

**С.А. Величко, О.Я. Матвєєв, Д.М. Бичков,  
В.К. Іванов, В.М. Цимбал, О.С. Гавриленко**

Інститут радіофізики та електроніки ім. О.Я. Усикова НАН України  
12, вул. Акад. Проскури, Харків, 61085, Україна  
E-mail: [ayamatweev2017@gmail.com](mailto:ayamatweev2017@gmail.com)

## Радіолокаційне спостереження довгих поверхневих хвиль у Тихому океані

*Предмет і мета роботи* – дослідження процесів взаємодії у системі «океан–атмосфера» радіолокаційним методом дистанційного зондування, а саме виявлення і визначення параметрів довгих хвиль, в тому числі нелінійних, на поверхні океану.

*Методи і методологія роботи.* У Тихому океані в серпні 1988 року з використанням літакового комплексу «Аналог» було виконано серію послідовних радіолокаційних зйомок проявів довгих поверхневих хвиль на морській поверхні у 3-см діапазоні довжин радіохвиль. Проведено аналіз результатів, що включав визначення просторових та частотних характеристик виявлених пакетів довгих хвиль, а також зіставлення даних експерименту з модельними розрахунками в рамках теорії розсіювання радіохвиль поверхнею в присутності проявів сейсмічних хвиль.

*Результати роботи.* Отримані радіолокаційні зображення (РЛЗ) пакета довгих поверхневих хвиль (ПДПХ) у відкритому океані. За РЛЗ визначено просторовий масштаб (5...10 км) цих хвиль, довжини хвильових складових пакета (1...5 км) і швидкість його переміщення (6,1 м/с). Проведено аналіз нелінійної форми складових ПДПХ і шляхом порівняння експериментальних радіоконтрастів з теоретичними оцінено їх амплітуди. Виконано батиметрію траси руху поверхневих хвиль. Такий аналіз дозволив припустити, що спостережуваний пакет є набором солітонів, сформованих сейсмічним поштовхом та подальшим підводним обвалом.

*Висновок.* Показано можливість радіолокаційного дослідження пакетів довгих поверхневих хвиль в океані в динаміці їх руху. Проведення подібних експериментів, необхідних для вивчення фізики процесів взаємодії у системі «океан–атмосфера», можливе не тільки за допомогою авіаційних радіолокаційних систем, але і з використанням систем космічного базування, за умови врахування вимог щодо частоти огляду в просторі та часі. Іл. 5. Табл. 1. Бібліогр.: 17 назв.

*Ключові слова:* радіолокаційний метод, пакет довгих поверхневих хвиль, сейсмічний поштовх, солітон.

За руйнівною силою довгі гравітаційні хвилі, незалежно від природи походження (сейсмічне, атмосферне, через підводні зсуви, обвалення скель у воду та ін.), при виході на узбережжя не поступаються одна одній. Ступінь руйнування залежить від інтенсивності та глибини/висоти розташування початкової події (джерела) і пов'язаний з амплітудою хвилі, яка при цьому виникла на морській поверхні, а також зі швидкістю її руху. Наприклад, сейсмічні хвилі (цунамі), які є одним з типів солітонів, далеко від берегів мають малу амплітуду (не більше 0,7 м), дуже велику довжину хвилі (5...1 000 км) та високу швидкість руху (~950 км/год) [1, 2].

Через значні руйнування, які завдаються хвилями прибережній інфраструктурі, у сейсмонезбезпечних зонах встановлюються системи оперативного попередження, активно застосовуються дистанційні методи [3, 4].

Застосування дистанційних радіолокаційних методів виявлення сейсмічних хвиль на морській поверхні стало можливим тільки після формування теоретичних уявлень про взаємодію сейсмічної хвилі зі спектром короткохвильового вітрового морського хвилювання, відповідального за розсіювання зондувальних радіохвиль. Для цього було створено теорію взаємодії довгої сейсмічної (гравітаційної) хвилі

з вітровими брижами [5, 6], в рамках якої було отримано вираз для логарифмічного радіолокаційного контрасту (далі радіоконтрасту) морського хвилювання:

$$D(k_E, \theta, \xi) = -10 \log \left( \left( 1 + \frac{A_0 \Omega \sin \xi}{4\nu k_E \sin \theta} \right)^2 + (A_0 \Omega)^2 \left( \frac{\text{cth}(K_0 h) \cos \xi}{4\nu k_E \sin \theta} + \frac{K_0 \sin \xi}{2\Omega} \right)^2 \right), \quad (1)$$

де  $k_E$  і  $\theta$  – хвильовий вектор і кут падіння зондувальної радіохвилі, відповідно;  $\Omega = \sqrt{gK_0 \text{th}(K_0 h)}$  – частота довгої хвилі;  $h$  – глибина моря;  $K_0$ ,  $A_0$ , і  $\xi \equiv K_0 x - \Omega t$  – її хвильовий вектор, амплітуда і фаза;  $\nu$  – коефіцієнт кінематичної в'язкості рідини.

З (1) видно, що при заданих глибині моря, амплітуді та довжині сейсмічної хвилі  $\Lambda$ , довжині радіохвилі  $\lambda_E$  і куті її падіння, радіоконтраст буде функцією фази сейсмічної хвилі. Теорія показує, що передній та задній схили довгої хвилі по-різному впливають на спектр і радіоконтраст короткохвильового хвилювання. На передньому схилі короткі хвилі загасають, а на задньому – посилюються. Це пов'язано з напрямом вертикальної швидкості руху рідини в довгій хвилі: на передньому схилі вона спрямована вгору. При цьому вертикальні поверхневі напруги у рідині, які створені хвильовими рухами, зменшують дію вітрового тиску, що призводить до зменшення амплітуди коротких хвиль і, відповідно, радіоконтрасту. На задньому схилі довгої хвилі вертикальна швидкість спрямована вниз, і ефект виходить зворотний. Тут виникає явище, яке аналогічне параметричному резонансу в теорії коливань [7], що призводить до появи позитивного радіоконтрасту.

