

УДК 911.2

Давидов О.В.,  
кандидат географічних наук, доцент,  
доцент кафедри екології та географії  
Херсонський державний університет

Котовський І.М.,  
кандидат географічних наук, доцент,  
доцент кафедри туризму  
Херсонський державний університет

Ціомашко О.В.,  
асистент кафедри екології та географії  
Херсонський державний університет

Герасимчук А.М.,  
студентка IV курсу  
Херсонський державний університет

## АНАЛІЗ МОРФОГЕНЕТИЧНИХ ОСОБЛИВОСТЕЙ КОСИ-ОСТРОВА ДЖАРИЛГАЧ

У статті проаналізовано особливості морфогенезису найбільшої в межах Чорного моря морської акумулятивної форми – коси-острова Джарилгач. Морфогенетичні особливості зумовлені взаємодією тектонічного і гідрогенного факторів, які впливали та впливають на характер літодинамічних процесів, зумовлюючи загальноморфологічні та динамічні риси відповідної акумулятивної форми. Визначено роль ендегенного фактору в еволюції коси-острова Джарилгач.

**Ключові слова:** акумулятивні форми, прогин, розломи, багатолітні коливання рівня, вітрові коливання рівня, літодинамічні системи, вздовжберегові потоки.

В статье проанализированы особенности морфогенезиса самой крупной в пределах Черного моря морской аккумулятивной формы – косы-острова Джарылгач. Морфогенетические особенности обусловлены взаимодействием тектонического и гидрогенного факторов, которые влияли и влияют на характер литодинамических процессов, что формирует общеморфологические и динамические особенности этой аккумулятивной формы. Определена роль эндогенного фактора в эволюции косы-острова Джарылгач.

**Ключевые слова:** аккумулятивные формы, прогиб, разломы, многолетние колебания уровня, ветровые колебания уровня, литодинамические системы, вдольбереговые потоки.

### Davydov O.V., Kotovskyi I.M., Tsiomashko O.V., Herasymchuk A.M. ANALYSIS OF MORPHOGENETIC FEATURES OF SPIT-ISLAND DZHARYLGACH

The article deals with the morphogenetic features of the marine accumulative form of the spit-island Dzharylgach in the Black Sea. Morphogenetic features are caused by the interaction between tectonic and hydrogenogenic factors that influenced and influence the character of lithodynamic processes, which in turn determine the general morphological and dynamic features of this accumulative form. The role of endogenous factor in spit-island Dzharylgach evolution is determined.

**Key words:** accumulative forms, deflection, faults, perennial level fluctuations, wind level fluctuations, lithodynamic systems, alongshore currents.

**Постановка проблеми.** Коса-острів Джарилгач є найбільшою в межах Чорного моря морською акумулятивною формою, що має певні морфогенетичні особливості, зумовлені взаємодією тектонічного і гідрогенного факторів, які впливали та впливають на характер літодинамічних процесів, зумовлюючи загаль-

номорфологічні та динамічні риси відповідної акумулятивної форми.

Аналіз спеціалізованих літературних джерел [2; 4; 5; 6; 7; 8] свідчить, що генезис акумулятивних форм північно-західної частини Чорного моря зумовлений виключно екзогенними факторами, в той час як значення



ендогенних факторів практично не висвітлюється. На наш погляд, це не зовсім так, саме тому ми спробуємо визначити справжнє місце ендегенного фактору в процесі морфогенезису акумулятивних форм даного регіону на прикладі коси-острова Джарилгач.

**Постановка завдання.** Метою статті є аналіз особливостей морфогенезису коси-острова Джарилгач, а також визначення ролі ендегенного фактору в еволюції цієї коси-острова.

**Виклад основного матеріалу дослідження.** Географічне розташування об'єкту дослідження. Коса-острів Джарилгач розташована в північно-західній частині Чорного моря в межах Каркінітської затоки. Його дистальна кінцівка висунута в бік моря (максимальний виступ мис Джарилгацький), а притулена кінцівка з'єднується в межах смт. Лазурне з материковим узбережжям, тим самим тіло цієї акумулятивної форми відокремлює затоку другого порядку – Джарилгацьку (рис. 1).

