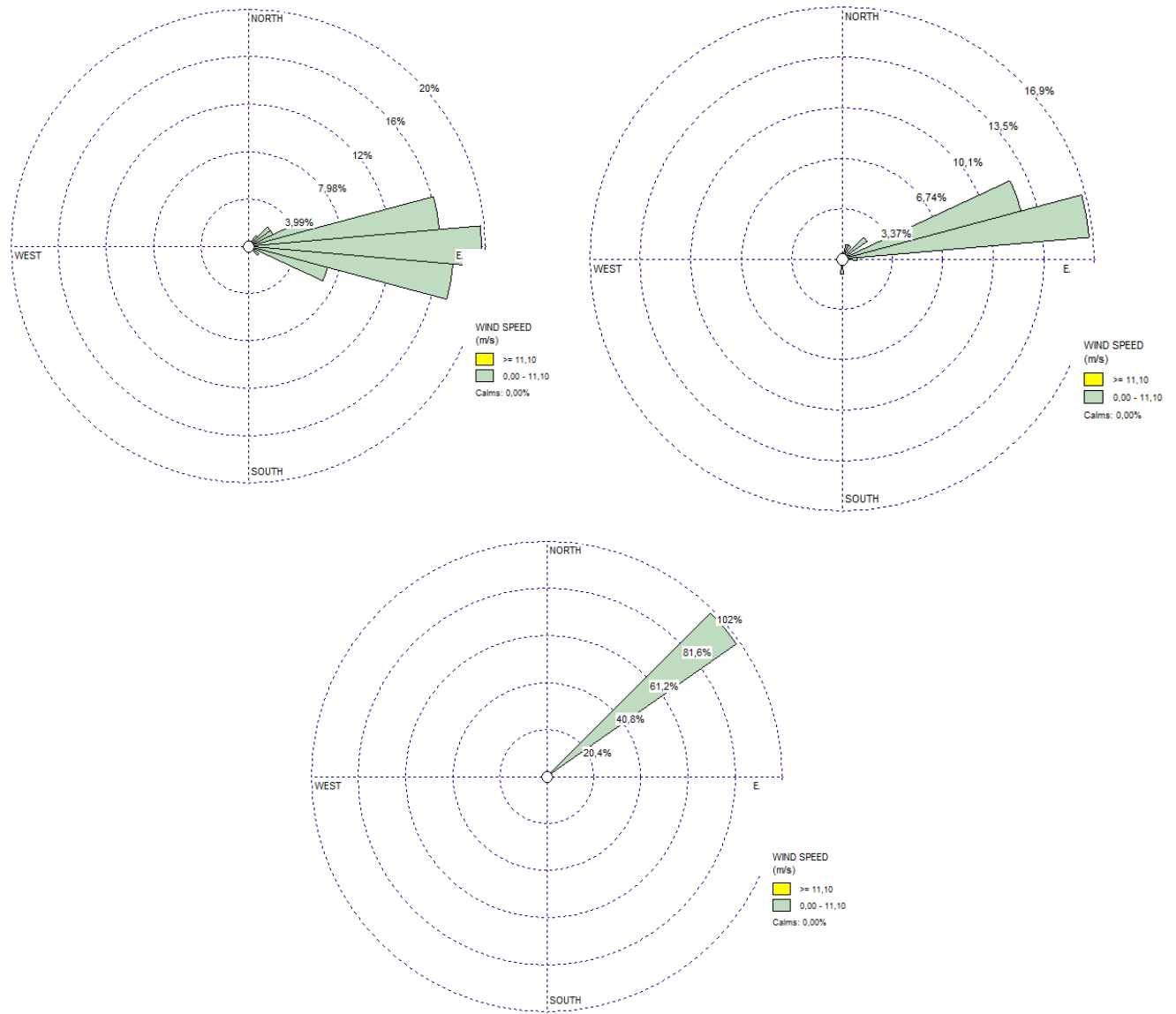


Рис. 3.9. Рози вітрів для Ділянки 3. Трансверсивна, лінійна групи
(зверху), дані з GCM (знизу)

