

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

О.О. ДАНИЛЕНКО
ДИНАМІКА ПРОЦЕСІВ В ПРИБЕРЕЖНІЙ ЗОНІ
(конспект лекцій - проект)

ОДЕСА- 2018

ББК 26.221

Д 17

УДК 551.468.2

Дозволяється до використання у навчальному процесі в електронному вигляді за рішенням Методичної ради Одеського державного екологічного університету
(протокол № від .)

Даниленко О.О. " Динаміка процесів в прибережній зоні " : Конспект лекцій.

Одеса: ОДЕКУ – 2018. с.

У конспекті лекцій розглядаються особливості динаміки вод у прибережній зоні та їх вплив на транспорт наносів і переформування берегової лінії та рельєфу дна. Розрахований на студентів – гідрографів денної та заочної форм навчання.

© Одеський державний
екологічний університет, 2018
© Даниленко О.О., 2018

ЗМІСТ

| | стор. |
|---|-------|
| ВСТУП | 5 |
| Лекція 1..... | 6 |
| 1.1 Рельєф морського дна..... | 6 |
| 1.2 Ґрунти дна, характеристика наносів..... | 6 |
| 1.3 Головні елементи прибережної зони..... | 7 |
| 1.4 Морські наноси в прибережній зоні моря..... | 10 |
| Лекція 2..... | 13 |
| 2.1 Загальні уявлення про рух морських наносів у прибережній зоні..... | 13 |
| Лекція 3..... | 17 |
| 3.1 Поперечне переміщення наносів..... | 17 |
| 3.2 Вплив донної течії..... | 21 |
| 3.3 Вплив початкових ухилів дна..... | 22 |
| 3.4 Залежність характеру руху часток від їх крупності..... | 23 |
| Лекція 4..... | 25 |
| 4.1 Зміна режиму руху наносів та профілю рівноваги в залежності від сили хвилювання..... | 25 |
| 4.2 При послабленні хвилювання..... | 25 |
| 4.3 При зростанні сили хвилювання..... | 26 |
| 4.4 Вплив крутизни хвиль..... | 26 |
| Лекція 5..... | 28 |
| 5.1 Рух мілких піщаних наносів..... | 28 |
| 5.2 Теоретичні уявлення..... | 29 |
| 5.3 Натурні спостереження..... | 30 |
| Лекція 6..... | 31 |
| 6.1 Подовжнє переміщення наносів..... | 31 |
| 6.2 Косий підхід хвиль..... | 31 |
| 6.3 Переміщення донних наносів..... | 36 |
| 6.4 Головні властивості потоку наносів..... | 37 |
| Лекція 7..... | 40 |
| 7.1 Вплив коливань рівня моря на переміщення наносів і формування берегів..... | 40 |
| 7.2 Специфіка процесів у припливних морях та при згоні - нагоні..... | 40 |
| Лекція 8..... | 42 |
| 8.1 Елементарні акумулятивні форми..... | 42 |
| 8.2 Профіль абразійного берега..... | 44 |
| Література..... | 46 |

ВСТУП

Найважливішими гідрологічними чинниками, які обумовлюють динаміку узбережжя та прибережної зони, є, перш за все, такі динамічні процеси, як трансформація хвиль, розвиток прибережних течій, коливання рівня. Наслідком їх дії та взаємодії є рух наносів, і далі - переформування берегів та примикаючої до них відмілини.

Рух наносів має різні фази; зрив часток ґрунту дна, транспортування і відкладення. Внаслідок таких процесів окремі зони берегової відмілини будуть розмиватися, інші ж можуть ще більше обміліти, також і берег - в одному місці буде розмиватися (абразія), а в іншому наливатися (аккумуляція).

Без урахування характеру і інтенсивності руху наносів неможливе вивчення процесів змінення прибережної зони та берегів - а саме вона і є головною сферою інтересів, досліджень та робіт гідрографії, тому що тут будуються порти, прокладаються морські канали, і взагалі, найбільш інтенсивне судноплавство, безпеку якого необхідно постійно підтримувати.

ЛЕКЦІЯ 1

1. Рельєф морського дна.
2. Ґрунти дна, характеристика наносів.
3. Основні елементи прибережної зони.
4. Морські наноси в прибережній зоні моря.

1.1 Рельєф морського дна

Дно Світового океану за глибинами поділяється на слідуючі основні морфологічні елементи: материкову або континентальну відмілину (шельф) з глибинами до 200 м (8%), материковий схил з глибинами 200 – 2400 м (15%), дно океану (моря) з глибинами 2400 – 6000м (74%) і глибоководні западини, глибини в яких більше 6000 м (3%).

Шельф є підводним продовженням материків і характеризується незначним нахилом дна. Далі йде більш крутий, материковий схил - нахил звичайно складає 4-7 градусів. Нахил дна океану складає усього 20 ' - 40 ' і на ньому виділяються горні хребти, долини та рівнини. Крім того, в сучасний період, прийнято виділяти як самостійну структуру океанського дна - серединні океанічні хребти - вони є у всіх океанах і довжина їх складає приблизно 60 тисяч кілометрів.

Рельєф дна у прибережних водах багатьох районів океану дуже виположений хвилями та течіями.

Дослідження морського дна є дуже важливим для геології, так як без них неможливо відтворити історію формування земної кори.

Геоморфологів, гідрологів та гідрографів більше цікавлять процеси формування рельєфу сучасної материкової відмілини та берегів [1,2].

1.2. Ґрунти дна, характеристика наносів.

Найбільш значне поділення наносних ґрунтів, які формують морське дно, обумовлюється їх походженням.

Якщо вони занесені з суходолу - теригенні, якщо сформувались у самому морі - пелагічні.

Майже вся поверхня шельфу вкрита теригенними наносами (вітер, річковий стік). До них відносяться великі камені (валуни), галечники, піски та різновиди мулу (червонуватий, зеленкуватий, вулканічний). У зоні сильних морських течій наноси не накопичуються і тут можливі виходи корінних порід (граніт, базальт).

Материковий схил звичайно вкритий мулом. Розмір його окремих фракцій складає тисячні частки міліметра, тільки на стрімких схилах, у зоні течій зустрічаються камені, пісок та гравій.

Дно океану - тут зустрічаються і берегові відкладення і пелагічні - залишки мікроскопічних тварин та рослин з верхніх шарів моря (океану). Серед них виділяють глобігерінові мули та піски (вапнякові), радіолярієві (крицеві), діатомові мули (залишки діатомових водоростей). Найбільшу площу дна океану займають червонувато - бурі глини [1,2]..

1.3. Основні елементи прибережної зони.

Прибережною зоною називається зона інтенсивної взаємодії моря та суші (гідросфери та літосфери), в якій приймають участь також атмосфера та біосфера. Внаслідок цієї взаємодії в прибережній зоні розвиваються характерні тільки для неї гідродинамічні процеси: зміна режиму хвилювання, генерація прибережних течій, а також обумовлені цими факторами літодинамічні процеси - переміщення, диференціація (механічна) та стирання морських наносів. Формуються особливі форми рельєфу, в створенні яких, окрім хвиль та течій, приймають участь і інші чинники, наприклад, живі організми.

Літодинамічні процеси у прибережній зоні практично співпадають з процесами на глибинах, але вони протікають тут значно інтенсивніше. Крім того, прибережна зона є своєрідним фільтром для прибуваючого в океан твердого матеріалу: тут він проходить диференціацію - більш великі

фракції затримуються, а мілкі виносяться на більші глибини.

Прибережна зона складається з двох головних елементів: самого берега та підводного берегового схилу, рисунок 1.

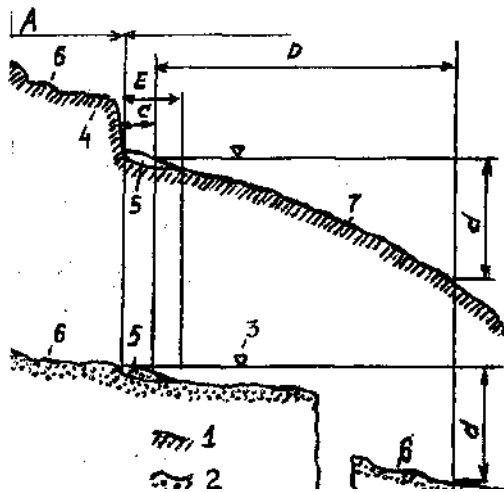


Рисунок 1. Схема прибережної зони:

A - узбережжя; B - берегова зона; C - берег;

D - береговий схил; E - зона прибою;

1 - корінні породи; 2 - наноси;

3 - середній рівень; 4 - кліф; 5 - пляж; 6 — берегові тераси; 7 - бенч;

d - береговий схил (вертикальний розріз)

Берег - це смуга суші, на якій є форми рельєфу, створені морем при його сучасному середньобагаторічному рівні.

Узбережжям називається широка смуга, примикаюча до берега із суші і на якій збереглись берегові форми, створені при більш високому, ніж сучасний, рівні моря.

Підводний береговий схил - смуга морського дна, безпосередньо примикаюча до берега, рельєф якої створено хвилями при сучасному рівні моря.

Берегова лінія - межа, розподіляюча берег та підводний береговий схил (лінія перетину поверхні моря та поверхні суші). Положення берегової лінії непостійне: воно змінюється за рахунок припливних та згінно-нагінних коливань рівня моря, вертикальних рухів суходолу та евстатичних коливань рівня (поступова зміна рівня океану внаслідок зміни загального об'єму води на Землі, яка викликана опусканням чи підняттям дна океанів, утворенням підводних хребтів, накопиченням на дні товщі відкладень, що призводять до зміни об'єму океанських западин).