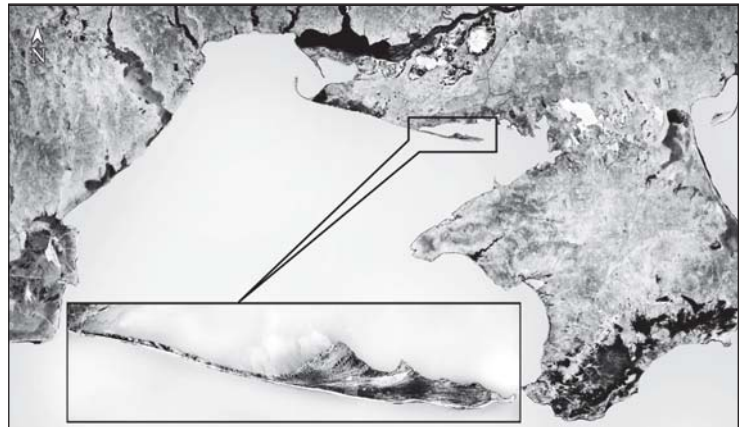
*Загально-геоморфологічна характеристика.* Джарилгач являє собою найбільшу морську акумулятивну форму в межах Чорного моря, його загальна площа становить 56,05 км<sup>2</sup>, при довжині із заходу на схід – 42-43 км, при ширині до 4,5 км (в широкій частині) та до 450 м (у вузькій частині).

У структурному відношенні Джарилгач поділяється на дві частини: широка (острів), загальна довжина 22–24 км; вузька (коса), загальна довжина 18–19 км. Відповідна структура зумовлює правильне визначення даної морської акумулятивної форми – коса-острів. У межах острівної частини панують слабохвилясті рівнинні поверхні та подекуди низькогорбисті, максимальна висота поверхні до 3 м [1].

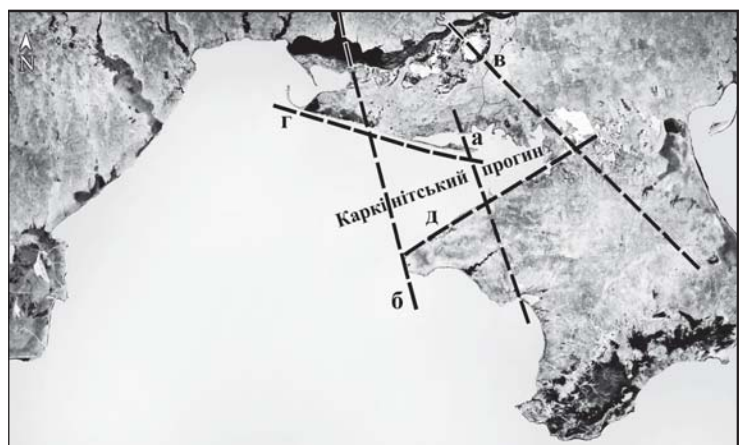
*Морфогенетична характеристика.* За походженням Джарилгач являє собою береговий бар, який протягом середнього та пізнього голоцену зазнав значної трансформації та був зміщений у північно-східному напрямку. Відповідний береговий бар спричинив існування як Джарилгачу, так і Тендри. Саме тому ці морські акумулятивні форми генетично

споріднені та одновікові, а також на сучасному етапі являються ланками єдиної літодинамічної системи [2; 3; 4].

*Аналіз тектонічного фактору морфогенезису.* Як відомо [9], морська акумулятивна форма Джарилгач розташована на поверхні Каркінітського прогину, який проявляється як в межах Східноєвропейської давньої докембрійської, так і молодій Скіфській епіпалеозойської платформ. Відповідне розташування зумовлює, насамперед, асиметрію схилів прогину – північний пологий та південний крутий, а також панування негативних тектонічних рухів, швидкості яких в межах цієї частини прогину збільшуються від (– 1,1) мм/рік на схилах до (– 2,5) мм/рік, на південь від центральної осі [9; 10].



**Рис. 1. Географічне розташування коси-острова Джарилгач**

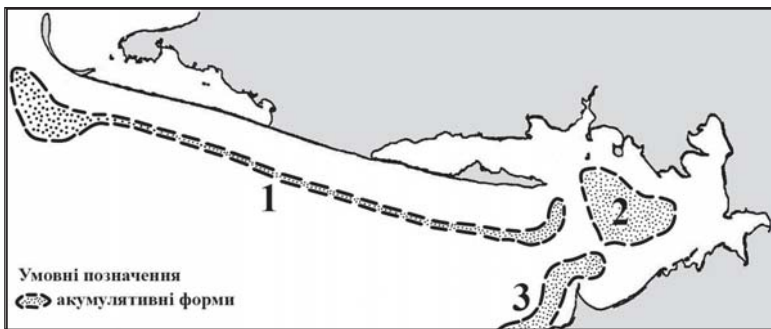


**Рис. 2. Картохема розташування диз'юнктивних порушень у районі Каркінітської затоки.**

Літерами на схемі позначені розломи: а – Скадовсько-Євпаторійський; б – Миколаївський; в – Салгирський; г – Притендрівський; д – Тарханкутський [11].