Спостерігаючи за зміщенням концентричних хвиль у відкритому океані на послідовних супутникових радіолокаційних зображеннях (РЛЗ), можна оперативним чином оцінити швидкість їх руху та найнебезпечніші напрямки утворення хвиль цунамі, а також спостерігати довгі поверхневі хвилі інших типів (атмосферно-гравітаційні, внутрішні, солітони різних типів та ін.).

У серпні 1988 року було поведено серію польотів з використанням радіолокаційної системи бічного огляду (РЛСБО) «Аналог» на борту літака ІЛ-18Д, метою якої було вивчення на

РЛЗ неоднорідностей хвилювання морської поверхні, а також відпрацювання методів і алгоритмів інтерпретації РЛЗ для їх використання в обробці інформації РЛСБО космічного базування на штучному супутнику Землі (ШСЗ) серії «Космос-1500 / Океан» [8, 9].

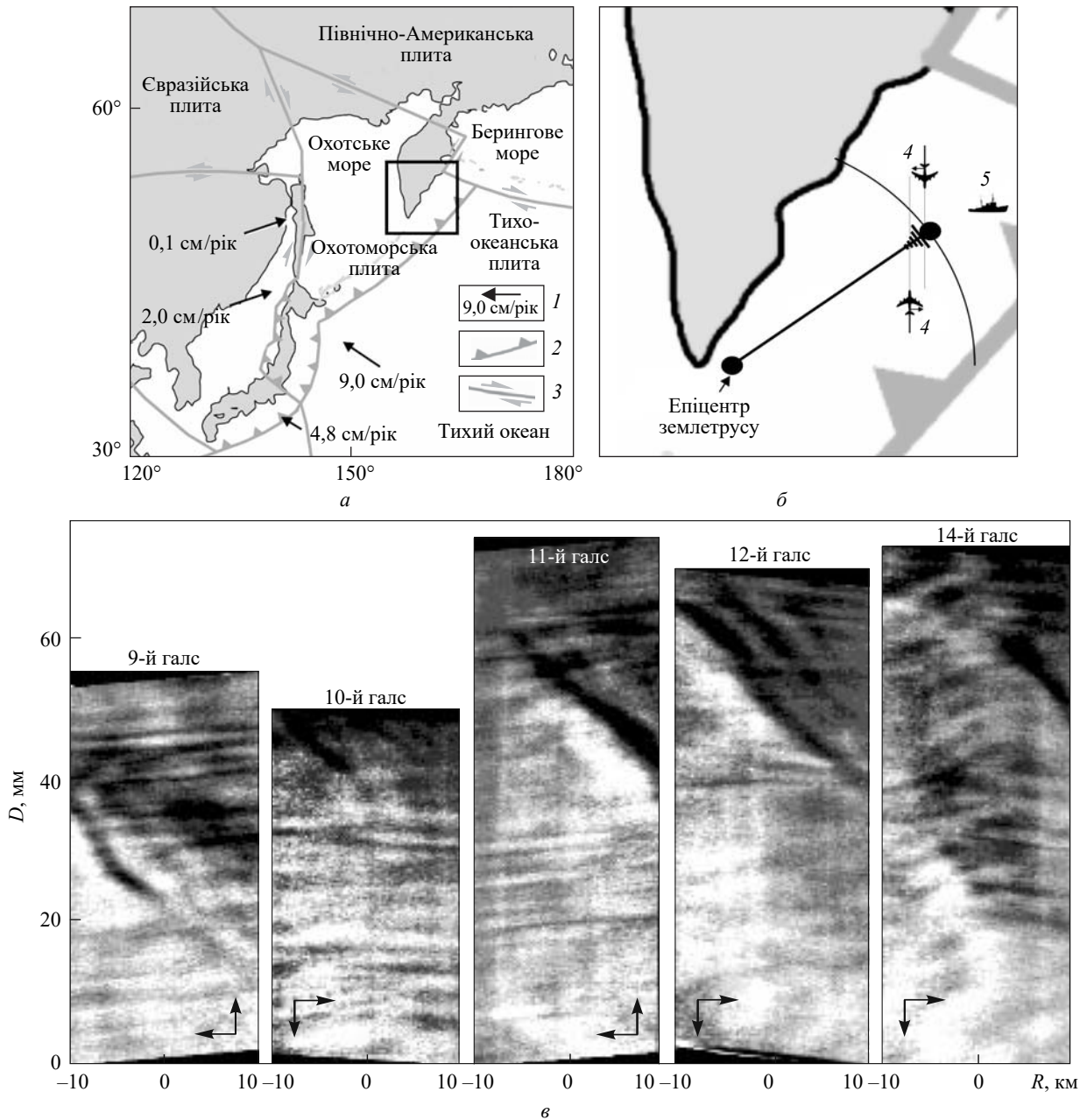
З урахуванням вибору для досліджень району Тихого океану поблизу східного узбережжя півострова Камчатка, який характеризується високою сейсмічною активністю, було виконано порівняння результатів проведених радіолокаційних досліджень з теоретичними оцінками радіоконтрастів сейсмічних хвиль. Для оцінок були використані дані про довжину морських хвиль, що отримані за допомогою спектрального аналізу РЛЗ.

### 1. Методи і результати дослідження.

*Параметри РЛСБО «Аналог».* Радіолокаційні зйомки проводилися з висоти 7 000 м на довжині хвилі 3 см. Поляризація – вертикальна (на передачу і приймання). Ширина діаграми направленості становила  $56^\circ$  у вертикальній і  $0,36^\circ$  – у горизонтальній площині. Просторове розрізнення за похилою дальністю – 20...50 м, за польотом – 25...150 м, залежно від похилої дальності. Радіометричне розрізнення  $\sim 1$  дБ.