Положення прибережної зони в просторі визначається, таким чином, віковими коливаннями рівня моря: при високому стоянні рівня прибережна

зона зміщується в бік суші, при низькому - в бік моря.

При цих зміщеннях формуються специфічні форми рельєфу - берегові тераси (виявляються у виді перегинів поверхні прибережної суші чи підводного берегового схилу і простягнуті вздовж сучасної берегової лінії). Якщо сучасний рівень нижче попереднього, то маємо підняті тераси, інакше - затоплені тераси.

Зона хвилеприбійного потоку розташована від лінії останнього руйнування найбільш великих штормових хвиль на підводному схилі до відмітки максимального хвильового захльосту на березі (формується зворотньо - поступовий рух води). Під впливом хвилеприбійного потоку формується характерний вид рельєфу берегової зони - пляж.

Нижня межа прибережної зони проходить на глибині, де штормові хвилі утворюють придонні потоки, швидкість яких спроможна розмивати породи, або перемішувати наноси (глибина трохи менша глибини, рівної половині довжини хвилі), верхня межа відповідає зоні максимального захльосту хвиль.

Головним процесом, який визначає своєрідність прибережної зони, є процес трансформації та дисипації енергії хвиль при їх взаємодії з літосферою. Важливу роль при цьому грають рельєф дна, ухили підводного берегового схилу та кількість уламків порід, які знаходяться у прибережній зоні.

На одних ділянках берег розмивається і відступає в бік суші: спостерігається морська абразія; на інших ділянках берег навивається й наступає в бік моря - йде процес акумуляції матеріалу. Берега відповідно називаються абразійним і акумулятивним.

Внаслідок абразії формуються два взаємопов'язаних елемента: відсунутий морем береговий обрив - кліф, від якого простягається у бік моря частково надводна та частково підводна поверхня берегового схилу, вироблена у корінних породах – бенч.

У разі акумулятивного берега пляж є одним з обов'язкових і головних його елементів.

На берегах цього типу часто спостерігаються розташовані вздовж й вище берегової лінії вали з наносів - берегові вали. В процесі багаторазового повторення формування валів створюються акумулятивні морські тераси (сучасні надводні тераси).

На підводному схилі біля відмілих піщаних берегів спостерігаються підводні вали, розташовані паралельними грядами вздовж берега, іноді числом до 5 - 7. Довжина підводних валів сягає багатьох кілометрів, їх висота буває до 4 метрів, а ширина - до кількох десятків метрів.

У висновку треба відмітити, що тільки сумісне вивчення динаміки води прибережної зони моря з динамікою та морфологією морських берегів і дна дозволяють відновити історію розвитку берегів і, що особливо важливо - прогнозувати їх подальший розвиток [3]..

1.4 Морські наноси в прибережній зоні моря.

Продукти руйнування хвилями корінних порід, які складають морські береги і дно, та твердий стік рік утворюють у прибережній зоні моря скопичення уламків.

Потрібно розрізняти уламки матеріалу, які залишаються нерухомі, створюючи постійні форми рельєфу, та матеріал, котрий під впливом хвиль і течії може почати рухатися і зміщуватися в межах прибережної зони моря. В першому випадку говорять про морські відкладення, в другому - уламки матеріалу називають прибережними морськими наносами, незалежно від розміру часток (крупності).

Вивчення сучасних процесів переміщення уламків матеріалу порід в прибережній зоні океану під дією водних потоків та сили тяжіння є предметом вивчення литодинаміки океану.

Фізичні властивості наносів(міцність, щільність, питома вага та інші) визначаються їх петрографічним та мінералогічним складом, відповідно для крупних та мілких частинок теригенного походження; хімічним складом і умовами формування для часток органічного та хімічного походження.

Мінералогічний склад піщаних наносів характеризується присутністю зерен кварцу, які іноді складають до 95% усієї маси наносів, польового шпату, часток слюди та інших мінералів.

Наноси органічного походження в більшості випадків складаються продуктами руйнування вапнякових створінь - черепашок, коралів та інших. Наноси хімічного походження найчастіше являють собою скупчення круглястих зерен крупністю біля 1мм, утворених внаслідок осадження вапна з морської води навколо первинних ядер концентрації (оолітові піски).

При вивченні руху наносів в прибережній зоні моря їх звичайно поділяють по видам руху: донні, зважені, напівзважені.

До донних наносів відноситься матеріал, складений з найбільш великих часток (галька, гравій, крупний пісок), які за весь час свого руху не відриваються від поверхні дна і змішуються головним чином під дією хвиль - коченням або волочінням. Течія при помірному та сильному хвилюванні тільки міняє амплітуду переміщення.

Зваженими наносами називається сукупність часток ґрунту, звичайно найбільш мілких (мулистих часток, мілкового піску), котрі відірвавшись від дна під дією швидкості руху води, знаходяться у зваженому стані довше одного періоду хвилі. Переміщення зважених наносів обумовлюється загальним потоком води, а хвилювання визиває періодичні прискорення та сповільнення руху часток наносів. До теперішнього часу нема єдиної точки зору про ступінь залежності руху наносів від сили хвилювання і швидкості течії. Швидкість переміщення зважених наносів наближується до швидкості руху води, і тим ближче, чим менше частки ґрунту. Найбільша концентрація зважених наносів та її найбільші градієнти спостерігаються у придонному шарі товщиною $(0.1 - 0.2)d$, де d - глибина води.

При цьому концентрація наносів зменшується знизу вверх. Завдяки такому положенню витрати зважених наносів мористіше зони руйнування хвиль, в придонному шарі складає 93-98% від усіх витрат зважених наносів.

Найбільш інтенсивне зваження наносів відбувається в місці руйнування хвиль, де наноси насичують товщу води від дна до поверхні майже рівномірно.

Якщо частки ґрунту під дією вертикальної компоненти пульсації швидкості руху води переміщуються стрибкоподібно, відриваючись від дна на час, менший ніж один період хвилі, то сукупність таких часток називають напівзваженими наносами.

В загальному випадку, на частку, яка знаходиться на дні і яка обтікається нестационарним потоком рідини, (що спостерігається при хвилюванні і течії), діють сили: лобового опору, інерційні сили, сили тертя об дно, вертикальні гідродинамічні сили, сили градієнту тиску. Вони розвиваються при нестійкій фільтрації крізь поверхню дна, складену наносами, та за рахунок сили тяжіння. Оскільки деякі з цих сил малі, то у спрощених схемах, звичайно, приймають до уваги силу лобового опору, підйомну силу та силу тяжіння.

Усі гідродинамічні сили залежать від форми та крупності часток: по результатам теоретичних та експериментальних досліджень, сума вертикальних гідродинамічних сил виявляється менше, ніж удаваема маса часток, і тому пояснити відрив часток ґрунту від дна можливо тільки введенням в розгляд вертикальної пульсації швидкості при турбулентному русі рідини [3].

ЛЕКЦІЯ 2

2.1. Загальні уявлення про рух морських наносів у прибережній зоні.

На відміну від руслових потоків, у прибережній зоні моря поле швидкості води характеризується надзвичайною мінливістю. Коливальний рух частинок води у придонному шарі генерує вихрі, які мають протилежний напрям обертання один відносно іншого, що призводить до їх взаємного гасіння і, як наслідок, зменшенню турбулізації схвильованої рідини. Турбулентність внаслідок власне хвильових рухів виявляється нижче турбулентності поступових потоків при рівних абсолютних значеннях максимальних швидкостей.

При ухилах дна та пляжу, які спостерігаються в натурних умовах, вплив сили тяжіння треба мати на увазі тільки при розгляді руху відносно крупних донних наносів (галька, гравій, пісок). У даному випадку частки наносів слід розглядати як важке тіло, яке під дією горизонтальних і вертикальних гідродинамічних сил при конкретному значенні швидкості руху води втрачає стабільність і потім зміщується по дну, обертаючись навкруг горизонтальної осі (кочення), або ковзаючи по часткам, що лежать нижче (тягнення).

При русі мілких та середніх пісків на дні із слабким ухилом дна, вплив сили тяжіння дуже малий і механізм зміщення часток відрізняється від вищерозглянутого. При малій придонній швидкості частки піску знаходяться у спокої, потім, при зростанні швидкості води, окремі частки починають вібрувати, потім коливатися без відриву від дна і, нарешті, частка відривається від дна.

Початкова донна швидкість зрушення часток витікає в більшості випадків з умов сталісті на перекидання часток визначеної форми (наприклад сферичної) при впливі на неї потоку.

Звичайно вираз для цієї швидкості зводиться до виду:

$$V_{зр} = k \sqrt{\rho' g d_{ч}};$$

де: k - дослідний коефіцієнт, який залежить від щільності та гідравлічної крупності часток, а також від в'язкості рідини;

$d_{\text{ч}}$ - діаметр часток;

$$\rho' = (\rho_{\text{ч}} - \rho_{\text{w}}) / \rho_{\text{w}}$$

$\rho_{\text{ч}}$ - щільність часток наносів;

ρ_{w} - щільність морської води .

Як показують дані експериментів багатьох дослідників, початкова швидкість зрушення однакова в поступовому потоці і при хвилюванні.

При подальшому зростанні швидкості кількість часток, що почали рухатись, зростає, починається масовий відрив часток від дна та їх переміщення, після чого спостерігається створення мікроформ рельєфу у вигляді рифлів. В залежності від крупності часток, формування рифлів починається при різних значеннях придонної швидкості, у діапазоні - 1.3 - 1.5 $V_{\text{зр}}$, при цьому чіткі рифлі створюються при діаметрі часток менше 0.7 - 1.0 мм. Переміщення часток крупністю більше 1мм відбувається як правило, без створення рифлів.