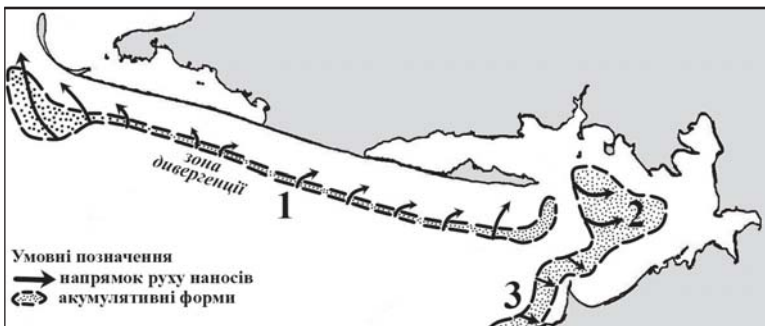
Слід зазначити, що відповідна тектонічна будова зумовлює морфоструктурні умови регіону, насамперед дуже похилий підводний схил північного та східного узбережжя Каркінітської затоки та достатньо крутий в межах південного та південно-західного узбережжя. Наведені морфологічні умови істотно впливають на характер проявлення різноманітних гідрогенних процесів.

Важливе значення на первинній стадії еволюції може належати диз'юнктивним порушенням регіонального рівня, які перетинають в субмеридіональному та субширотному напрямку відповідний прогин. До розломів субмеридіонального напрямку належать: Скадовсько-Євпаторійський, Миколаївський та Салгирський, а до субширотного – Притендрівський та Тарханкутський розломи (рис. 3).



**Рис. 3. Палеогеографічна картосхема розташування акумулятивних форм у межах Каркінітської затоки в голоцені під час Фанагорійської регресії.**

Цифрами на схемі позначені давні акумулятивні форми: 1 – Ахїллів Біг; 2 – Каланчацько-Чурюмська; 3 – Бакальська.



**Рис. 4. Палеогеографічна картосхема розташування та пересування акумулятивних форм у межах Каркінітської затоки в голоцені під час Німфейської трансгресії.**

Цифрами на схемі позначені давні акумулятивні форми: 1 – Ахїллів Біг; 2 – Каланчацько-Чурюмська; 3 – Бакальська.

Наявність системи розломів зумовлює виділення в межах Каркінітського прогину блокової структури [9; 12]. Враховуючі, що загальна тенденція розвитку – прогинання поверхні, кожен блок у межах прогину також має тенденцію до занурення, але швидкості руху відповідних блоків характеризуються певними регіональними відмінностями. Слід зазначити, що наслідком такої ситуації стало проявлення на морському дні системи плікативних деформацій, які спричинили утворення локальних підняттяв морського дна.

Важливим є той факт, що в межах будь-яких частин земної поверхні зони розломів та зони перетинання розломів представляють собою не лише активні ділянки земної кори, а й зони активного осадконакопичення [13].

*Аналіз гідрогенного фактору морфогенезису.* Як було зазначено раніше, генезис та еволюція морських акумулятивних форм зумовлені, насамперед, екзогенними процесами гідрогенної природи. Серед відповідних процесів найбільш важливе значення мають коливання рівня моря, багатолітні та короточасні, а також морське хвилювання [14].

Спочатку проаналізуємо особливості проявлення та морфогенетичне значення багатолітніх коливань рівня моря в голоцені. Згідно з теоретичними основами берегознавства коливання рівня моря мають велике генетичне та еволюційне значення. Так, під час зниження рівня моря (регресія) на денну поверхню виходять підводні акумулятивні форми, тоді як під час підйому рівня моря (трансгресія) проявляється активна трансформація даної акумулятивної форми та її пересування в певному напрямку [15; 16; 17].

В межах північно-західної частини Чорного моря протягом останніх 12 тис. р. проявилось останні шість трансгресивних та п'ять регресивних стадій розвитку даної водойми [18]. Але слід зазначити, що для сучасних морських



аккумулятивних форм важливе морфогенетичне та еволюційне значення мали дві останні стадії регресивного і трансгресивного розвитку.