*Просторово-радіометрична попередня обробка РЛЗ.* Отримані в процесі експериментів РЛЗ (зазвичай, зі смугою огляду 20 км і довжиною траси зйомки (галса) 50...100 км) піддавалися геометричній і радіометричній корекції, яка включала:

- корекцію геометричних спотворень, що виникають через наявність кута зносу літака;
- вирівнювання розрізнення поперек смуги огляду і в напрямку польоту з урахуванням реальної швидкості літака;
- фільтрацію та усереднення просторового розрізнення до  $\sim 100 \times 100$  м;
- радіометричну корекцію нерівномірності діаграми направленості антени у кутомісцевій площині;
- радіометричну корекцію середнього рівня сигналу поперек смуги спостереження (цифрова реалізація часового автоматичного регулювання посилення), яка необхідна для компенсації значного перепаду в інтенсивності відбитого сигналу в процесі спостереження поверхні у діапазоні кутів падіння  $20...70^\circ$ , що для поверхні океану може становити близько 40 дБ.



**Рис. 1.** Карта району проведення експериментів у Тихому океані з виявлення пакета довгих поверхневих хвиль (а, б) і результати послідовної радіолокаційної зйомки руху виявленого пакета (в). Горизонтальні темні смуги на РЛЗ – результат бічного хитання літака. Вертикальні та горизонтальні стрілки (в) вказують напрямки польоту літака і зйомки

*Вибір району проведення експериментів.* Експерименти проводилися в північно-західній частині Тихого океану (~300 км на схід від м. Петропавловськ-Камчатський). Вибір району був обумовлений його високою сейсмічністю. У ньому стикаються чотири тектонічні плити, що постійно рухаються: Тихоокеанська, Північно-Американська, Євразійська та Охотоморська (рис. 1, а). Швидкість та напрям руху меж плит показані на рис. 1, а стрілками 1–3,

відповідно. Крім того, біля східних підводних схилів Курильських островів і південної частини півострова Камчатка проходить вузька глибоководна западина – Курило-Камчатський жолоб. Його довжина становить 2 170 км, середня ширина – 59 км, а максимальна глибина – 9 717 м [10]. На його крутих схилах (близько 7°) знаходяться численні уступи, тераси, а також долини. Рух тектонічних плит спричиняє обвали і зсуви ґрунту в жолобі.

*Особливості проведення зйомки.* Проведення радіолокаційних зйомок прив'язувалося до положення науково-дослідного судна «Академік Петров» (точка 5, рис. 1, б), яке знаходилося в цьому районі та забезпечувало оперативні дані про стан приповерхневого шару «океан–атмосфера» (швидкість і напрям вітру, параметри вітрового хвилювання, температура поверхні та ін.).

На першому етапі радіолокаційне виявлення довгих поверхневих хвиль проводилося у довольному режимі, а після їх виявлення визначалися швидкість і напрямок їх руху, розраховувався ймовірний район їх подальшого спостереження. Для спостереження хвиль без втрат виявлення в розрахунковому районі літак проводив зйомку в одній і тій же смузі огляду галсами у напрямках «північ–південь» і «південь–північ» (рис. 1, б – точки 4). Під час зйомки вітер біля поверхні був південно-західним, його швидкість становила 4...5 м/с. Напрямок поверхневої течії – північний, швидкість ~2 км/год.

*Дослідження просторових та частотних характеристик пакета довгих поверхневих хвиль на поверхні океану.* Для вимірювання напрямку і швидкості руху спостережуваного пакета дані декількох РЛЗ (рис. 1, в, галси 9...12, 14) були прив'язані до локальної прямокутної поверхневої системи координат. Вісь  $OX$  локальної системи координат відповідає напрямку «захід–схід» (географічний азимут  $90^\circ$ ), вісь  $OY$  – напрямку «південь–північ» (географічний азимут  $0^\circ$ ); точка відліку координат збігається з початком / закінченням галсів (по  $OY$ ) і серединою смуги огляду (по  $OX$ ). Фронт пакета довгих поверхневих хвиль (ПДПХ) для кожного РЛЗ визначався за фронтом останньої хвилі па-

кета і задавався інтерактивно у вигляді серій точок  $W_{m, k}(x_k, y_k)$ , де  $m = 1...5$  – номер галса та  $x_k, y_k$  – координати точки центру фронту відповідного галса (таблиця). Розташування визначених фронтів ПДПХ для всіх РЛЗ у локальній системі визначалося методом простої лінійної регресії, у результаті чого були розраховані апроксимації

$$f_m = b_{m0} + b_{m1}x, \quad f_m = b_{m0} + b_{m1}x,$$

що надані на рис. 2, а (лінії 1–5). Зазначимо, що в цьому випадку величини  $\varphi_{fm} = -\arctg(b_{m1})$  визначають географічні азимути напрямку руху фронту ПДПХ, які розраховані для кожного РЛЗ. Їх оцінки і параметри відповідних галсів наведені в таблиці. Отримана оцінка середнього азимуту руху пакета становить  $\bar{\varphi}_f = 51,9^\circ$ .