Висота рифлів досягає звичайно 2-5 см, а відстань між гребнями - 20-30 см, розміри рифлів залежать від крупності часток і швидкості потоку. В залежності від умов формування, рифлі можуть бути симетричними та асиметричними з прямолінійними довгими та криволінійними короткими гребенями.

Генерацію первинних мікроформ для умов поступового потоку ряд дослідників пов'язують із створенням вихрів за випадковими нерівностями дна. При донній швидкості, більшої швидкості зрушення часток, висота таких критичних нерівностей повинна бути порядку крупності часток. Під дією вихрю, що утворився за перепорою, і у якого відбувається сходження тилової гілки, частки зміщуються в бік, протилежний руху потоку, в бік перепони, нарощуючи її по висоті. Це, в свою чергу, призводить до збільшення розмірів вихрю та швидкості потоку над гребенем перепони, що визиває зрив часток з гребеня і їх зваження. Частина з них переноситься потоком нижче по течії, де створюються підняття ґрунту, обумовлюючи генерацію нового гребню, зваження часток, і так далі.

Відбувається розвиток системи мікроформ - рифлів. Під дією потоку, частки на лобовому боці рифеля рухаються на гребінь і потім зриваються з нього - цей бік рифеля розмивається. Деякі частки, піднявшись з гребінця рифеля, падають на його тилову частину, нарощуючи її. При цьому тилова частина рифеля підтримується більш стрімкою ніж лобова, за рахунок підйому води у вихрі. Таким чином, частки переходять з лобової частини на тилову, і рифлі повільно зміщуються у напрямі потоку. При зростанні швидкості води, зростають і розміри рифеля, а відповідно, і розміри вихрю - зростає турбулізація потоку, що призводить до масового зваження часток ґрунту дна і стиранню рифлів.

Настає, так звана, перша гладка фаза масового переміщення наносів. Донну швидкість, яка відповідає цій фазі визначають по різному: деякі автори вважають, що ця швидкість складає від $2.5-3 V_{зр}$, інші визначають її як $(8 - 12) \omega$, (ω - гідравлічна крупність, або швидкість осідання часток у спокійній воді).

При подальшому збільшенні швидкості гладке дно втрачає свою сталість і на дні створюються більш значні грядові форми - піщані хвилі, які зміщуються по течії. При цьому переміщення піщаних наносів йде не тільки у зваженому стані, але і в наслідку зміщення форм рельєфу. Якщо швидкість зростає і далі, то може наступити друга фаза, коли наноси зміщуються у придонному шарі у вигляді суцільного прошарку. Нарешті, при значних швидкостях і великій бурхливості потоку створюються, так звані, антидюни, які рухаються проти течії; при цьому форма потоку приймає хвилеобразний характер, повторюючи приблизно профіль дна.

В умовах моря характер переміщення наносів, який відповідає поступовим потокам, може спостерігатися на мілководді, де хвилі невеликі, але можуть бути значні вітрові або припливні течії, або в зоні піщаних валів при вздовжберегових течіях. При спільній дії хвиль та течії, що відповідає найбільш типовому випадку для прибережної зони моря, або при дії тільки одного хвилювання, грядові форми і характер переміщення наносів можуть

різнитися від вищенаведеного. При достатньо крупних піщаних наносах рифлі не створюються, при помірному та сильному хвилюванні безпосередньо настає друга гладка фаза, існування якої може бути достатньо розтягнутим у межах дії шторму; антидюни, як правило, не спостерігаються.

Витрати і напрямок переміщення наносів у прибережній зоні залежать не тільки від абсолютних значень донних хвильових швидкостей, але і від загальної циркуляції води в прибережній зоні, яка генерується хвилюванням.

В залежності від напрямку руху наносів відносно берегової смуги, розрізняють поперечне переміщення наносів, коли вони рухаються перепендикулярно береговій лінії, та подовжнє переміщення наносів, коли відбувається підсумковий рух вздовж берега. У більшості випадків поперечне та подовжнє переміщення наносів відбувається одночасно, але вони можуть спостерігатися і в чистому виді, тобто окремо.

З точки зору практичних інтересів, важливе визначення швидкостей, які викликають масове переміщення наносів різної крупності. Якщо сумарна швидкість рідини над будь якою ділянкою дна стане більше цієї швидкості, то це може спричинити розмив дна. При проектуванні споруд визначають, шляхом розрахунку, придонну хвильову швидкість, складають її з можливою швидкістю течій у цьому місті, та порівнюють з припустимою для даної крупності наносів швидкістю. При можливому розмиві дна та відкосів необхідно робити захисні покриття [3].

ЛЕКЦІЯ 3

1. Поперечне переміщення наносів.
2. Вплив донної течії.
3. Вплив початкових ухилів дна.
4. Залежність характеру руху часток від їх крупності.

3.1. Поперечне переміщення наносів.

Теорія переміщення наносів на похилому дні була розроблена Корналя (1881р.) і пізніше, найбільш повно, розглянута професором В.П. Зенковичем, який вважав, що ця теорія прийнятна тільки для крупних наносів, які переміщуються тягненням.

Переміщення тягнених наносів вздовж поперечного профілю дна розглядається в найпростіших умовах: підводний схил має однаковий уклін по всій довжині і складений однаковими частками, всі хвилі розповсюджуються по нормалі до берега, мають однакові параметри і не змінюються у часі; частки мають достатню крупність і за весь час не переходять у зважений стан; ухили дна достатньо великі і тому можна витратами енергії хвилі на тертя об дно зневажити при її розповсюдженні над схилом - при цьому амплітуда хвиль біля дна весь час зростає при зменшенні глибини.

В основі теорії лежить уявлення про так звану нейтральну лінію та асиметрію швидкостей в деформованій на міліні хвилі.

За даними вимірів, асиметрія придонної швидкості з'являється одночасно з початком деформації хвиль на мілководді і проявляється у тому, що при проходженні гребеня хвилі, час дії швидкості менше, а її абсолютна величина більша, ніж при проходженні западини хвилі. Ця різниця тим більша, чим менша глибина води, рисунок 1, а-в. Можливі співвідношення між максимальними прямою та зворотньою хвильовими швидкостями, та швидкостями необхідними для початку переміщення часток уверх і униз по відкосу, обумовлюють складні рухи частинок різної крупності на похилому дні.

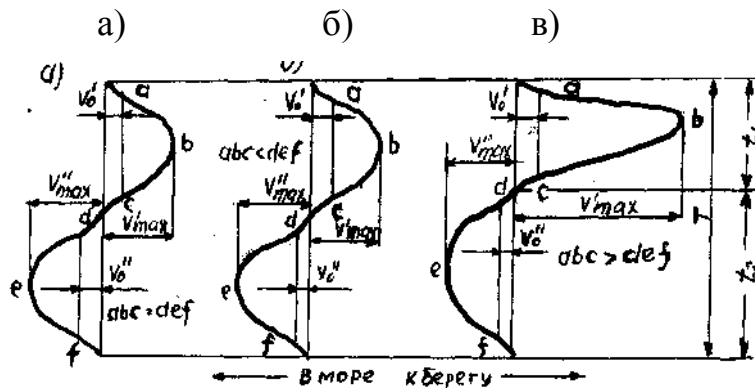


Рисунок 1. Епюри донних хвильових швидкостей.

а - недеформована на горизонтальному дні;

б - недеформована на похилому дні;

в - деформована на похилому дні;

T - період хвиль; t_1 - час дії прямого потоку;

t_2 - час дії зворотнього потоку; V'_{max} - пряма хвильова швидкість;

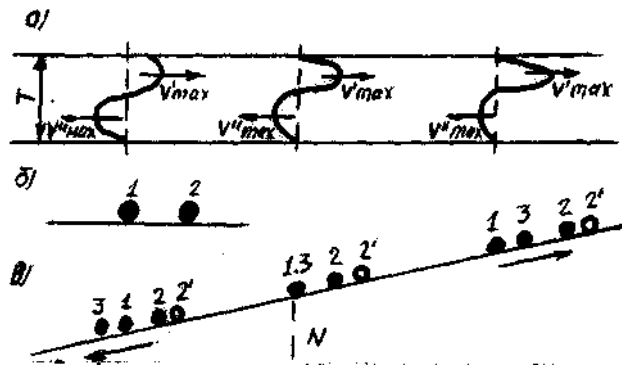
V''_{max} - зворотня хвильова швидкість;

V'_0 - швидкість, необхідна для початку переміщення часток уверх по відкосу;

V''_0 - швидкість, необхідна для початку переміщення униз по відкосу.

Якщо припустити, що на горизонтальному дні при недеформованому профілі швидкості, коли $V'_{max} = V''_{max}$, (рисунок 2а), частки рухаються, тобто $V_{max} > V_0$, то частка при проходженні гребеня хвилі зміститься у бік берега з положення 1 в положення 2 (рисунок 2б), причому відстань 1-2 пропорційна площині abc на епюрі швидкостей і при проходженні западини хвилі частинка повернеться в початковий стан, так як $abc = def$. Частка буде коливатися з визначеною амплітудою, без зміщення. Але при цьому ж недеформованому профілі швидкостей на похилому дні рух часток буде відрізнятися.

При проходженні гребеня хвилі частка під дією хвильової швидкості повинна була б зміститися з положення 1 в положення 2', але в наслідок дії складової сили тяжіння, паралельної схилу, її переміщення буде менше і вона опиниться в положенні 2 (малюнок 2в). При проходженні западини хвилі, складова сили тяжіння діє на частку у тому ж напрямі, що і гідродинамічна сила, і частка зміститься униз по схилу на більшу відстань, ніж уверх, і опиниться у положенні 3, при цьому $abc < def$ оскільки $V'_0 > V''_0$. Як наслідок, частка зміститься вниз.