В період 2,8–2,4 тис. років тому в північно-західній акваторії Чорного моря проявилася *Фанагорійська* регресія, яка спричинила вихід на денну поверхню в межах центральної та західної частини Каркінітської затоки потужного берегового бару, який відомий під назвою Ахіллів біг. Його морфогенетичне значення зумовлено тим, що саме цей бар, повільно трансформуючись, перетвориться на сучасну Тендру та Джарилгач [2; 3].

Слід зазначити, що саме в цей час у східній частині Каркінітської затоки були розташовані дві морські аккумулятивні форми: Каланчацько-Чурюмська та Бакальська, які є одновіковими та генетично спорідненими з береговим баром Ахіллів Біг. Їхній розвиток у подальшому зазнав трансформації, внаслідок чого вони були пересунуті в східному та північно-східному напрямках (рис. 3).

Відповідний етап розвитку даних аккумулятивних форм можна охарактеризувати як конструктивний, площа форм та їх висота збільшувалася під впливом морських та еолових процесів.

Під час *Німфейської* трансгресії (2,4–1,6 тис. років тому) відповідні аккумулятивні форми були частково затоплені, вони під впливом хвилювання й вітрових коливань активно пересувались на північ та північний схід (рис. 4). Цей напрямок пересування був спричинений зміною структури вітрового режиму та, як наслідок, пануванням вітрів південної та південно-західної складової [16; 17].

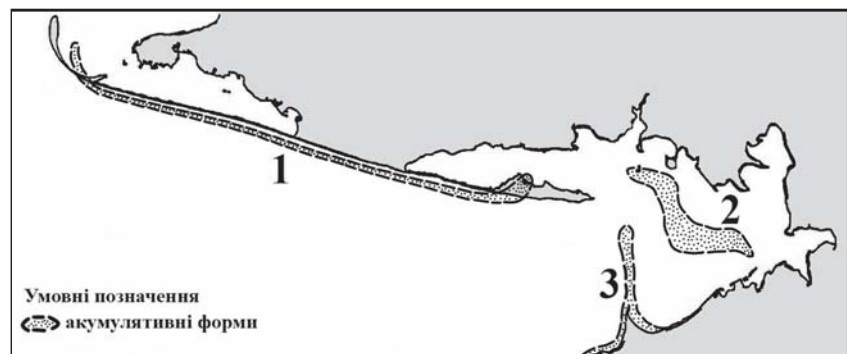
Пресування берегового бару Ахіллів Біг на північ спричинило його зіткнення з виступом корінного суходолу в районі сучасної материкової

ділянки літодинамічної системи Тендра–Джарилгач. Як наслідок, відбулося морфологічне розділення берегового бару на дві складові частини (дві самостійні морські аккумулятивні форми), між якими літодинамічний зв'язок залишився [4; 9; 10].

Відповідний відрізок часу можливо охарактеризувати як етап динамічної трансформації та пересування давніх морських аккумулятивних форм під впливом здійснення рівня моря.

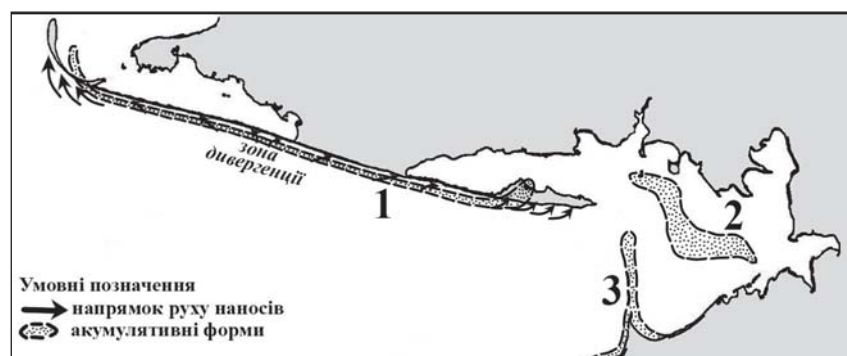
Протягом *Корсунської регресії* (1,6–1,2 тис. років тому) Джарилгач як самостійна морська аккумулятивна форма активно збільшувався в розмірах (почала формуватися широка частина) та висувався в східному напрямку до центру Каркінітської затоки (рис. 5) [4].