3.4 Ділянка 4

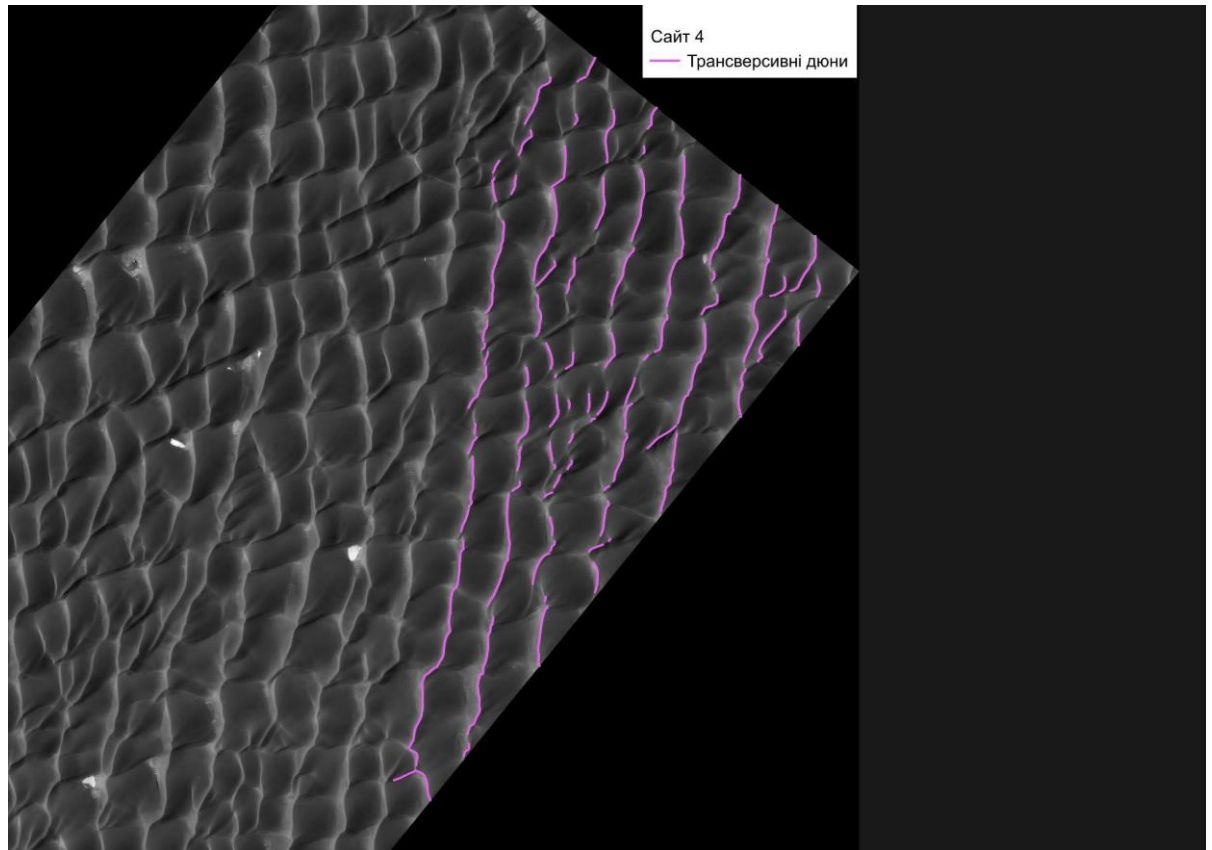


Рис. 3.10. Ділянка 4

На відміну від попередніх локацій, розташованих усередині каньйону Chasma Boreale, ділянка 4 (рис. 3.10) приурочена до відкритого піщаного масиву. Вона являє собою повноцінний розвинений ерг, складений класичними трансверсивними пасмами. У межах цієї території чітко простежується дворівнева ієрархія рельєфу: виражені як великі первинні пасма, так і дрібніші вторинні гребені, розташовані майже перпендикулярно до первинних. Оскільки ця ділянка виступає у дослідженні як контрольна група для фіксації неспотворених макротопографією процесів, вторинні гребені не векторизувалися. Загалом у межах локації було оцифровано 96 об'єктів трансверсивної групи.

Просторова архітектура та морфологія первинних гребенів свідчать про домінування унімодального східного вектора еолового переносу.

Інструментальні розрахунки у середовищі QGIS та Google Таблиць зафіксували такі чисельні показники:

- Результуючий напрямок панівного вітрового потоку становить 107° .
- $R = 0,83$, $s^\circ = 16,79^\circ$.