Коефіцієнти  $b_{m0}$  являють собою зміщення по осі  $OY$  (за напрямком польоту) центрів фронтів для різних РЛЗ. Для розрахунку швидкості переміщення ПДПХ у просторі була проведена прив'язка точок всіх РЛЗ до часу спостереження з використанням даних про час початку ( $T_{m\_st}$ ) і закінчення ( $T_{m\_end}$ ) галсів. У результаті отримані пари значень  $b_{m0}(\Delta t_{m0})$ , де  $\Delta t_{m0}$  – часи спостереження фронту щодо моменту 12.08.1988 00:00 GMT. На їх підставі побудоване лінійне рівняння руху центра хвильового пакета у проекції на вісь  $OY$ :

$$b_0(t) = B_0 + V_{f0}t,$$

де  $B_0$  – початкове положення ПДПХ в обраній локальній системі координат;  $V_{f0}$  – швидкість його переміщення по осі  $OY$ . Розрахунок за наведеними даними дає значення  $V_{f0} = 10,05$  м/с. Для швидкості руху хвилі у напрямку нормалі до фронту  $V_{fn}$  отримуємо  $V_{fn} = V_{f0} \cos(\bar{\varphi}_f) =$

**Дані для розрахунку швидкості та напрямку руху фронту ПДПХ**

Параметр	№ галса / № РЛЗ (m)				
	09 / m = 1	10 / m = 2	11 / m = 3	12 / m = 4	14 / m = 5
Курс польоту, $\psi_m, ^\circ$	0	180	0	180	180
Час початку $T_{m\_st},$ GMT	03:46	04:00	04:18	04:31	05:05
Час закінчення $T_{m\_end},$ GMT	03:54	04:08	04:26	04:39	05:13
Координата фронту, по $OY$ $b_{m0},$ км	23,30	42,50	58,40	63,80	69,83
Відносний час спостереження фронту $\Delta t_{m0},$ хв.	229,0	242,5	265,5	270,8	304,0
Азимут руху ПХ, $\varphi_{fm}, ^\circ$	52,1	53,3	52,3	54,6	47,4

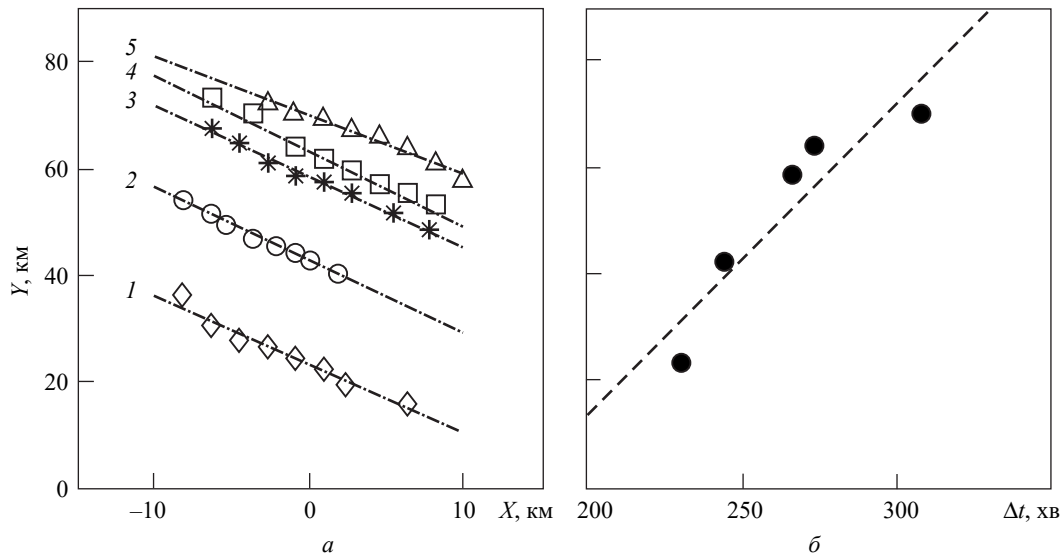


Рис. 2. Положення фронту ПХ у локальних координатах (а) і його залежність від локального часу спостереження (б)

= 6,10 м/с (рис. 2, б). З урахуванням місця і часу спостереження ПДПХ, а також розрахованих за серією РЛЗ напрямку (азимут) і швидкості руху фронту хвилі, було визначено місце ймовірного джерела збурень. За даними [11], це місце збіглося з землетрусом, що стався 11.08.1988 у  $T_S = 12:02:40,0$  GMT (координати епіцентру землетрусу  $C_S = (50,78^\circ \text{ N}; 157,92^\circ \text{ E})$ , глибина  $H_S = 40$  км, енергетичний клас  $E_S = 10$ ). Місце епіцентру землетрусу і район спостереження ПДПХ позначені на рис. 1, б.

За оцінками при відстані від епіцентру до місця спостереження ПДПХ 321 км та різниці у часі між подіями (сейсмічного поштовху і спостереження ПДПХ)  $\sim 16$  год, середня швидкість руху можливих сейсмічних хвиль становить 5,57 м/с. Ця величина порівнювана з розрахованою за серією РЛЗ швидкістю руху ПДПХ ( $V_{fn} = 6,10$  м/с). Напрямок з точки сейсмічного поштовху у точку радіолокаційного спостереження ПДПХ становить  $\varphi_S = 59^\circ$  за умови, що азимут руху ПДПХ за РЛЗ  $\bar{\varphi}_f = 51,9^\circ$ , які також є порівнюваними величинами (в межах припустимої похибки вимірювань).

Водночас, якщо спостережувані ПДПХ є гравітаційними, то їх швидкість має на порядок перевищувати визначену за результатами експерименту. Отже, висновок про сейсмічне походження спостережуваних пакетів поверхневих хвиль може бути тільки первинним. Для остаточного висновку необхідно виконати спек-

тральний аналіз цих пакетів хвиль, порівняти радіоконтрасти спостережуваних у пакеті хвиль з теоретичними та врахувати зміни рельєфу дна.