Протягом відповідного етапу еволюція Джарилгача здійснювалася в умовах змен-



**Рис. 5. Палеогеографічна картосхема розташування аккумулятивних форм у межах Каркінітської затоки в голоцені під час Корсунської регресії.**

Цифрами на схемі позначені давні аккумулятивні форми: 1 – Тендра–Джарилгач; 2 – Каланчацько-Чурюмська; 3 – Бакальська.



**Рис. 6. Палеогеографічна картосхема розташування та пересування аккумулятивних форм у межах Каркінітської затоки в голоцені під час Сучасної трансгресії.**

Цифрами на схемі позначені аккумулятивні системи: 1 – Тендра–Джарилгач; 2 – Каланчацько-Чурюмська; 3 – Бакальська.

шення кількості уламкового матеріалу, про що свідчить звуження широкої частини в східному напрямку. Як відомо, формування найбільш широкої частини Джарилгача почалося з самого початку відповідної регресії, водночас як дистальна частина змінюється і на даний момент.

Відповідний етап розвитку Джарилгача можливо визначити як конструктивний, але з рисами регресивної динаміки, тому що швидкість нарощування дистальної кінцівки повільно, але стійко знижувалася.

Сучасна трансгресія, яка почалася 1,2 тис. років тому та триває по теперішній час, зумовила проявлення деструктивного етапу розвитку даної акумулятивної форми. На цьому етапі площа Джарилгача повільно, але перманентно скорочувалась, низинні ділянки з тильної та фронтальної частин були затоплені, проявився інтенсивний розмив фронтальної частини та перенесення прибережно-морських наносів до тильного боку (рис. 6).

Слід зазначити, що природний хід еволюції на даному етапі був прискорений внаслідок

втручання людини в літодинамічний процес у межах системи Тендра–Джарилгач [19].

Протягом усієї геологічної історії Джарилгача, одночасно з багатолітніми коливаннями, важливе значення в морфогенезисі відігравали вітрові коливання рівня моря [20]. Насамперед, вони вплинули на характер літодинамічних та морфодинамічних процесів у межах даної акумулятивної форми. Саме вони сприяли та сприяють розмиву, перехлюпуванню та затопленню поверхні акумулятивної форми, внаслідок чого відбуваються значні морфологічні зміни, формуються прірви, прискорюється та спрямовуються рух прибережно-морських наносів (рис. 7).

Серед прірв, розташованих у межах вузької частини Джарилгача, найбільш важливе місце посідає прірва в прикореневій частині. Відповідна прірва працює в режимі гідрологічного та літодинамічного реверсу. Так, під час потужних вітрів західної експозиції морська вода, спрямовуючись у межі прірви, формує локальний потік наносів до тильної частини. Під час вітрів східної експозиції води Джарилгачакої



а



б



в



г

**Рис. 7.** Наслідки впливу штормових нагонів у межах коси-острова Джарилгач: а – розмив тіла Джарилгача в районі маяку; б – уступ розмиву; в – прірва; г – штормовий вал як ознака активізації руху наносів



затоки спрямовуються до кутової частини, рівень води знімається та утворює течію із затоки через прірву до моря, одночасно формуючи локальний потік наносів з тильної до фронтальної частини [2].