Малюнок 2. Рух часток наносів на горизонтальному та похилому дні; а - епюри швидкостей; б - послідовне положення часток на горизонтальному дні; в - послідовне положення часток на похилому дні; N - нейтральна лінія.

З поменшенням глибини профіль швидкостей деформується: максимальна швидкість при проходженні гребеня V'_{max} зростає, а при проходженні западині хвилі V''_{max} зменшується; одночасно час дії V'_{max} зменшується, а швидкості V''_{max} збільшується. В наслідок, зміщення часток уверх по схилу зростає, а униз - зменшується і загальне зміщення часток униз по схилу зменшується.

При деякій, визначеній глибині та відповідній асиметрії швидкостей, різниця в дії прямої та зворотньої швидкостей може зрівнятися з складовою сили тяжіння і частки будуть коливатися біля положення рівноваги, як у випадку горизонтального дна.

При меншій глибині, асиметрія швидкостей стає більш різкою, і перевага прямої швидкості над зворотньою настільки зростає ($abc > def$) що, виконав повне коливання, частки не зможуть повернутися в свій початковий стан, а змістяться в бік берега. При подальшому зменшенні глибини, перевага швидкості при проходженні гребеня буде зростати, також зміщення часток у бік берега і швидкості самих часток при цьому будуть зростати, рисунок 3а. Таким чином, на підводному береговому схилі утворюються дві зони виносу часток: нижня - частки зміщуються униз по схилу, та верхня - частки зміщуються уверх по схилу, рисунок 3б

Між цими зонами знаходиться лінія, або вірніше, деяка область, де частки тільки коливаються, і де, отже, відсутній винос часток. Цю умовну лінію і називають нейтральною.

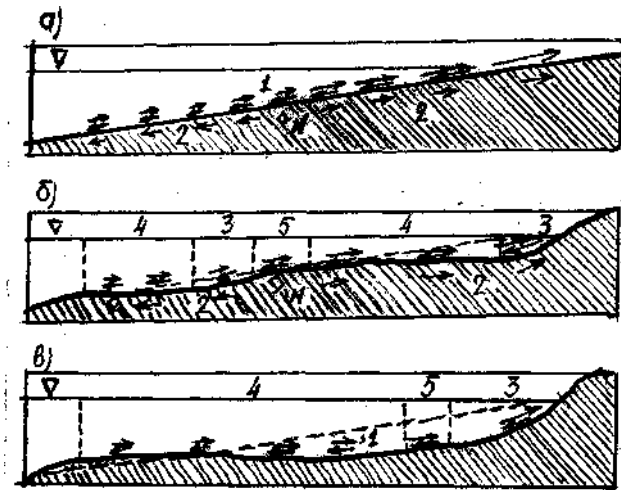


Рисунок 3. Процес формування профіля рівноваги.

а - початкова стадія; б - проміжна стадія; в - кінцевий профіль рівноваги;
 1 - напрямок та відносна величина прямого та зворотнього переміщення часток в заданій точці профілю; 2 - підсумковий перенос; 3 - стрімкий відкос; 4 - більш пологий відкос; 5 - відкос без змін; N - нейтральна лінія.

В наслідок виносу часток схил униз від нейтральної лінії зростає, вище нейтральної лінії профіль дна стає більш пологим.

Оскільки хвильові швидкості у верхній частині схилу за абсолютним значенням більші ніж у нижній, то розмив у верхній зоні йде інтенсивніше і тут скоріше вироблюється профіль, у кожній точці якого встановлюється рівновага між результуючою гідродинамічних сил і складовою сили тяжіння. Ця рівновага може встановитися тільки при зростанні ухилу відкосу в напрямку від глибини до берега, так як при зменшенні глибини різниця між прямою та зворотною швидкостями зростає, і для забезпечення динамічної рівноваги повинна зростати і складова сили тяжіння, рисунок 3в. Отже, при вказаних умовах, в верхній частині відкосу відбувається відкладення (аккумуляція) наносів і смуга берега зміщується у бік моря.

На створеній нижче нейтральної лінії, більш стрімкій ділянці схилу, швидкість, необхідна для переміщення часток униз по відкосі V_0'' , зменшується, а швидкість, необхідна для зміщення часток уверх по відкосі V_0' , зростає, рисунок 1б, і, як наслідок, тенденція до зміщення часток униз по відкосі зростає.

У цьому ж напрямку діє і зменшення асиметрії швидкостей, яке

відбувається при створенні заглиблення дна внаслідок розмиву. В підсумку, нижня зона розмиву буде розширюватися вгору по схилу за рахунок верхньої частини схилу. Винесені при цьому частки відкладаються у нижній частині профілю, роблячи його більш пологим, і цей процес триває до тих пір, поки не настане рівновага між результуючою гідродинамічних сил та складовою сили тяжіння. Зона акумуляції постійно розширюється за рахунок нижньої зони розмиву, яка переміщується уверх. При цьому вироблюється та заглиблюється спочатку зона нейтральної лінії, а потім розмивається та перебудовується верхня частина відкосу, у відповідності з новими умовами. Переробці може підлягти і акумулятивна зона у верхній частині підводного схилу. Ці процеси при невизначено тривалій дії постійного хвилювання повинні привести до вироблення профілю, в кожній точці якого встановлюється динамічна рівновага. Такий профіль називається граничним профілем рівноваги, рисунок 3в. Частки наносів на такому профілі тільки коливаються біля свого середнього положення.

3.2. Вплив донної течії.

В присутності донної течії, результуюча швидкість у даній точці профілю дна змінюється. Якщо течія на якомусь відрізку профілю дна спрямована у бік моря, то результуюча швидкість у всіх точках цього відрізка дна, яка направлена у бік моря, зростає, а у бік берега - зменшується. Отже, різниця між прямою та зворотньою швидкостями зменшується, що призводить до загального уположення профілю. Швидкість течії при зменшенні глибини зростає, але оскільки це збільшення менше, ніж зростання прямої хвильової швидкості, яке настає при зменшенні глибини, то у цьому випадку стрімкість схилу буде зростати у бік берега.

Таким чином, присутність компенсаційної течії не змінює характеру профілю, а впливає тільки на його кількісні характеристики. Теж саме можна сказати і у випадку течії, спрямованої у придонному шарі у бік берега, з тією

лише різницею, що при цьому буде спостерігатися зростання ухилів профілю.

3.3. Вплив початкових ухилів дна.

Сума площин верхньої та нижньої призм намиву рівнозначна площині призми розмиву, тобто кількість матеріалу, змитого всередині профілю, дорівнює кількості намитого матеріалу у верхній та нижній частинах профілю, якщо не зважати витрати на стирання.

Універсальність цього положення повинна привести до різкого змінення берегової зони, в залежності від її початкового нахилу. Розглянемо різні варіанти, рисунок 4.

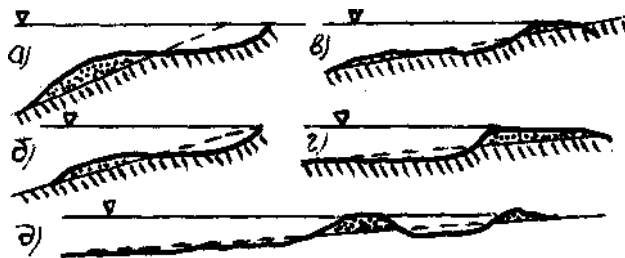


Рисунок 4. Виробка профілю рівноваги при різних початкових ухилах дна.

При більш стрімкому схилі, чим у розглянутому випадку (рисунок 4а,б), нейтральна лінія зміститься у бік берега, верхня зона розмиву буде скорочена і кількість викинутого на берег матеріалу зменшиться. Відповідно, нижня зона розмиву зросте і для її заповнення може не вистачити відкладеного біля берега матеріалу. Тоді поповнення цього дефіциту буде виконуватися за рахунок розмиву первісного відкосу, і смуга берега зміститься в бік суші, рисунок 4а. Чим більше кут первісного ухилу, тим далі у бік суші зміститься лінія берега.

Профіль рівноваги буде на всю ширину вирізаний у початковому схилі, так як в цьому випадку нейтральна лінія не може існувати, і всі частки, починаючи з верхньої точки профілю, будуть зноситись униз.

На рисунку 4б представлено випадок схилу дна, коли при наявних хвильових умовах, після вироблення профілю рівноваги, положення смуги берега не змінилось (такий ухил єдиноможливий при заданих умовах).

При більш пологих початкових відкосах (рисунок 4в, г) нейтральна лінія буде зміщена у бік більших глибин: при зовсім пологому відкосі вона буде розташована приблизно на глибині припинення хвильових рухів, і, отже, профіль рівноваги буде формуватися за рахунок переміщення наносів уверх по відкосу, а їх акумуляція відбувається у верхній частині профілю. Смуга берега у цьому випадку зміститься на значну відстань у бік моря, рисунок 4г.

Якщо уклін підводного схилу дуже малий, рисунок 4д, то енергія хвилі повністю розсіюється, недоходячи до берегової смуги, і наноси будуть відкладатися на деякій відстані від берега. Спочатку створюється підводний вал, який з часом піднімається вище рівня води і перетворюється у береговий бар. Після цього колишня берегова смуга та дно створеної лагуни вже не будуть змінюватись. Подальшій переробці буде підлягати морський відкос берегового бару.

3.4. Залежність характеру руху часток від їх крупності.