Отримані емпіричні дані демонструють найвищий рівень збіжності з теоретичними розрахунками глобальної циркуляції атмосфери серед усіх чотирьох об'єктів дослідження. За даними бази MCD, приземний вектор вітру для цих координат становить $98,41^\circ$. Таким чином, чиста кутова розбіжність між геоморфологічними індикаторами та чистою моделлю мінімізується $\Delta\theta=9,02^\circ$.

Така мінімальна незбіжність є принципово важливою для загальної методологічної верифікації роботи. Вона доводить, що за умов відсутності орографічних бар'єрів дані GCM здатні реконструювати реальні параметри приземного вітру. Відповідно, суттєві кутові розбіжності, зафіксовані на ділянках 1, 2, та 3, зумовлені локальними ефектами топографічної каналізації потоків у межах каньйону Chasma Boreale.

Для фінальної порівняльної візуалізації, отримані дані були імпортовані до ПЗ WRPLOT View (рис. 3.11).

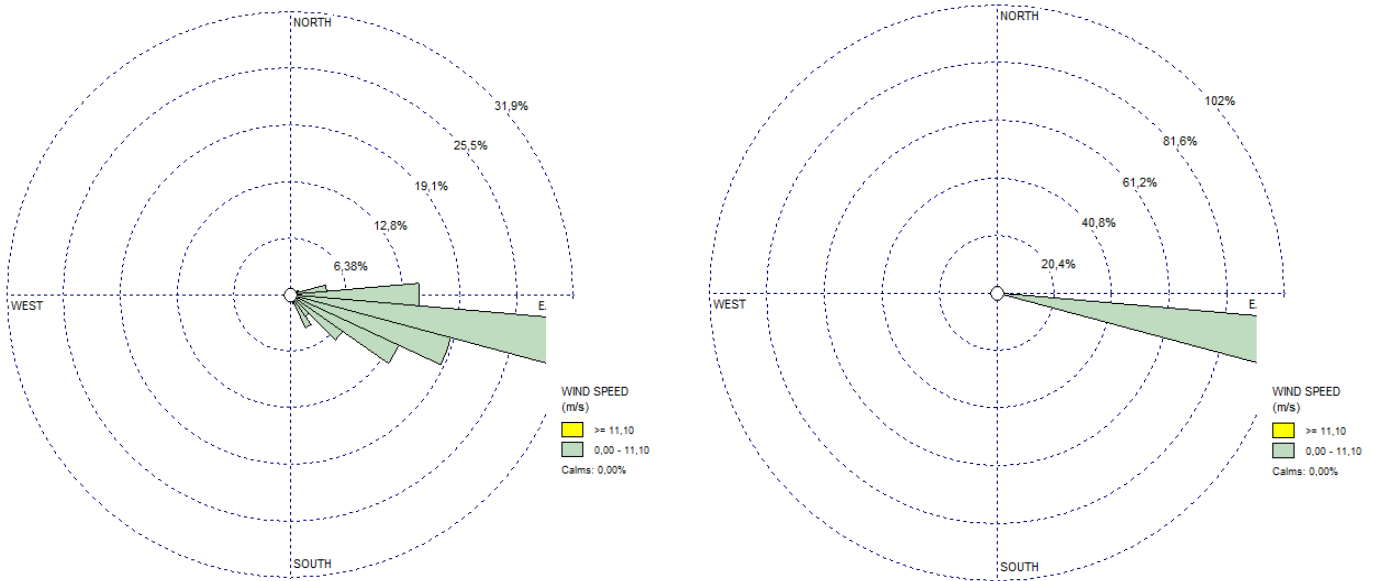


Рис. 3.11. Рози вітрів для Ділянки 4. Трансверсивна - ліворуч; дані з GCM - праворуч

3.5 Висновки

На основі інтегрованого морфометричного аналізу просторової архітектури 356 оцифрованих еолових об'єктів та їхнього зіставлення з чисельними розрахунками бази даних Mars Climate Database (MCD v6.1) у програмному комплексі WRPLOT View сформульовано такі наукові висновки:

1. Порівняльний аналіз трьох ділянок усередині каньйону Chasma Boreale та контрольної локації довів, що макротопографія полярного рельєфу Марса є важливим чинником перебудови приземного вітрового режиму. Стіни каньйону функціонують як потужний аеродинамічний коридор, що деформує та каналізує регіональні повітряні маси. Екстремальний прояв цього чинника зафіксовано на ділянці 1 (осьова частина), де кутова розбіжність між трансверсивною групою дюн та моделлю MCD досягає аномальних $39,54^\circ$. На ділянках 2 та 3 інтенсивність розбіжностей для лінійних форм знижується до $17,19^\circ$ та $21,22^\circ$ відповідно, відображаючи вихід потоків із глибокої зони вловлювання.