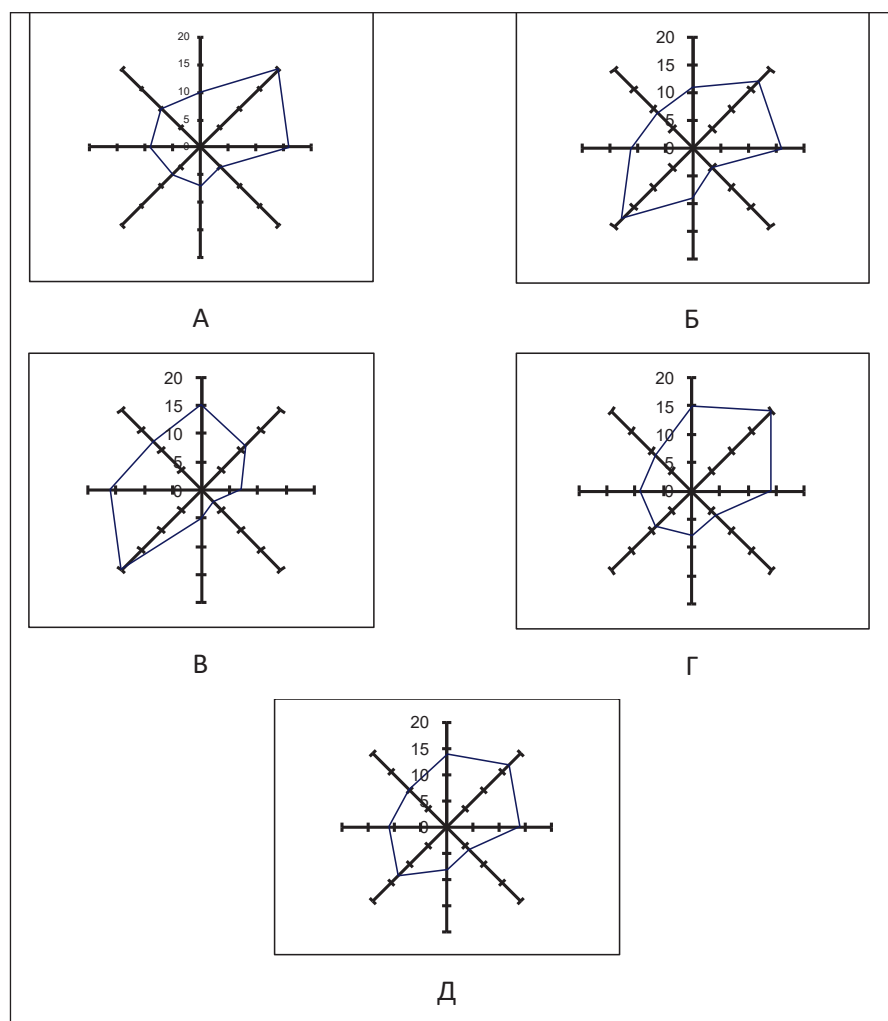
Під час потужних вітрових нагонів трансформація берегової зони здійснюється щорічно, в той час як перебудова поверхні Джарилгача може здійснюватися приблизно раз у 12–15 років під час штормових нагонів. За останні сорок років штормові нагони, які істотно трансформували поверхню акумулятивної форми, проявилися в 1981, 1993 та 2003 рр., вони були зумовлені сильними вітрами південно-західного спрямування [20].

У березні 2007 року під час потужного вітру східного напрямку в межах кутової частини Джарилгачької затоки утворився потужний вітровий нагін, який не лише активізував діяльність прикореневої прірви, а й утворив тимчасову прірву, безпосередньо в межах території населеного пункту смт. Лазурне. Внаслідок даного штормового нагону, в межі берегової зони Каркінітської затоки було винесено значну кількість прибережно-морських наносів, після відповідного явища процес розмиву тіла коси Джарилгач істотно уповільнився [21].

*Літодинамічні процеси в межах берегової зони Джарилгача.* Протягом усієї геологічної історії літодинамічні процеси розвивалися під сукупним впливом гідрогеологічного та тектонічного факторів. На сучасному етапі розвитку досліджувана акумулятивна форма є складовою частиною морської літодинамічної системи Тендра–Джарилгач, яка характеризується певними специфічними рисами.

Відповідні риси системи були визначені В.П. Зенковичем [2; 5], саме він перший визначив, що зона живлення даної системи розташована на підводному схилі, в районі центральної частини Тендрівської коси у вигляді реліктового піщаного підняття. Під час сильного хвилювання відповідна форма активно розмивається та до берегової зони потрапляють прибережно-морські наноси. Саме живлення за рахунок донного розмиву та панування поперечного руху наносів і зумовило генетичне визначення акумулятивної системи Тендра–Джарилгач як первинного берегового бару.

В районі ділянки живлення, в межах берегової зони Тендри проявляється дивергентний режим розвитку, завдяки якому з'являються два протилежно спрямованих вздовжберегових потоки наносів. Північно-західний потік є



**Рис. 8.** Роза вітрів у регіоні розташування літодинамічної системи Тендра–Джарилгач (за даними метеостанцій Бехтери та Хорли, період 1988–2012). а – зима; б – весна; в – літо; г – осінь; д – рік

сталим та проявляється протягом року, в той час як південно-східний потік має певні сезонні відмінності за спрямуванням. Відповідна ситуація пояснюється пануючим режимом вітрів, які зумовлюють хвилювання відповідного напрямку та, як наслідок, сприяють руху наносів.