Оскільки і гідродинамічні сили при постійній силі хвилювання, і складова сили тяжіння безпосередньо залежать від крупності часток, з яких складено відкос, то зрозуміло, що із зміненням крупності буде мінятися і характер руху часток на відкосі, а також і профіль рівноваги.

Для кожної частки рух на похилому дні починається в той чи інший бік при $V_{\max} > V_0$. При зменшенні глибини хвильові швидкості зростають, і при визначеній величині прямої швидкості, яка зростає більш інтенсивно, відбудеться відрив частки від поверхні дна. Якийсь відрізок переміщення ця частка пройде вже у зваженому стані. Нарешті, при якійсь глибині, зважена частка не встигне за період хвилі впасти на дно і компенсаційною течією буде винесена у бік моря, в зону більш слабких хвильовий впливів. На

менших глибинах часток цієї крупності вже не буде. Чим менші частки, тим на більшій глибині вони переходять у зважений стан при постійній силі хвилювання і тільки найбільш крупні частки переміщуються по дну, не відриваючись від його поверхні, в бік берега де і формують пляж.

Дуже малі частки, починаючи свій рух на значній глибині, можуть перейти у зважений стан нижче нейтральної лінії; для них не буде існувати ні нейтральної лінії, ні зони руху уверх по відкосі. Більш крупні частки перейдуть у зважений стан на меншій глибині, і якщо ця глибина буде менше глибини розташування нейтральної лінії для часток цієї крупності, то для них буде існувати зона тягнення уверх. Для часток середньої крупності які не переходять у зважений стан, існують усі три зони, причому зона тягнення вниз може бути скороченою.

Крупні частки можуть почати рухатися тільки при значній швидкості. Такі частки зміщуються тільки вверх по відкосі при проходженні гребеня хвилі. Для них відсутня нейтральна лінія та зона тягнення униз. Таким чином, чим крупніші частки, тим менша глибина на якій вони починають рух, і стрімкіший відкос, де частки можуть знаходитись у динамічній рівновазі. Тому зі збільшенням крупності часток зменшується ширина граничного профілю рівноваги і зростає його стрімкість.

При затиханні шторму у кожній точці відкосі осідає послідовно різний за крупністю матеріал: спочатку валуни та галька, потім проміжки між ними заповнюються гравієм та піском [3].

ЛЕКЦІЯ 4

1. Зміна режиму руху наносів та профілю рівноваги в залежності від сили хвилювання.
2. При послабленні хвилювання.
3. При зростанні сили хвилювання.
4. Вплив крутизни хвиль.

- 4.1. Змінення режиму руху наносів та профілю рівноваги в залежності від сили хвилювання.

Прослідити закономірність зміни профілю берегової зони на всій довжині, при зміні хвилювання поки неможливо, однак можливо вказати спрямованість процесу переробки верхньої та нижньої частини профілю рівноваги на основі розглянутих вище схем руху часток наносів.

- 4.2. При послабленні хвилювання.

При послабленні сили хвилювання зменшується глибина дії хвиль на дно і, як наслідок, ширина нового профілю рівноваги. В нових умовах перероблюватися буде тільки верхня частина старого профілю. Зменшується сила донної компенсаційної течії, що призводить до зростання стрімкості відкосу по усій довжині профілю. Зменшується ступінь деформації профілю хвильових швидкостей та абсолютна величина їх максимальних значень, тобто V'_{max} та V''_{max} , що призводить до відносного зростання V_0' та V_0'' . Це веде, по перше, до розширення зони тягнення часток уверх по відкосі, і, по друге, до зростання різниці між переміщенням часток уверх і униз по відкосі, і для її врівноваження дією сил тяжіння, схил повинен зростати. Таким чином, у верхній частині профілю, де відбувається значна деформація хвилі, відкос нового профілю буде стрімкіший попереднього, що супроводжується виробкою матеріалу на берег, нарощуванням та зміщенням

берега у бік моря.

У нижній частині нового профілю, якщо початок деформації хвилі приходить на стрімку частину попереднього профілю, що може статися при значному ослабленні хвилювання, відкос стає пологішим, і у його основі буде спостерігатися різка зміна глибин, або як говорять - звал глибин.

4.3. При зростанні сили хвилювання.

При зростанні сили хвилювання зростає компенсаційна течія, що призводить до уположення відкосу, зростають параметри хвилювання та асиметрія швидкостей, а це призводить до зростання ширини профілю рівноваги та вигладжування верхньої частини відкосу. На ділянці між нижніми кінцями старого та нового профілів, виробка профілю йде на початковому відкосі, де створюється зона відкладення часток, які поступають з нижньої зони розмиву старого профілю. Як наслідок - початковий ухил зменшується. Таким чином, і у верхній, і у нижній частинах, відкос стає більш пологим. Можливо вважати, що це відбувається і у середній частині профілю.

При загальному згладжуванні профілю, матеріал з відкосу зміщується униз, берег розмивається і смуга берега відступає у бік суші. Як наслідок, під час шторму відбувається більш сильне виположування профілю та розмив берегів, а також знищення пляжу. Але, як тільки шторм вщухає, при слабкому хвилюванні матеріал знову зміщується до берега і нарощує його. Проте основний профіль підводного схилу створюється штормами, слабке хвилювання тільки змінює його обриси у верхній частині. Сильний шторм за одну добу може докорінно змінити профіль, який створювався при слабкому та посередньому хвилюванні на протязі довгого часу - місяцями, і навіть роками.

4.4. Вплив крутизни хвиль.

Багато дослідників (особливо зарубіжних) пов'язують зміну профілю з крутизною хвилі, зазначаючи, що пологі хвилі нарощують пляж, а стрімкіші

його розмивають. Оскільки зимою частіше спостерігаються вітрові стрімкі хвилі, а влітку - пологі хвилі зибу, то говорять про літнє наливне хвилювання, та про зимове розмивання.

Професор В.П.Зенкович таким чином пояснює цю закономірність, що дійсно існує у природі: „Пологі хвилі впливають на дно починаючи з більшої глибини, тобто на широкому підводному схилі їх деформація починається раніше, і внаслідок цього, асиметрія швидкостей у кожній точці попереднього відкосу буде більше. Проте абсолютні швидкості будуть менші, що викликає відносне зростання швидкостей V_0' та V_0'' . При таких умовах матеріал викидається на берег і таким чином нарощує його - пляж наливається.

При стрімких, отже, більш короткоперіодичних хвилях зростає нагон води у зоні урізу води. Це викликає посилення компенсаційної течії, що призводить до загального виположення профілю. Зростання максимальних хвильових швидкостей та малий період хвиль сприяють зваженню наносів та виносу їх у море. В результаті матеріал зноситься униз по відкосі, профіль стає більш пологим, розмивається пляж і берегова смуга відступає у бік суші" [3].

ЛЕКЦІЯ 5

1. Рух мілких піщаних наносів.
2. Теоретичні уявлення.
3. Натурні спостереження.

5.1. Рух мілких піщаних наносів

При мілких піщаних наносах характер їх поперечного зміщення та процес формування підводного схилу і пляжу відрізняється від розглянутої вище схеми для крупніших часток. При визначеній придонній швидкості вони можуть переходити у зважений стан і знаходитися у цьому стані достатньо довго, що обумовлює можливість їх переміщення в напрямку загального переносу води. Ухили профілю, складеного з піщаних наносів, та розміри часток цих наносів настільки малі (ухил звичайно не перевищує 0.015 - 0.02, а середня крупність часток 0.1 - 0.25 мм), що сила тяжіння вже практично не впливає на характер руху піщинок.

Загальне переміщення піщаних наносів відбувається при русі цілого прошарку товщиною до 10 – 20 см. Мілкі піщані частки в залежності від швидкості руху води можуть реально переміщуватися як тягнені, зважені та напівзважені.

Напрямок руху піщаних наносів і характер профілю рівноваги залежать від гідравлічної крупності часток (яка визначає швидкість відриву від дна та час знаходження частки у зваженому стані), швидкості зрушення, параметрів хвиль та ступені їх деформації, сили і напрямку течії. Рівновага у кожній точці профілю, складеного з мілкозернистого матеріалу, настає тоді, коли кількість піску, який пройшов через даний переріз у бік берега і назад, під впливом хвильових рухів і течії, виявляється однаковою.

5.2. Теоретичні уявлення

Загальна теорія цього питання не розроблена і поки що існує тільки ряд гіпотез, які дозволяють з якоюсь ймовірністю дати якісну оцінку підсумкового зміщення мас піску. Найбільш цікава концепція Фолльбрехта: він вважає, що рівновага на піщаному відкосі при хвилюванні настає при рівності моментів мас (добуток маси зваженого піску на відстань, яку ця маса проходить в одному напрямку). При проходженні над відкосом гребеня і западини деформованої хвилі спостерігаються такі явища: у першому випадку придонна швидкість більше, зважується більша маса піску, але відстань, на яку переноситься пісок - менша; у другому випадку, навпаки, маса піску менш, а відстань більше. В обох випадках необхідно враховувати наявність компенсаційної течії.

Розглядаючи моменти у конкретних умовах можливо визначити напрямок переміщення наносів і передбачити стрімкість та характер профілю.

Професор В.В. Лонгінов запропонував метод умовних сумарних імпульсів тиску, який засновано на зв'язку придонних хвильових тисків з інтенсивністю та напрямком руху наносів різної крупності. Ідея полягає в наступному: при хвильових рухах у придонному шарі потік, який обтікає будь яке тіло, чинить на нього тиск, який залежить при рівних умовах, від швидкості та прискорення потоку. У момент максимальної швидкості прискорення дорівнює нулю і тиск пропорційний тільки швидкості. В інші моменти часу прискорення не дорівнює нулю, але згідно з експериментальними даними, інерційна складова тиску, яка залежить від прискорення, дуже мала і на неї можна не зважати. Таким чином, напрямок дії сили тиску та її значення повинні відповідати напрямку та інтенсивності переносу. У свою чергу, дані про перенос води дозволяють дати оцінку про переміщення піску.