Для проведення спектрального аналізу ПДПХ у зоні їх спостереження попередньо на РЛЗ здійснювалося порівняння середніх значень і дисперсії на обраних ділянках. Порівняння показало, що випадковий процес хвилювання морської поверхні в межах аналізованих ділянок можна вважати стаціонарним, що дозволило використати для кількісних оцінок методи стандартної статистичної обробки випадкових процесів [12]. Оцінки щільності спектральної потужності (ЩСП)  $S_{xx}$  виконані методом швидкого перетворення Фур'є (ШПФ). Для обчислення ЩСП проводилося усереднення за частотами (усереднення методом ковзного вікна 5-ти сусідніх значень реалізації) і за ансамблем. Перехід від частотних змінних до просторових був здійснений раніше при перетворенні РЛЗ з координат «похила дальність» у координати «горизонтальна дальність». Для оцінки ЩСП враховувалися співвідношення між довжиною розсіяної поверхневої хвилі  $\lambda_S$  і довжиною радіохвилі  $\lambda_E$  ( $\lambda_S = \lambda_E / 2 \sin \theta$ ), модуляція розсіяних хвиль великомасштабними поверхневими неоднорідностями, а також середній азимут руху хвильового пакета. Слід зазначити, що описана вище попередня обробка РЛЗ приводить до фактичної просторової фільтрації зображення. У цьому випадку – вікном з

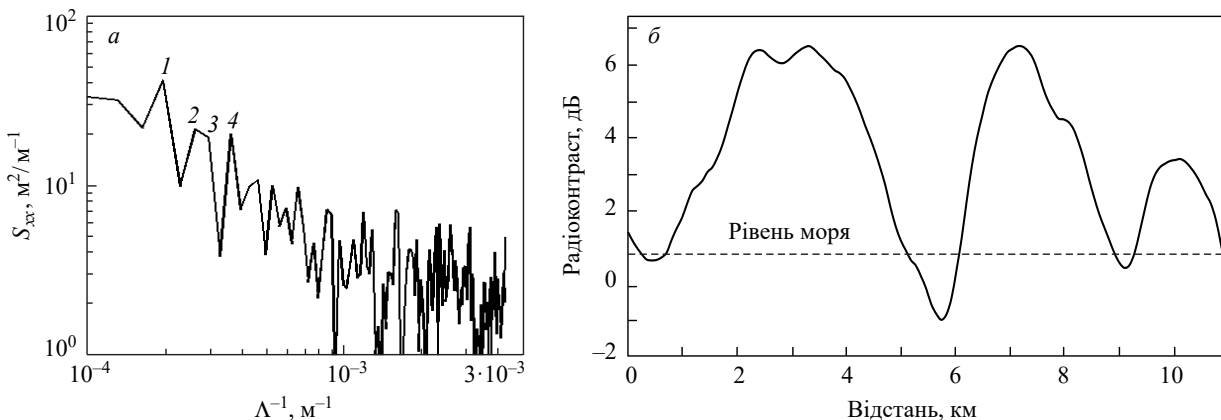


Рис. 3. Щільність спектральної потужності  $S_{xx}$  (а) в перерізі вздовж напрямку руху пакета ПХ і результати вимірювань радіоконтрасту спостережуваних хвиль (б) в цьому перерізі; 1, 2, 3, 4 – номери піків спектра просторових частот

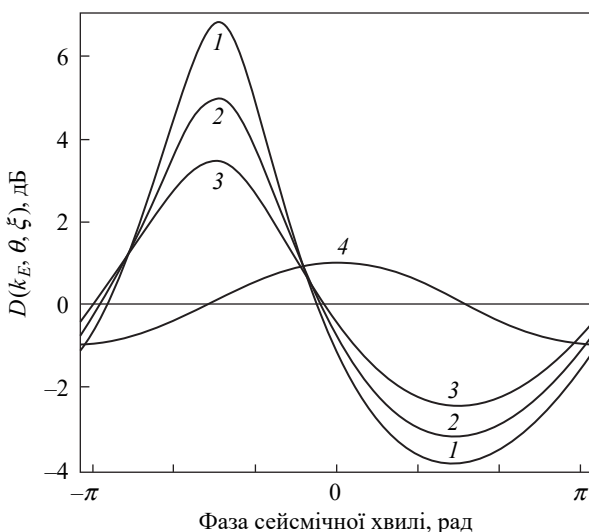


Рис. 4. Залежність теоретичного логарифмічного радіоконтрасту  $D(k_E, \theta, \xi)$  від фази сейсмічної хвилі для довжини зондувальної радіохвилі  $\lambda_E = 3$  см при різних кутах падіння: крива 1 –  $\theta = 30^\circ$ ; крива 2 –  $\theta = 45^\circ$ ; крива 3 –  $\theta = 60^\circ$ ; крива 4 – профіль сейсмічної хвилі;  $\Lambda = 4,8$  км,  $A_0 = 0,3$  см,  $h = 6$  км