Ми проаналізували структуру вітрового режиму даного регіону (рис. 8) та визначили, що характер пануючих вітрів не завжди може пояснити спрямування вздовжберегових потоків наносів. Так, західний потік наносів рухається на північний захід, він має сталий характер протягом року, але для його розвитку потрібні вітри південно-східних або південних румбів, які за структурою вітрового режиму знаходяться в рецесиві та не характеризуються вітрами значної сили. За таких умов ми спробували знайти інший фактор, який міг би прямо або опосередковано впливати на літодинамічні процеси. На наш погляд, до відповідного фактору належить тектонічний, що зумовлений загальною структурою, регіональними розломами та неотектонічними рухами.

Структурно-геологічний аналіз дна Каркінітської затоки та прибережних територій свідчить, що в межах регіону затоки існують сприятливі умови для проявлення процесів акумуляції, насамперед це прогинання поверхні, асиметрія схилів та поширення різноманітних за напрямком диз'юнктивних порушень [5].

У межах затоки характер розташування морських акумулятивних форм має певне узгодження по відношенню до диз'юнктивних порушень. Так, акумулятивні форми літодинамічної системи Тендра–Джарилгач, розташовані вздовж *Притендрівського розлому*, Бакальська коса та однойменна банка витягнуті вздовж *Скадовсько-Євпаторійського розлому*, Чурюмська банка обмежена *Салгирським розломом*. Відповідний зв'язок не може бути випадковий, слід зазначити, що подібна ситуація описана і в межах узбережжя інших морів, достатньо згадати зв'язок між розломами та косами «азовського» типу [23; 24; 25].

Цікавим є також той факт, що якщо певна частина акумулятивної форми розташована в районі перетинання розломів, то вона буде характеризуватися шириною, яка буде перевищувати будь-яку іншу частину форми. У регіоні

Каркінітської затоки як приклад можна привести широку частину Джарилгача, біля якої перетинаються *Притендрівський* та *Скадовсько-Євпаторійський розломи*, а також широку частину Бакальської коси, в межах якої перетинаються *Тарханкутський* та *Скадовсько-Євпаторійський розломи*. У межах азовського узбережжя прикладом відповідної ситуації може бути широка частина Федотової коси – Бирючого острова, в районі якої перетинаються *Азово-Павлоградський* та *Приазовський розломи*.

Проявлення закономірностей розташування акумулятивних форм у районах тектонічного прогинання та місце знаходження диз'юнктивних порушень у межах різних регіонів свідчить про зумовленість літодинамічних процесів структурно-геологічними умовами.

**Висновки з проведеного дослідження.** Внаслідок проведеного нами дослідження ми дійшли наступних висновків:

1. Акумулятивні процеси в межах Каркінітської затоки первинно зумовлені тектонічними умовами, насамперед прогинанням поверхні, пануванням негативних рухів та асиметрією схилів.

2. Багатолітні та вітрові коливання рівня Чорного моря зумовили проявлення акумулятивних форм над рівнем моря та сприяли їхній трансформації в процесі пересування в бік корінного суходолу.

3. Сучасні акумулятивні форми регіону дослідження мають узгоджений характер розташування з регіональними диз'юнктивними порушеннями, подібна ситуація характерна і для акумулятивних форм азовського узбережжя.

4. Спрямування руху вздовжберегових наносів здійснюється під впливом гідрогеологічних процесів, але зумовлюється тектонічними особливостями регіону дослідження.

---

#### ЛІТЕРАТУРА:

1. Биоразнообразие Джарылгача: современное состояние и пути сохранения / Т.И. Котенко, Т.Б. Ардамацкая, Д.В. Дубына и др.; науч.ред. Т.И. Котенко и Ю.Р. Шеляг-Сосенко. К.: Весник зоологии, 2000. 240 с.

2. Зенкович В.П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. Т. II (Северо-западная часть). Москва: Изд-во АН СССР, 1960. 216 с.