2. Аналіз ділянки 4 продемонстрував мінімальну кутову розбіжність між морфометрією дюн (107°) та розрахунками моделі MCD ($98,41^\circ$), яка становить $9,02^\circ$. Цей результат має принципове методологічне значення для роботи, адже доводить, що еолові форми рівнинних регіонів формуються відповідно до великих кліматичних моделювань, а похибки на перших трьох ділянках зумовлені топографічним спотворенням потоків усередині каньйону.

3. Завдяки морфометричному аналізу виявлено та кількісно підтверджено бімодальність вітрового режиму в межах ділянок 1 та 2.

ВИСНОВКИ

У роботі проведено комплексне геоморфологічне дослідження трансформації приземного вітрового режиму під впливом макротопографії полярного рельєфу Марса. На основі інтегрованого морфометричного аналізу просторової архітектури 356 оцифрованих еолових об'єктів та їхнього порівняльного зіставлення з прогностичними розрахунками глобальної кліматичної моделі Mars Climate Database (MCD v6.1), сформульовано такі наукові висновки:

1. Досліджено планетарні та регіональні особливості еолового середовища Planum Boreum. Встановлено, що місцева динаміка рельєфу розвивається в режимі насичення уламковим матеріалом, де головним джерелом живлення дюн виступає темний мафічний Базальний комплекс, що оголюється в уступах. Сучасний морфогенез визначається синергією стабільного антициклонального східного переносу та високошвидкісних імпульсних катабатичних вітрів, інтенсивність яких посилюється сезонними циклами сублімації CO₂-інею та формуванням дюнних ніш.

2. Розроблено та успішно апробовано алгоритми автоматизованого розрахунку аксіальних азимутів у середовищі QGIS Field Calculator. Впровадження операцій нормалізації кутів до діапазону 0–180° дозволило нівелювати похибки спрямованості ліній при ручній векторизації гребенів. Диференціація вибірки на трансверсивну та лінійну групи забезпечила коректну конвертацію отриманих даних в кутові вектори напрямку вітру.

3. Доведено, що глибокий макрорельєф каньйону Chasma Boreale виступає домінантним чинником перебудови приземних повітряних потоків. Його стіни функціонують як потужний аеродинамічний коридор, що деформує та каналізує вітрові маси вздовж своєї геометричної осі. Інтенсивність цього явища є максимальною в осьовій, найглибшій частині каньйону (ділянка 1), де зафіксовано найвищі відхилення, і закономірно знижується на ділянках 2 та 3 по мірі наближення до вихідного гирла і виходу потоків із зони топографічного вловлювання.

4. Зіставлення отриманих векторів напрямку руху з теоретичними даними бази MCD продемонструвало наявність системного масштабного розриву у прогностичних моделях GCM. Через грубу розрахункову сітку глобальна модель ігнорує приземні топографію.