Напрямок дії сили тиску визначається відношенням імпульсів тиску протилежного напрямку - коефіцієнт асиметрії.

При цьому, у чисельнику відношення завжди знаходиться імпульс тиску спрямований до берега і, отже, при коефіцієнті більшому або меншому одиниці, перенос спрямований відповідно у бік берега, або у бік моря.

5.3. Натурні спостереження

Спостереження у природних умовах показують, що в залежності від крупності часток, початкового ухилу профілю та характеристик хвильового режиму на піщаних узбережжях може спостерігатися зміщення матеріалу у бік моря та розмив берега, або рух наносів до берега та його нарощування. При цьому достатньо невеликих змін в значеннях вказаних факторів, щоб змінився увесь режим руху наносів. Так, наприклад, по даним Зенковича, зміна крупності зерен піску на 0.1 - 0.2 мм призводить до зміни ухилу профілю на 1 -2 %, що в свою чергу може докорінно вплинути на характер трансформації хвиль. Остання обставина призведе до перебудови профілю та до зміни ухилів пляжу та дна, а також до зміни напрямку руху наносів [3].

ЛЕКЦІЯ 6

1. Подовжнє переміщення наносів.
2. Косий підхід хвиль.
3. Переміщення донних наносів.
4. Головні властивості потоку наносів.

6.1 Подовжнє переміщення наносів

Фронтальний підхід хвиль до берега слід розглядати не як правило, а скоріш, як виняток, так як в природних умовах хвилі, незважаючи на рефракцію, звичайно підходять під деяким кутом. При цьому частки рідини, виконуючи коливання в напрямку розповсюдження хвиль на визначеній глибині, намагаються перемістити і частки наносів в тому ж напрямку. Якщо частки наносів мають достатню крупність і знаходяться на профілі з великими ухилами, то на їх рух впливають сили тяжіння.

6.2. Косий підхід хвиль

При косому підході хвиль напрямок хвильових рухів рідини не співпадає з напрямком сили тяжіння, котра завжди спрямована по лінії найбільшого ухилу (скату), тобто приблизно по нормалі до берегової смуги, і тому частки наносів в цих умовах при своєму русі відхиляються від напрямку хвиль. Як наслідок, спостерігається подовжнє переміщення наносів на дні та на пляжі. В першому випадку говорять про донне подовжнє переміщення наносів, в другому - про берегове подовжнє переміщення наносів.

Шлях частки наносів, яка знаходиться на деякій глибині на профілі динамічної рівноваги, який був вироблений при фронтальному підході хвиль, зображено на малюнку 1а.

Якщо хвилі змінять свій напрямок і будуть підходити до берега під

кутом α , вказана рівновага порушується, рисунок 1б. При проходженні гребеня хвилі частка з положення 1 зміститься уверх по відкосі, намагаючись зайняти положення 2'.



Рисунок 1. Схема донного вздовжберегового переміщення наносів: а - фронтальний підхід хвиль, рівновага досягнута; б - хвилі тих же параметрів розвернулись на кут $\alpha = 45^\circ$, наноси переміщуються під кутом до берега в бік моря; в - рівновага досягнута при новій системі хвиль; г - хвилі знову розвернулись по нормалі при новому, більш похилому схилі - наноси переміщуються до берега; товста стрілка - вектор сили тяжіння; тонка стрілка вектор гідродинамічної сили; наведена стрілка - їх рівнодіюча; стрілки під схемами - напрямком переміщення наносів; а - кут підходу хвиль до берега; 1,2,3,... - положення часток на відкосі.

Однак, під впливом сили ваги, частка відхиляється від напрямку променя хвилі, у даному випадку вправо, і опиняється в положенні 2. При цьому, частка в напрямку нормалі до берега, зміститься на менший відрізок уверх по відкосі, чим при фронтальному підході хвиль, і ця різниця буде тим більша, чим більший кут α . При проходженні западини хвилі частка з тих же причин зміститься нижче того положення, яке вона займала на початковому профілі рівноваги. Цей цикл рухів частка буде виконувати при проходженні кожної хвилі. У підсумку, частки будуть переміщуватися вздовж берега і униз по відкосі, який буде при цьому розмиватися та виположуватися. Вплив сили тяжіння зменшиться.

При урівноваженні гідродинамічних сил складовою сили тяжіння встановлюється новий профіль рівноваги. У цьому випадку частки, виконуючи коливальний рух на відкосі, одночасно будуть рухатися по дну вздовж берега, малюнок 1в. Такий профіль рівноваги може існувати тільки при умові, що на даній ділянці берега весь час надходять наноси ззовні.

В іншому разі, при косому підході хвиль, профіль буде розмиватися. Якщо після того як при заданому напрямку хвиль виробиться профіль рівноваги хвилі змінять свій напрямок і знову будуть підходити до берега фронтально, малюнок 1г, то рівновага на відкосі знову порушиться, частки почнуть рухатися уверх по відкосі, звеличуючи стрімкість, і відбудеться намив берега.

При косому підході хвиль до відкосу з рівномірним початковим ухилом буде спостерігатися зона переміщення наносів уверх по відкосі, зона тільки подовжнього переміщення - нейтральна, і зона зміщення наносів униз, рисунок 2.

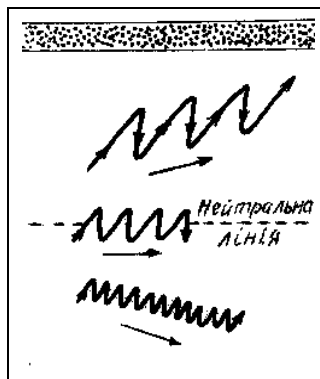


Рисунок 2. Схема одночасного поперечного та подовжнього переміщення наносів.

У чистому виді подовжнє переміщення наносів може відбуватися тільки на виробленому, відповідно новим умовам, профілі рівноваги. У всіх інших випадках спостерігається поперечне і подовжнє переміщення наносів.

При розповсюдженні хвиль паралельно ізобатам при усяких по крупності частках і ухилах дна, частки будуть зміщуватися тільки униз по відкосі під дією сили тяжіння, так як нема складової гідродинамічних сил, спрямованої по нормалі до берега. Інтенсивність донного подовжнього переміщення наносів зростає при зростанні кута підходу хвиль до берега α , і залежить від параметрів хвилювання, крупності наносів та ухилу профілю.

Наноси, розташовані на пляжі, при косому підході хвиль, також переміщуються вздовж берега.

Це відбувається внаслідок неспівпадіння напрямку руху хвилеприбійного потоку, вектор швидкості якого спрямований по променю хвилі перед її остаточним руйнуванням на пляжі під кутом α_1 відносно нормалі до лінії урізу, та сили тяжіння, діючої по лінії найбільшого схилу, рисунок 3.

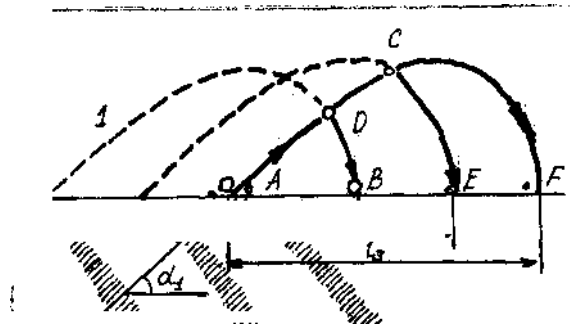


Рисунок 3. Схема берегового подовжнього переміщення наносів різної крупності: 1 - шлях прибійного потоку; 2 - напрям хвильового променя; 3 - гребні хвиль; α_1 - кут між хвильовим променем та лінією берега під час руйнування хвилі; ABD, AEB, AEF - траєкторії руху відповідно крупних, середніх та мілких часток під час одного заплеску; l_1 , l_2 , l_3 - шлях вздовж берега, пройдений відповідно крупними, середніми та мілкими частками за час одного заплеску.

Інтенсивність переміщення наносів на пляжі залежить від кута α_1 , крупності часток та сили хвилювання. При русі уверх по відкосу хвилеприбійний потік під впливом сили тяжіння відхиляється від прямолінійного напрямку і переміщується по криволінійній траєкторії. Досягнувши її найвищої точки, хвилеприбійний потік на мить зупиняється і потім стікає з відкосу приблизно по нормалі до урізу води.

Частки наносів невеликої крупності перемішуються по відкосу разом з потоком води, рухаючись по криволінійним траєкторіям ACF, і при кожному заплеску змішуються на визначену відстань l_3 вздовж берега. Ця відстань буде тим менша, чим менший кут α_1 , так як траєкторія руху часток при цьому стрімкіша.

Швидкість хвилеприбійного потоку має максимальну величину у безпосередній близькості від міста руйнування хвиль і зменшується уверх по відкосу. Тому більш крупні частки будуть починати рух разом з мілкими, але змістившись трохи уверх і вперед по лінії АВ або АС, зупиняться, так як

зменшується швидкість потоку, розподіляючись при цьому за величинами крупності. Зворотний потік води змістить їх униз по лініям DB і CE. Шлях, пройдений цими частками за час одного заплеску l_1 та l_2 буде меншим, чим пройдений мілкими частками l_3 .