3. Правоторов И.А. К вопросу о трансгрессивном ходе уровня за последние тысячелетия на северном лагунном побережье северо-западной части Черного моря. Геология побережья и дна Черного и Азовского морей. Киев: Изд-во КГУ, 1970. Вып. 1. С. 33–41.
4. Котовский И.Н. Морфология и динамика берегов Чорного моря в пределах Херсонской области УССР. автореф. дисс. ... на соиск. ученой степени канд. геогр. наук: спец. 11.00.04 «Геоморфология и палеогеография». Киев: Инст. географии АН Украины, 1991. 19 с.
5. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. Москва: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
6. Мамыкина В.А., Хрусталеv Ю.П. Береговая зона Азовского моря. Ростов-на-Дону: РГУ, 1980. 174 с.
7. Экзогенные процессы развития аккумулятивных берегов в Северо-западной части Черного моря / Мин-во высш. и сред. спец. образ. УССР; Одесский гос. ун-т; сост.: Ю.Д. Шуйський, Г.В. Выхованец. М.: Недра, 1989, 198 с.: ил.
8. Шуйський, Юрій Дмитрович. Типи берегів Світового океану: монографія. Одеса: Астропринт, 2000. 480 с.
9. Давидов О.В., Котовський І.М. та ін. Аналіз тектонічної зумовленості геоморфологічних умов берегової зони Херсонської області. Науковий вісник Херсонського державного університету. Серія «Географічні науки». 2017. Вип. 6. С. 134–140.
10. Сучасна динаміка рельєфу України / В.П. Палієнко, А.В. Матошко, М.Є. Барцевський, Р.О. Спиця, Б.О. Вахрушев, С.В. Жилкін, Г.В. Кучма, Е.Т. Палієнко, Г.В. Романенко, Г.І. Рудько, Л.Ю. Чебаторьова, Ю.Д. Шуйський. К.: Наукова думка, 2005. 268 с.
11. Національний атлас України / наук. редкол. Л.Г. Руденко та ін. К.: ДНВП «Картографія», 2007. 440 с., іл.
12. Гаркаленко И.А. О глубинных разломах юга и юго-востока Украины. Геологический журнал. 1970. Т. 30. Вып. 3. С. 3–14.
13. Кухтиков М.М., Винниченко Г.П. Краевые долгоживущие разломы Памира. Душанбе: Дониш, 1977. 167 с.
14. Шуйський Юрій Дмитрієвич. Проблема дослідження балансу наносів в береговій зоні морей. Ленінград: Гидрометиздат, 1986. 240 с.
15. Невесский Е.Н. Некоторые данные о последледниковой эволюции акватории Каркинитского залива и накопления донных осадков. Труды Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 48. С. 88–102.
16. Иванов Г.И., Ищенко Л.В. Новые данные о развитии шельфа северо-западного района Черного моря в голоцене. Baltica. 1974. № 5. С. 265–273.
17. Иванов Г.И., Шмуратко В.И. Об особенностях колебания уровня Черного моря в последледниковое время. Водные ресурсы. 1982. № 3. С. 139–146.
18. Колебания уровня Черного моря и адаптационная стратегия древнего человека за последние 30 тысяч лет / В.В. Янко-Хомбах, Е.В. Смынтына, С.В. Кадурич и др. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. Вып. 2. С. 61–94.
19. Давидов О.В., Василевська Я.В. Акумулятивні форми Херсонської області як природний берегозахистний бар'єр. Причорноморський екологічний бюлетень. 2008. № 1 (27). Одеса: ОНУ ім. І.І. Мечникова. С. 94–99.
20. Давидов О.В., Крючкова Т.М. Штормові нагони їх генезис та методика дослідження. Наукові записки Херсонського відділу Українського географічного товариства. Херсон: ПП Вишемирський В.С., 2006. Вип. 2. С. 18–21.
21. Давидов О.В. та ін. Наслідки штормового нагону 23 березня 2007 року для розвитку берегової зони смт Лазурне. Наукові записки Херсонського відділу Українського географічного товариства. Херсон: ПП Вишемирський В.С., 2007. Вип. 3. С. 14–17.
22. Краснощек А.Я. Системы разломов фундамента и их взаимосвязь со структурами осадочного чехла в пределах северного Причерноморья. Геологический журнал. 1976. Т. 36. Вып. 5. С. 10–17.
23. Давыдов А.В. Влияние разломов в земной коре на расположение аккумулятивных форм в пределах северного и северо-западного побережья Азовского моря. Региональные проблемы Украины: Географічний аналіз та пошук шляхів вирішення: Збірник наукових праць. 2011. С. 99–110.
24. Ткаченко Г.Г., Краснощек А.Я. и др. О роли новейшей дизъюнктивной тектоники в формировании береговой линии и морфологии основных участков акватории Черного и Азовского морей. Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Киев: Изд-во КГУ, 1970. Вып. 4. С. 24–34.
25. Рельєф України; навчальний посібник / Б.О. Вахрушев, І.П. Ковальчук, О.О. Комлев, Я.С. Кравчук, Е.Т. Палієнко, Г.І. Рудько, В.В. Стецюк; за загальною редакцією В.В. Стецюка. К.: Видавничий дім «Слово», 2010. 688 с.