5. Аналіз відкритого масиву полярного ергу (ділянка 4) зафіксував мінімальну кутову розбіжність із прогностичним вектором моделі MCD. Цей результат є принциповим для методологічної верифікації всієї роботи: він експериментально підтверджує, що модель MCD сама по собі є високоточною і адекватно відтворює фонову планетарну циркуляцію, а всі великі похибки на перших трьох ділянках зумовлені топографічним чинником каньйону.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. R. Greeley, N. Lancaster, S. Lee, і P. Thomas, «Martian aeolian processes, sediments, and features», *Mars*, лют. 1992.
2. M. Carr, *The Surface of Mars*. у Cambridge Planetary Science. Cambridge University Press, 2006.
3. K. Smith, C. J. Fearnley, I. Kelman, D. P. Dixon, і D. K. Bird, *Environmental hazards: assessing risk and reducing disaster*, Seventh edition. London ; New York, NY: Routledge, 2024.
4. D. Tirsch, R. A. Craddock, T. Platz, A. Maturilli, J. Helbert, і R. Jaumann, «Spectral and petrologic analyses of basaltic sands in Ka'u Desert (Hawaii) – implications for the dark dunes on Mars», *Earth Surf. Process. Landf.*, т. 37, вип. 4, С. 434—448, безпез. 2012, doi: 10.1002/esp.2266.
5. P. R. Christensen *та ін.*, «Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: Investigation description and surface science results», *J. Geophys. Res. Planets*, т. 106, вип. E10, С. 23823—23871, 2001, doi: 10.1029/2000JE001370.
6. S. Murchie *та ін.*, «Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO)», *J. Geophys. Res. Planets*, т. 112, вип. E5, С. 2006JE002682, трав. 2007, doi: 10.1029/2006JE002682.
7. M. G. A. Lapotre і E. B. Rampe, «Curiosity's Investigation of the Bagnold Dunes, Gale Crater: Overview of the Two-Phase Scientific Campaign and Introduction to the Special Collection», *Geophys. Res. Lett.*, т. 45, вип. 19, жовт. 2018, doi: 10.1029/2018GL079032.
8. M. G. A. Lapotre *та ін.*, «Compositional variations in sands of the Bagnold Dunes, Gale crater, Mars, from visible-shortwave infrared spectroscopy and comparison with ground truth from the Curiosity rover», *J. Geophys. Res. Planets*, т. 122, вип. 12, С. 2489—2509, груд. 2017, doi: 10.1002/2016JE005133.
9. D. Tirsch, «Dark dunes on Mars. Analyses on Origin, Morphology, and Mineralogical Composition of the Dark Material in Martian Craters», 2008.
10. J. F. Kok, E. J. R. Parteli, T. I. Michaels, і D. B. Karam, «The physics of wind-blown sand and dust», *Rep. Prog. Phys.*, т. 75, вип. 10, С. 106901, жовт. 2012, doi: 10.1088/0034-4885/75/10/106901.
11. R. Greeley і J. D. Iversen, *Wind as a geological process: on Earth, Mars, Venus, and Titan*. у Cambridge planetary science series. Cambridge [Cambridgeshire] ; New York: Cambridge University Press, 1985.
12. R. A. Bagnold, *The physics of blown sand and desert dunes*. Mineola, NY: Dover Publ, 2005.

13. Y. Shao i H. Lu, «A simple expression for wind erosion threshold friction velocity», *J. Geophys. Res. Atmospheres*, т. 105, вып. D17, С. 22437—22443, верес. 2000, doi: 10.1029/2000JD900304.
14. J. D. Iversen i B. R. White, «Saltation threshold on Earth, Mars and Venus», *Sedimentology*, т. 29, вып. 1, С. 111—119, лют. 1982, doi: 10.1111/j.1365-3091.1982.tb01713.x.
15. A. Warren i I. Livingstone, Ред., *Aeolian geomorphology: a new introduction*. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons, Inc, 2019. doi: 10.1002/9781118945650.
16. M. Chojnacki, M. E. Banks, L. K. Fenton, i A. C. Urso, «Boundary condition controls on the high-sand-flux regions of Mars», *Geology*, т. 47, вып. 5, С. 427—430, трав. 2019, doi: 10.1130/G45793.1.
17. N. Bridges, P. Geissler, S. Silvestro, i M. Banks, «Bedform migration on Mars: Current results and future plans», *Aeolian Res.*, т. 9, С. 133—151, чер. 2013, doi: 10.1016/j.aeolia.2013.02.004.
18. S. Diniega *та ін.*, «Modern Mars' geomorphological activity, driven by wind, frost, and gravity», *Geomorphology*, т. 380, С. 107627, трав. 2021, doi: 10.1016/j.geomorph.2021.107627.
19. S. Diniega *та ін.*, «Dune-slope activity due to frost and wind throughout the north polar erg, Mars», *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, т. 467, вып. 1, С. 95—114, січ. 2019, doi: 10.1144/SP467.6.
20. K. S. Edgett i P. R. Christensen, «The particle size of Martian aeolian dunes», *J. Geophys. Res. Planets*, т. 96, вып. E5, С. 22765—22776, груд. 1991, doi: 10.1029/91JE02412.
21. C. M. Weitz *та ін.*, «Sand Grain Sizes and Shapes in Eolian Bedforms at Gale Crater, Mars», *Geophys. Res. Lett.*, т. 45, вып. 18, С. 9471—9479, верес. 2018, doi: 10.1029/2018GL078972.
22. M. Chojnacki, D. A. Vaz, S. Silvestro, i D. C. A. Silva, «Widespread Megaripple Activity Across the North Polar Ergs of Mars», *J. Geophys. Res. Planets*, т. 126, вып. 12, С. e2021JE006970, груд. 2021, doi: 10.1029/2021je006970.
23. «Meter-scale ripples on Mars change in size according to atmospheric density», Planetary Geomorphology Image of the Month. Дата звернення: 2026. 18 трав. [URL]. Доступний у: <https://planetarygeomorphology.wordpress.com/2023/09/01/meter-scale-ripples-on-mars-change-in-size-according-to-atmospheric-density/>
24. «HiRISE | Field of Transverse Aeolian Ridges in Proctor Crater (ESP_024449_1320)». Дата звернення: 2026. 18 трав. [URL]. Доступний у: https://www.uahirise.org/ESP_024449_1320