Однак у реальних умовах найбільш інтенсивно рухаються вздовж берега частинки середньої крупності. Мілкі частки рухаючись у тилу зворотного потоку з невеликою швидкістю, не встигнувши повернутися в початкове положення, зустрічають новий потік, який іде уверх з великою швидкістю, і знову линуть уверх, внаслідок цього мілкі частки переміщуються тільки у верхній частині пляжу, зміщуючись уздовж з меншою швидкістю. Крім того, завдяки нерівномірності висоти накату хвилі і фільтрації води крізь матеріал пляжу, частки закинуті на верхню частину пляжу, можуть зовсім випасти із загального руху на деякий час, поки не підійде наступна велика хвиля.

Крупні частки починають переміщення тільки при дуже великих хвилях, решту часу застаючись у спокої, і тому їх швидкість переміщення вздовж берега також виявляється меншою, ніж у середніх часток.

При зростанні ухилу пляжу інтенсивність вздовжберегового переміщення спадає, так як траєкторії часток стають стрімкішими і відрізки шляху, пройдені за час одного заплеску зменшуються. Крім того, чим стрімкіший ухил дна, тим крупніші частинки, що складають пляж, що також відбивається на швидкості руху наносів.

Із зростанням параметрів хвиль, безпосередньо перед остаточним руйнуванням, зростає і інтенсивність переміщення наносів. Однак слід мати на увазі, що навіть біля заглиблених берегів з галечними наносами у сильний шторм хвилі руйнуються на значній відстані від берега і до урізу води підходять вже ослабленими.

Тому найбільші швидкості переміщення гальки спостерігаються при середньому хвилюванні, приблизно при 4 - 5 балах, (на Кавказькому узбережжі приблизно 150 метрів на добу, а об'єм приблизно 300 - 400 м³ на

добу при вказаній силі хвилювання).

Спостереження показують, що швидкість переміщення окремих часток на пляжі може досягати і 900 - 1000 м на добу.

При штормах значної сили, при зменшенні швидкості окремих часток, стрімко зростає загальна кількість переміщуємого матеріалу: до 1700 м³ на добу (Кавказ).

6.3 Переміщення донних наносів.

Інтенсивність переміщення вздовж берега донних наносів значно менша, так як хвильові швидкості і амплітуда хвильових рухів по своїй абсолютній величині з глибиною зменшуються. Швидкість вздовжберегового переміщення наносів залежить від кута між напрямком розповсюдження хвиль у відкритому морі та лінією берега φ , і її максимальне значення спостерігається при визначеній величині цього кута. Таке положення пояснюється тим, що при зміні кута від 90° до 0° , з одного боку, зростає складова хвильового руху вздовж берега і, як наслідок, інтенсивність переміщення наносів, з іншого боку, внаслідок рефракції хвиль, зменшується їх питома енергія або висота хвиль, що знижує силу дії хвиль на пляж, і відповідно, інтенсивність переміщення наносів. Поки вплив рефракції невеликий, швидкість руху наносів зростає.

При малих кутах φ роль рефракції посилюється і швидкість переміщення наносів зменшується. Отже, оптимальне значення кута φ знаходиться у діапазоні $0 < \varphi_{\text{опт}} < 90^\circ$. Теоретичні розрахунки та спостереження у лабораторних та природних умовах показують, що $\varphi_{\text{опт}}$ змінюється з ухилом дна від 30 до 50° . Для ухилу $i = 0,023$, по розрахункам $\varphi_{\text{опт}} = 45^0$, що непогано співпадає з експериментальними даними.

Під час шторму піщані наноси під дією хвиль та течій переносяться вздовж берега іноді на дуже великі відстані - до кількох сотень кілометрів.

Найбільш інтенсивне вздовжберегове переміщення наносів (натурні

спостереження Р.Я.Кнапса у Балтійському морі) відбуваються у зоні першого забурунювання хвиль, малюнок 4а, де спостерігаються максимальний вплив хвиль та течій на поверхню піщаного дна, малюнок 4б.

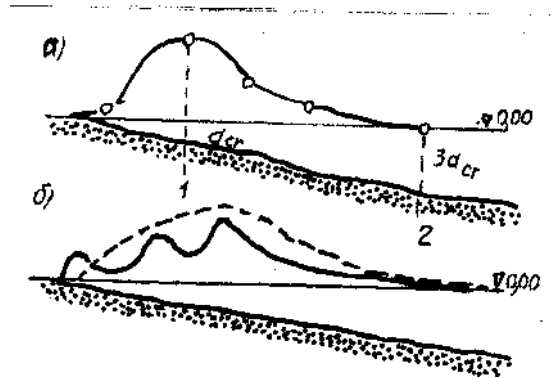


Рисунок 4. Зміння інтенсивності переміщення наносів з глибиною (піщаних): а - інтенсивність переміщення наносів; б - інтенсивність впливу хвиль (суцільна лінія) і течій (пунктир) на поверхню піщаного підводного схилу; 1 - глибина первинного забурунювання ; 2 - трьохкратна глибина забурунювання.

Сила та напрям хвилювання і течії від шторму до шторму змінюються, що, відповідно визиває зміну інтенсивності і напрямку вздовжберегового переміщення наносів. Кожний шторм викликає здвиги наносів різних величин та напрямків. Ці здвиги називають міграціями наносів. Величина міграції за визначений період дорівнює арифметичній сумі здвигів одного напрямку. Алгебраїчна сума усіх здвигів, звичайно за 1 рік, дає однозначний напрям переміщення деяких мас наносів. Це переміщення називають вздовжбереговим потоком наносів.

Поток наносів може бути береговим, що стосується гальки, і донним, що відноситься до піщаних наносів.

6.4 Головні властивості потоку наносів.

Головними властивостями потоку наносів є наступні, по (Зенкевичу В.П.) :

1. Ємність (поняття ємності відповідає поняттю максимальної витрати потоку) - максимальна кількість наносів, яку хвилі і течії можуть

переміщувати за одиницю часу, ємність потоку максимальна, коли $\varphi = \varphi_{\text{опт}}$.

2. Потужність (нагрузка) - кількість матеріалу, фактично переміщуємого потоком в одиницю часу через даний переріз. Найбільші значення потужності потоку наносів вимірюються сотнями тисяч кубометрів на рік для піщаних берегів, та десятками тисяч кубометрів на рік для галечних берегів.

3. Ступінь насичення — відношення потужності потоку до його ємності. Насичений потік - це потік, у якого ємність дорівнює потужності. Якщо з якихось причин зменшується ємність ненасиченого потоку, ступінь його насичення зростає при тій же потужності. Якщо ж зменшується ємність насиченого потоку, то потужність його зменшується. Частина наносів опадає, а потік зостається насиченим.

При зростанні ємності насиченого потоку і присутності наносів потік збільшує потужність і зостається насиченим, при дефіциті наносів потік стає ненасиченим і частина енергії може втрачатися на розмив дна.

Протяжність потоку наносів може бути різною, в залежності від конкретних умов.

Потік наносів обривається, якщо на його шляху зустрічаються гирло глибокої бухти, підводний каньйон, різкий звал глибин і таке інше.

Це визиває перехід матеріалу на глибину, де на нього вже не діють хвильові швидкості, або дуже зменшується ухил підводного схилу, що призводить до викидання наносів на берег. І в тому, і в іншому випадках потік завершує свій рух.

Одним з видів масового переносу наносів є рух форм рельєфу, розташованих частково на підводному схилі і частково на пляжі у виді виступів берега. Хвилі, підходячи до берега, змивають пісок з передньої частини і відкладають його на тилівій стороні, у підсумку вся маса зміщується вздовж берега. Розміри цих утворень коливаються у широких масштабах, а швидкість досягає 32 м на добу, що складає приблизно 0.01 від швидкості піску у прибіжній зоні.

На практиці для оцінки потоку наносів широко використовують

наближені методи, які дозволяють визначити напрямок руху потоку наносів в залежності від фізико-географічних умов. У нас застосовують два методи, в одному з яких характеристики потоку наносів зв'язують з режимом вітрів, а в другому - з режимом хвилювання [3].

ЛЕКЦІЯ 7

1. Вплив коливань рівня моря на переміщення наносів і формування берегів
2. Специфіка процесів у припливних морях та при згоні – нагоні

7.1 Вплив коливань рівня моря на переміщення наносів і формування берегів

Нове положення рівня моря відносно попереднього визиває порушення умов рівноваги на виробленому раніше профілі, переміщення наносів, розмив або намив берегів. Якщо рівень зріс, то стрімкий відкос у верхній частині профілю внаслідок зменшення хвильових придонних швидкостей у фіксованих точках профілю буде виположуватися, наноси почнуть переміщуватися у бік моря і берег буде розмиватися. Лінія берега зміститься у бік суші.

При зниженні рівня глибини над профілем зменшаться, зросте асиметрія швидкостей, наноси почнуть рухатися до берега і будуть викидатися на пляж. Ухили у верхній частині профілю зростуть і лінія берега зміститься у бік моря. Так буде розвиватися в умовах змінного рівня профіль, складений крупними наносами.

У випадку піщаних наносів, при кожному положенні рівня, профіль берегової зони буде формуватися у відповідності з вищерозглянутими закономірностями. У загальному випадку на пляжі буде накопичуватися більш грубий матеріал, більш мілкий буде виноситися протитечією у зваженому стані в район більших глибин.

7.2 Специфіка процесів у припливних морях та при згоні - нагоні

В умовах припливних морів разом з періодичними коливаннями рівня

у прибережній зоні спостерігаються припливні течії, які мають великі швидкості.