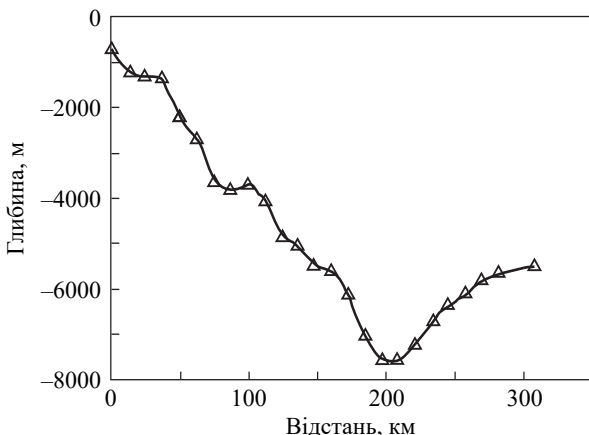


Рис. 5. Профіль дна океану в напрямку поширення ПДПХ

розміром  $200 \times 200$  м, що приводить до відповідного обмеження розрахованого спектра мінімально обумовленою довжиною хвилі на поверхні  $\Lambda_{s\min} = 100$  м. На рис. 3 наведено результати обчислень залежності ЩСП від довжини поверхневої хвилі (рис. 3, а) і дані прямих вимірювань довжин хвиль, які спостерігаються у ПДПХ вздовж напрямку його руху (рис. 3, б) на відповідній аналізованій ділянці РЛЗ (12-й галс). На рис. 3, а видно, що найбільшим з піків спектра просторових частот відповідають довжини поверхневих хвиль  $\Lambda_1 = 5060$  м,  $\Lambda_{2-3} = 3800 \dots 3370$  м,  $\Lambda_4 = 2750$  м, а локальні максимуми в спектрі спостерігаються до величин порядку  $\Lambda = 1000$  м. Дані прямих вимірювань профілю хвиль у пакеті (рис. 3, б) підтверджують існування таких хвиль і свідчать про нелінійність хвилювання.

Порівняння експериментальних і теоретичних радіоконтрастів поверхневих хвиль. З огляду на універсальність теорії взаємодії морських брижів з довгохвильовим поверхневим хвилюванням [5, 6], оцінимо за формулою (1) параметри довгих хвиль, радіоконтрасти яких відповідають спостережуваним в експерименті (рис. 3, б). Як приклад, на рис. 4 наведено залежність теоретичного логарифмічного радіоконтрасту  $D(k_E, \theta, \xi)$  від фази сейсмічної хвилі при довжині зондувальної радіохвилі  $\lambda_E = 3$  см і різних кутах падіння  $\theta$  для характерної довжини хвиль  $\Lambda = 4,8$  км. Видно, що теоретичні контрасти можна порівняти з експериментальними за амплітуди  $A_0 = 0,25 \dots 1,0$  см, що свідчить про високу контрастно-фонову чутливість обраного діапазону радіозондування.

Зміни рельєфу дна. Для побудови профілю рельєфу дна (рис. 5) в напрямку руху ПДПХ були використані батиметричні дані Національних центрів екологічної інформації *NOAA* [13]. Як показано на рис. 5, дно на трасі руху ПДПХ різко змінює глибину і є уступи довжиною 20...30 км, що може впливати на швидкість руху пакета хвиль.

Для остаточних висновків про фізичну природу пакета хвиль проведемо аналіз отриманих вище експериментальних даних.

**2. Аналіз результатів досліджень.** Узагальнюючи отримані результати, можна зробити висновок про те, що ми спостерігаємо пакет нелінійних хвиль малої амплітуди, який рухається з груповою швидкістю  $V_{fn} = 6,10$  м/с. Якщо припустити, що:

- спостережувані хвилі є гравітаційними поверхневими хвилями, то їх фазові швидкості [5, 6], згідно з  $V_{Ph} = \sqrt{(g/K_0)} \operatorname{th}(K_0 h)$ , при глибині океану в районі проведення експерименту  $h = 7\,000$  м становитимуть відповідно (рис. 3, а)  $V_{Ph1} = 88$  мс<sup>-1</sup>,  $V_{Ph2-3} = 77 - 72$  мс<sup>-1</sup>,  $V_{Ph4} = 65$  мс<sup>-1</sup>. Групова швидкість пакета, відповідно до  $V_{fn} = \Delta\omega/\Delta k$ , розрахована на зазначеному інтервалі довжин хвиль, складе  $V_{f1-4} \approx 37$  мс<sup>-1</sup>. Отримані величини швидкостей на порядок перевищують виміряну за серією РЛЗ швидкість руху спостережуваного пакета хвиль на поверхні океану. Отже, хвилі не є гравітаційними;

- спостережувані хвилі є внутрішніми, то типові значення фазової швидкості внутрішніх хвиль в океані складають десятки сантиметрів за секунду і не перевищують 3 м/с [14, 15], що нижче швидкості розповсюдження спостережуваного пакета хвиль;

- спостережуваний пакет хвиль є солітоном Кортвега–де Фріза (КдФ) [16, 17], то його утворення може бути пов'язане з обвалом на схилі Курило-Камчатського жолобу (рис. 5) [11], спровокованим землетрусом. Форма КдФ-солітону та його швидкість визначаються умовами компенсації ефектів нелінійності і дисперсії, які з'являються під час обвалу. При розпаді первісного солітону всі новоутворені солітони рухаються в одному напрямку зі швидкостями, що пропорційні їх висотам. У деяких випадках КдФ-солітони можна вважати частинками, що підкоряються законам руху ньютонівської механіки. Навіть у випадку зіткнення з малою

неоднорідністю середовища (наприклад, з невеликою місцевою зміною глибини), солітон не тільки сповільнюється або прискорюється, але й злегка деформується. Однак, проскочивши перешкоду, він відновлює свою форму і швидкість [2]. Така поведінка КдФ-солітонів на морській поверхні узгоджується зі змінами, що спостерігаються в пакеті окремих хвиль при зйомці на різних галсах (рис. 1, в). Поява пакета хвиль також пояснюється часто спостережуваним розпадом окремого солітону на початковій стадії при обвалі. Більш низька швидкість руху солітонів, в порівнянні з гравітаційними хвилями, може бути пов'язана з невеликими амплітудами солітонів, що також узгоджується з отриманими теоретичними оцінками (рис. 4). При цьому на середню швидкість солітонів сильно впливатиме рельєф дна на трасі їх поширення (рис. 5).