25. R. A. Craddock, «Aeolian processes on the terrestrial planets: Recent observations and future focus», *Prog. Phys. Geogr. Earth Environ.*, т. 36, вип. 1, С. 110—124, лют. 2012, doi: 10.1177/0309133311425399.
26. «HiRISE | Disappearing Dunes (PSP_007726_2565)». Дата звернення: 2026. 18 трав. [URL]. Доступний у: https://www.uahirise.org/PSP_007726_2565
27. «HiRISE | Linear Dunes (ESP_024855_2580)». Дата звернення: 2026. 18 трав. [URL]. Доступний у: https://www.uahirise.org/ESP_024855_2580
28. M. E. Banks *та ін.*, «Patterns in Mobility and Modification of Middle- and High-Latitude Southern Hemisphere Dunes on Mars», *J. Geophys. Res. Planets*, т. 123, вип. 12, С. 3205—3219, груд. 2018, doi: 10.1029/2018JE005747.
29. S. Nerozzi, M. R. Ortiz, і J. W. Holt, «The north polar basal unit of Mars: An Amazonian record of surface processes and climate events», *Icarus*, т. 373, С. 114716, лют. 2022, doi: 10.1016/j.icarus.2021.114716.
30. R. C. Ewing, A.-P. B. Peyret, G. Kocurek, і M. Bourke, «Dune field pattern formation and recent transporting winds in the Olympia Undae Dune Field, north polar region of Mars», *J. Geophys. Res. Planets*, т. 115, вип. E8, 2010, doi: 10.1029/2009JE003526.
31. C. J. Hansen *та ін.*, «Seasonal Erosion and Restoration of Mars' Northern Polar Dunes», *Science*, т. 331, вип. 6017, С. 575—578, лют. 2011, doi: 10.1126/science.1197636.
32. A. S. McEwen *та ін.*, «Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE)», *J. Geophys. Res. Planets*, т. 112, вип. E5, С. 2005JE002605, трав. 2007, doi: 10.1029/2005JE002605.
33. Rodney Heyd і Alfred McEwen, «MRO HiRISE Raw and Processed Data Bundle», *NASA Planetary Data System*. doi: 10.17189/23YC-TD10.
34. E. Millour *та ін.*, «The Mars Climate Database, MCD version 6.» Дата звернення: 2026. 14 трав. [URL]. Доступний у: <https://meetingorganizer.copernicus.org/EPSC2024/EPSC2024-516.html>
35. F. Forget *та ін.*, «Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km», *J. Geophys. Res. Planets*, т. 104, вип. E10, С. 24155—24175, жовт. 1999, doi: 10.1029/1999JE001025.
36. GREGORY NEUMANN, MARIA ZUBER, і DAVID E. SMITH, «MOLA MISSION EXPERIMENT GRIDDED DATA RECORD». *NASA Planetary Data System*. doi: 10.17189/1519460.
37. D. E. Smith *та ін.*, «Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars», *J. Geophys. Res. Planets*, т. 106, вип. E10, С. 23689—23722, жовт. 2001, doi: 10.1029/2000JE001364.
38. J. Wang, K. J. Bennet, D. M. Scholes, S. Slavney, E. A. Guinness, і R. E. Arvidson, «SEARCHABLE OBSERVATION DATA IN PDS'S ORBITAL DATA

EXPLORER», представлений у 42nd Lunar and Planetary Science Conference (2011), [URL]. Доступний у:
<https://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2011/pdf/1896.pdf>

39. S. Fryberger, «Dune forms and wind regime», у *A study of Global Sand Seas*, 1979, С. 137—169.