Біля берегів з великою глибиною припливні течії мають підпорядковану роль - головний вплив на переміщення наносів має хвилювання. Але на дуже відмілих берегах, де хвилі мають невелику остаточну енергію, маси наносів переміщуються припливними течіями. Завдяки деформації припливної хвилі та зміни напрямку припливних течій у прибережній зоні швидкості при припливі бувають більші, чим при відпливі. Тому великі маси зважених наносів, які переміщуються у бік берега при припливі, опадають тут при відпливі і формують специфічну форму берегів, так звану осушку. Ця частина берегової зони, які поперемінне затоплюється і осушується, має дуже пологі відкоси і складена мілкими піщано-мулистими наносами. Оскільки ухили акумулятивних берегів припливних морів дуже невеликі, близько 0.001, іноді і потужність потоку мулистих наносів в умовах припливних морів складає мільйони кубічних метрів на рік.

Припливні течії, насичені наносами, проникають у закриті затоки, бухти і акваторії портів, де при відпливі із зменшенням швидкості наноси опадають та осідають на дні. Інтенсивність замулення портів в деяких випадках досягає швидкості 1 метр на рік. Разом з розповсюдженням у зваженому стані в припливних морях мулисті наноси переміщуються по дну у вигляді „опливаючих наносів”, які сповзають у підхідні канали і по ним проникають у закриті акваторії портів.

Проникнення мулистих наносів (зважених та опливаючих) у порти, розташовані на відмілих берегах припливних морів потребує необхідності ремонтного черпання, об'єм якого іноді дуже великий, так, наприклад, у порту Синьган (Китай) об'єм черпання у акваторії порту та на підхідному каналі складає 5 мільйонів метрів кубічних на рік [3].

ЛЕКЦІЯ 8

1. Елементарні акумулятивні форми
2. Профіль абразійного берега

8.1 Елементарні акумулятивні форми

Усякий раз , як тільки з якої будь причини зменшується швидкість руху потоку, його ємність знижується, наноси перестають переміщуватися і відкладаються на дні або на пляжі. Відбувається утворення акумулятивних форм рельєфу берегової зони. Під цією назвою розуміють стійкі при даному гідрологічному режимі району позитивні форми рельєфу, утворені морськими наносами під дією хвиль та супутніх їм течій.

За своїм положенням відносно берега акумулятивні форми можуть бути: примкнувшими, якщо на всьому протязі прилягають до корінного берега; замикаючими, якщо причленюються до корінного берега кореневою та нарощуємою частинами; вільними, якщо з'єднуються з берегом тільки кореневою частиною, та відчленовані, якщо не з'єднуються з берегом.

Вперше класифікація акумулятивних форм, складених відносно крупним матеріалом, та схеми їх утворення, пов'язані з контуром берегової лінії, були дані В.П.Зенковичем. Все природне різноманіття таких форм зводиться до декількох елементарних схем та їх комбінацій.

1 .Заповнення вхідного кута. Якщо лінія берега різко повертає в бік моря, то хвилі, які розповсюджуються під гострим кутом , будуть підходити до берега під кутом, близьким до прямого. Наносорухійна сила хвилювання на цій ділянці значно знизиться і поступаючи з берега наноси будуть тут зупинятися. На початку наноси відкладаються у верхній частині схилу, і по мірі їх надходження, зона акумуляції розповсюджується вздовж лінії берегу назустріч руху наносів і вздовж ділянки берега.

В цей час через дефіцит наносів на ділянці берега може початися розмив. Потік наносів вздовж берега відтвориться після того, як

аккумулятивна форма досягає урізу. При цьому її мористий бік приймає такі обриси, за яких в будь-якій точці кут між напрямком хвиль і нормаллю до берега буде відрізнятися від прямого. Акумулятивна форма розповсюджується під рівень води, викликаючи зміну рельєфу дна на цій ділянці, також у відповідності з напрямком хвилювання. Утворена аккумулятивна форма за своїм типом являється примикаючою.

2.Огинання виступу берега при стрімкому завороті лінії берега в бік суходолу. При цьому відбувається сильна рефракція хвиль, в наслідок чого зменшується їх наносорухійна сила. Через це наноси, які переміщуються вздовж лінії берега зупиняються за лінією урізу, формуючи початковий аккумулятивний виступ.

Нова порція наносів, які продовжують поступати з попередньою інтенсивністю вздовж берега, з тієї ж самої причини зупиняться в кінці цього виступу. Як наслідок, аккумулятивна форма буде подовжуватися, відхиляючись трохи в бік суші від напрямку лінії берега. В результаті формується вільна аккумулятивна форма, яка називається косою. В природних умовах така форма створюється біля мисів, які відгороджують вхід в бухту чи затоку. Зі зменшенням наносорухійної сили через сильну рефракцію аккумулятивна форма може створюватися поперек широкої і неглибокої бухти на деякій відстані від гирла. Іноді такі утворення спостерігаються на обох берегах бухти. Поєднуючись, якщо до того нема ніяких перепон (сильної течії, за рахунок впадання в бухту ріки, припливних течій і таке інше), вони також створюють аккумулятивну форму, яка перекидає бухту і має назву - пересип.

3.Зовнішнє блокування берега.

Різко виступаючі мис або острів, розташовані на деякій відстані від берега, створюють хвильову тінь, де зменшується наносорухійна сила хвилювання. Наноси, які рухаються вздовж лінії берега, потрапляючи на межу цієї тіні, положення якої визначається із урахуванням рефракції хвиль біля мису або острова, зупиняються, при цьому створюючи аккумулятивний виступ, або „наволок". Поступаючи наноси будуть нарощувати первинну

аккумулятивну форму у напрямку вхідної точки, але головним чином у напрямку блокуючого елемента. У кінці кінців, якщо для цього не буде перешкод, ця аккумулятивна форма примкне до блокуючого елемента. У цьому випадку аккумулятивна форма буде називатися перейма або томболо. У подальшому ця аккумулятивна форма може розвиватися за схемою заповнення вхідного кута.

У природних умовах достатньо часто зустрічаються аккумулятивні форми, які утворилися та розвиваються у відповідності з описаними схемами. Разом з цим у природі спостерігаються аккумулятивні форми, утворені в результаті сумісної дії наведених вище факторів.

Крім цього, дуже розповсюджені аккумулятивні форми у вигляді кіс та виступів, які утворилися внаслідок двохстороннього постачання. Це відбувається при дії двох систем хвилювання, проекції наносорущіх сил яких мають протилежні напрямки.

8.2 Профіль абразійного берега.

При дії хвиль на корінний берег йде його механічне руйнування, морська абразія. Якщо ухили підводного схилу достатньо великі, а продукти руйнування корінних порід представлені дуже мілкими частинками, що може бути, наприклад, при руйнуванні берега, складеного глинами, то продукти руйнування не відкладаються на підводному схилі, а зносяться протитечією за його межі.

Руйнування початкового стрімкого відкосу, що відповідає достатньо глибокому берегу, починається з формування хвилеприбійної ниші поблизу урізу, де відбувається руйнування штормових хвиль і спостерігається найбільш інтенсивна дія хвиль на берег.

З поглибленням хвилеприбійної ниші нависаюча частина берега руйнується і формується початковий обрив, або кліф. Зруйнований матеріал на деякий час затримує подальший розвиток абразії, яка відновлюється після розмиву хвилями цього матеріалу. Із зміщенням абразії у бік суші вказаний

цикл неодноразово повторюється. Одночасно з переробкою кліфа хвилі діють і на поверхню підводного схилу і сила цієї дії змінюється з глибиною. По мірі розвитку абразії підводний схил набуває вид широкої злегка опуклої нахиленої у бік моря площини - формується бенч. Звичайно біля абразійних берегів наноси відсутні, але іноді вони можуть спостерігатися на бенчі, і тоді у верхній частині біля урізу води формується невеликий пляж.

Продукти руйнування, зміщуючись на глибину, створюють так звану притулену акумулятивну підводну терасу. Із переміщенням кліфа у бік суші абразія сповільнюється і у кінці кінців зупиняється; подальші змінення кліфа відбуваються під впливом наземних факторів, кліф поступово перетворюється у більш менший пологий схил.

З розвитком абразії і формуванням бенча змінюється характер дії хвиль на дно. Спочатку сила дії хвиль на дно, зростає до максимуму у місті їх руйнування і потім спадає до нуля на межі заплеску. При розвитку абразії та розширенні бенчу хвилі забурнюються, не доходячи до урізу, і рухаються далі вже ослабленими - сила дії хвиль знижується, так як глибина зростає; біля вертикальної стіни сила різко зростає, що відповідає удару хвилі об стіну. Одночасно відбувається зростання загального запасу енергії у одних і тих же точках профілю.

Повністю виробленому профілю відповідає така дія хвиль на породи дна, коли у кожній точці профілю має місце мінімум енергії, при якому починається руйнування дна. Такий прфіль називають абразійним профілем рівноваги. Запас загальної енергії зростає у порівнянні з попереднім випадком і зменшується з поменшенням глибини.

Окрім хвилювання на процес абразії впливають і так звані фактори нехвильової природи, які грають другорядну роль. До таких факторів відносяться склад та характер залягання порід, які складають берега та дно моря, дія льоду, термічна дія моря на береги, складені з довічномерзлих товщ, морозне вивітрювання, хімічне вивітрювання, і таке інше, [1,3].

ЛІТЕРАТУРА

1. Башкиров Г.С. Динамика прибрежной зоны моря. М.: "Морской транспорт", 1961. 220 с.
2. Леонтьев О.К. Морская геология. М.: "Высшая школа", 1982. 344 с.
3. Смирнов Г.Н. Океанология. М.: "Высшая школа", 1987. 408 с.