**Висновки.** Описано проведений у відкритому океані за допомогою радіолокаційного літакового комплексу «Аналог» унікальний експеримент з виявлення і вивчення динаміки поширення пакета великих довгих поверхневих хвиль. Наведено експериментальні дані багаторазових послідовних радіолокаційних зйомок проявів ПДПХ на поверхні океану в сейсмічно активному районі північно-західної частині Тихого океану. Досліджено параметри пакета у процесі його розповсюдження. Експеримент проводився при забезпеченні науководослідним судном «Академік Петров» контактних вимірювань параметрів пограничного шару «океан–атмосфера». Визначено масштаб ПДПХ, який склав 5...10 км на поверхні океану. Аналіз частотно-просторового спектра РЛЗ показав наявність у ПДПХ складових протяжністю 1...5 км. Послідовна радіолокаційна зйомка поверхні дозволила визначити напрямок і швидкість руху ПДПХ (6,1 м/с). Отримані оцінки дозволили встановити можливе джерело спостережуваного збурення – один із сейсмічних поштовхів у заданому районі. Для повного вивчення причини походження ПДПХ проаналізовано форму хвиль у пакеті; проведено зіставлення радіоконтрасту спостережуваних хвиль з радіоконтрастом, що розрахований за моделлю взаємодії довгих хвиль з морськими вітровими брижами; побудований профіль дна океану на трасі розповсюдження ПДПХ. Такий аналіз

дозволив припустити, що спостережуваний пакет хвиль є набором солітонів, що виникли в результаті підводного обвалу в глибоководній западині (Курило-Камчатський жолоб), спровокованого сейсмічним поштовхом.

Слід зазначити, що для виявлення ПДПХ довелося провести кілька тривалих польотів у заданому районі. Використану у тогочасних дослідженнях методику визначення напрямку і

швидкості руху виявлених хвиль можна більш ефективно застосовувати для супутникового радіолокаційного моніторингу подібних хвиль. За такої швидкості руху ПДПХ і смуги огляду радіолокатора  $\geq 1000$  км (наприклад, смуга огляду працюючої на орбіті системи з трьох супутників *RCM-1, 2, 3* складає 1800 км [4]) можна детально вивчати динамічні параметри океанських хвиль.

## БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИСОК

1. Цунами – автоматизированная интернет-система поиска и синтеза физических принципов действия преобразователей энергии. URL: <http://www.heuristic.su/effects/catalog/est/byId/description/82/index.html>
2. Филиппов А.Т. *Многоликий солитон*. 2-е изд, перераб. и доп. Москва: Наука, 1990. 288 с.
3. Система предупреждения о цунами. URL: <http://www.typhoon.obninsk.ru/activities/prevention/rsp.php>
4. Матвеев А.Я., Величко С.А., Бичков Д.М., Иванов В.К., Цымбал В.Н., Ефимов В.Б. Особенности применения много-частотного и многоуглового радиолокационных методов для оценки параметров разливов нефти на морской поверхности. *Радиофизика та електроніка*. 2019. Т. 24, № 3. С. 30–44. DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2019.03.030>.
5. Boev A.G., Boeva A.A., Matveyev O.Y. Radar Contrast of Wind Ripples on the Sea Wave of Seismic origin. *Radio Physics and Radio Astronomy*. 2011. Vol. 2, Iss. 2. P. 181–188.
6. Боев А.Г., Матвеев А.Я., Боева А.А., Бичков Д.М., Ефимов В.Б., Цымбал В.Н. Радиолокационный контраст ветровой ряби на волне сейсмического происхождения. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*: сб. науч. статей. Москва: ИКИ РАН, 2011. Т. 8, № 4. С. 177–189.
7. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. *Механика*. Москва: Физматгиз, 1958. 208 с.
8. Боев А.Г., Ефимов В.Б., Цымбал В.Н., Яцевич С.Е., Калмыков И.А., Курекин А.С., Емельянов О.Л., Кавелин С.С., Салтыков Ю.Д., Куликовский О.Ю., Попель А.М., Матвеев А.Я., Евдокимов А.П., Крыжановский В.В., Бичков Д.М., Сытник О.В., Гавриленко А.С. *Радиолокационные методы и средства оперативного дистанционного зондирования Земли с аэрокосмических носителей*. Под. ред. С.Н. Конюхова, В.И. Драновского, В.Н. Цымбала. Киев: НАН Украины, 2007. 440 с.
9. Tsybmal V., Matveyev A. eds. *Radar monitoring of natural and anthropogenic hazardous phenomena*. LAP LAMBERT Academic Publ., 2017. 678 p.
10. *Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба*. Отв. ред. П.М. Сычев. Москва: Наука, 1980. 179 с.
11. *Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов (1962 г.–наст. вр.)*. URL: <http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php?out=info>
12. Отнес Р., Эноксон Л. *Прикладной анализ временных рядов. Основные методы*. Пер. с англ. В.И. Хохлова под ред. И.Г. Журбенко. Москва: Мир, 1982. 482 с.
13. NOAA National Centers for Environmental Information. *Bathymetric Data Viewer*. URL: <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/bathymetry/>
14. Гилл А. *Динамика атмосферы и океана*. В 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. Москва: Мир, 1986. 396 с.
15. *Воздействие крупномасштабных внутренних волн на морскую поверхность*. Отв. ред. Е.Н. Пелиновский. Горький: ИПФ, 1982. 252 с.
16. Korteweg D.J., deVries G. On the Change of Form of Long Waves Advancing in a Rectangular Canal, and on a New Type of Long Stationary Waves. *Phil. Mag.* 1895. Ser. 5. Vol. 39, Iss. 240. P. 422–443.
17. Зейтунян Р.Х. Нелинейные длинные волны на поверхности воды и солитоны. *Успехи физ. наук*. 1995. Т. 165, № 12. С. 1403–1456. DOI: 10.3367/UFNr.0165.199512f.1403.

Стаття надійшла 22.06.2020

## REFERENCES

1. Tsunami – automated Internet system for the search and synthesis of physical principles of energy converters (in Russian). Available from: <http://www.heuristic.su/effects/catalog/est/byId/description/82/index.html>
2. Filippov, A.T., 1990. *Diversiform soliton*. 2<sup>nd</sup> ed. Moscow: Nauka Publ. (in Russian).
3. *Tsunami Warning System*. Available from: <http://www.rpatyphoon.ru/activities/prevention/rsp.php>
4. Matveyev, A.Ya., Velichko, S.A., Bychkov, D.M., Ivanov, V.K., Tsybmal, V.N., Yefimov, V.B., Gavrilenko, A.S., 2019. Multi-frequency and multi-angle radar methods application peculiarities for parameters estimation of oil pollutions on sea surface. *Radiofiz. elektron.*, 24(3), pp. 30–44 (in Russian). DOI: <https://doi.org/10.15407/rej2019.03.030>.
5. Boev, A.G., Boeva, A.A., Matveyev, O.Y., 2011. Radar Contrast of Wind Ripples on the Sea Wave of Seismic origin. *Radio Physics and Radio Astronomy*, 2(2), pp. 181–188.



6. Boev, A.G., Matveyev, O.Y., Boeva, A.A., Bychkov, D.M., Efimov, V.B., Tsymbal, V.N., 2011. Radar contrast of wind ripples on the seismic origin wave. In: E.A. Loupian, ed. 2011. *Sovr. Probl. DZZ Kosm.*, **8**(4), pp. 177–189. Moscow: Space Research Institute RAS of Russian Federation Publ. (in Russian).
7. Landau, L.D., Lifshitz, E.M., 1958. *Mechanics*. Moscow: Fizmatlit Publ. (in Russian).
8. Boev, A.G., Efimov, V.B., Tsymbal, V.N. ed., Yatsevich, S.Ye., Kalmykov, I.A., Kurekin, A.S., Yemelyanov, O.L., Kavelin, .S., Saltykov, Yu.D., Kulikovskiy, O.Yu., Popel, A.M., Matveyev, A.Ya., Yevdokimov, A.P., Kryzhanovskiy, V.V., Bychkov, D.M., Sytnik, O.V., Gavrilenko, A.S., Konjukhov, S.N. ed., Dranovskii, V.I. ed., 2007. *Radar methods and facilities for operational Earth remote sensing from airborne and spaceborne carriers*. Kiev, NAS of Ukraine Publ. (in Russian).
9. Tsymbal, V., Mayveyev, A. eds., 2017. *Radar monitoring of natural and anthropogenic hazardous phenomena*. LAP LAMBERT Academic Publ.
10. Sychev, P.M. ed., 1980. *Tectonics of Kuril–Kamchatka Trench*. Moscow: Nauka Publ. (in Russian).
11. *Earthquakes Catalogue for Kamchatka and the Commander Islands (1962 – present)*. Available from: <http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>
12. Otnes, R.K., Enochson, L., 1978. *Applied Time Series Analysis*. Vol. 1. Basic Technologies. New York: Willey Publ.
13. *NOAA National Centers for Environmental Information. Bathymetric Data Viewer*. Available from: <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/bathymetry>
14. Gill, A.E., 1982. *Atmosphere–Ocean Dynamics*. Vol. 1. New York: Academic Press Publ.
15. Pelinovsky, E.N., ed. in chief, 1982. *Effect of large-scale internal waves on the sea surface*. Gorkii, IPF AN USSR Publ.
16. Korteweg, D.J., de Vries, G., 1895. On the Change of Form of Long Waves Advancing in a Rectangular Canal, and on a New Type of Long Stationary Waves. *Phil. Mag.*, Ser. 5, **39**(240), pp. 422–443.
17. Zeytounian, R.Kh., 1995. Nonlinear long waves on water and solitons. *Phys. Usp.*, **38**(12), pp. 1333–1381. DOI: 10.1070/PU1995v038n12ABEH000124.

Received 22.06.2020

S.A. Velichko, A.Ya. Matveev, D.M. Bychkov, V.K. Ivanov, V.N. Tsymbal, O.S. Gavrilenko

O.Ya. Usikov Institute for Radiophysics and Electronics of the NASU  
12, Acad. Proskury St., Kharkiv, 61085, Ukraine

#### RADAR MONITORING OF LONG SURFACE WAVES IN THE PACIFIC OCEAN

**Subject and Purpose.** The paper addresses interaction processes going in the ocean–atmosphere system and is concerned with their research by the method of radar remote sensing. Specifically, the matter of concern is the detection and parameter estimation of long waves, including nonlinear ones, on the ocean surface.

**Methods and Methodology.** In August 1988, a series of successive radar surveys of long surface wave manifestations on the Pacific Ocean surface was carried out in the 3 cm wave range by means of an airborne X-band radar system “Analog”. The analysis of the results includes estimation of both spatial and frequency features of the detected long-wave packets and, also, a comparison of the measurement results with model calculations performed in the framework of theory of radio wave scattering by the sea surface in the presence of seismic wave effects.

**Results.** Radar images of wave packets of long surface waves in the open ocean have been obtained. From the imaging data, the spatial scale (5...10 km) of these waves, the lengths (1...5 km) of wave packet components and the wave packet velocity (6.1 m/s) have been derived. Analysis has been given to the nonlinear form of wave packet components, and their amplitudes have been estimated by comparing the experimental and theoretically obtained radio contrasts. The bathymetry of the surface-wave track has been performed to suggest that the observed wave packet represents a set of solitons generated by a seismic impact with the further underwater collapse.

**Conclusions.** A possibility has been demonstrated for monitoring wave packets of long surface waves in their propagation dynamics. The experiments of the sort for gaining a deeper insight into the ocean–atmosphere interaction physics can be conducted by means of not only airborne but also spaceborne radar systems with allowance made for the rate of surveys in both time and space.

**Key words:** radar method, surface wave packet, seismic impact, soliton.