

ASPECTOS TEORICOS SOBRE ONDAS INTERNAS

Por:

JOSE CHIRIGUAYA (1)

RESUMEN

Las ondas internas son movimientos ondulatorios en fluidos de estratificación estable, en los cuales la máxima amplitud del movimiento vertical tiene lugar en la zona por debajo de la interfase, la cual se encuentra entre las superficies del fluido. La principal fuerza de recuperación es la gravedad.

Se cree que las ondas internas se generan en el mar por variaciones de la presión atmosférica y por influencia de ondas superficiales de baja frecuencia en aguas de profundidad variable.

Las ondas internas pueden presentarse entre capas de diferentes densidades en el océano, porque la diferencia de densidades conlleva a una presión gravitacional o hidrostática que será una fuerza restauradora si el fluido se desplaza verticalmente.

ABSTRACT

Internal waves are ondulatory movements in fluids of stable stratification in which the maximum amplitude of the vertical displacement take place below the boundary zone. The boundary zone is found between the layers of the fluid. The principal restoring force of the internal waves is the gravity.

It is believed that internal waves in the sea are produced by the variation of the atmospheric pressure and by the influence of low frequency surface waves in waters of variable depth.

Internal waves could be generated between layers of different densities and as a result of this variation a gravitational or hydrostatic pressure take place which will be a restoring force if the fluid is vertically displaced.

INTRODUCCION

A continuación se presenta información general sobre ondas internas, ondas límite o interfase en un océano de dos capas, ondas internas cuando la densidad varía con profundidad y por último, causa de ondas internas.

ONDAS INTERNAS

Las ondas internas son movimientos ondulatorios en fluidos de estratificación estable, en los cuales la máxima amplitud del movimiento vertical tiene lugar debajo de la superficie del fluido. La principal fuerza de recuperación es la gravedad; cuando el fluido ligero que constituye las capas superiores es comprimido dentro de las capas inferiores más pesadas, las fuerzas de empuje tienden a volver las capas a sus posiciones de equilibrio. Las ondas internas se producen en la atmósfera (existentes en la corriente de aire al descender de una montaña), y como ondas propagadas a lo largo

de una capa de inversión (capa de aire muy estable).

En los océanos han sido observadas oscilaciones internas en todos los lugares en que se han realizado medidas convenientes, pero no es del todo cierto que estas oscilaciones sean siempre manifestaciones de ondas internas, pues pueden tratarse de remolinos turbulentos. Las oscilaciones observadas pueden ser analizadas en un espectro con los períodos más cortos del orden de unos pocos minutos y los períodos más largos de muchos días. En algunas regiones del océano predominan las mareas internas, esto es, ondas internas con idéntico período que las mareas oceánicas.

La figura 1 muestra el paso de una onda interna en el océano en la región de Mission Beach (California). Las curvas indican la profundidad de ciertas Isotermas, en A, B y C, en función del tiempo. El pronunciado hundimiento de las isotermas registrado en diferentes tiempos en las tres localidades correspon-

(1) Instituto Oceanográfico de la Armada. INOCAR.- P.O. Box, 5940.- Guayaquil - Ecuador.

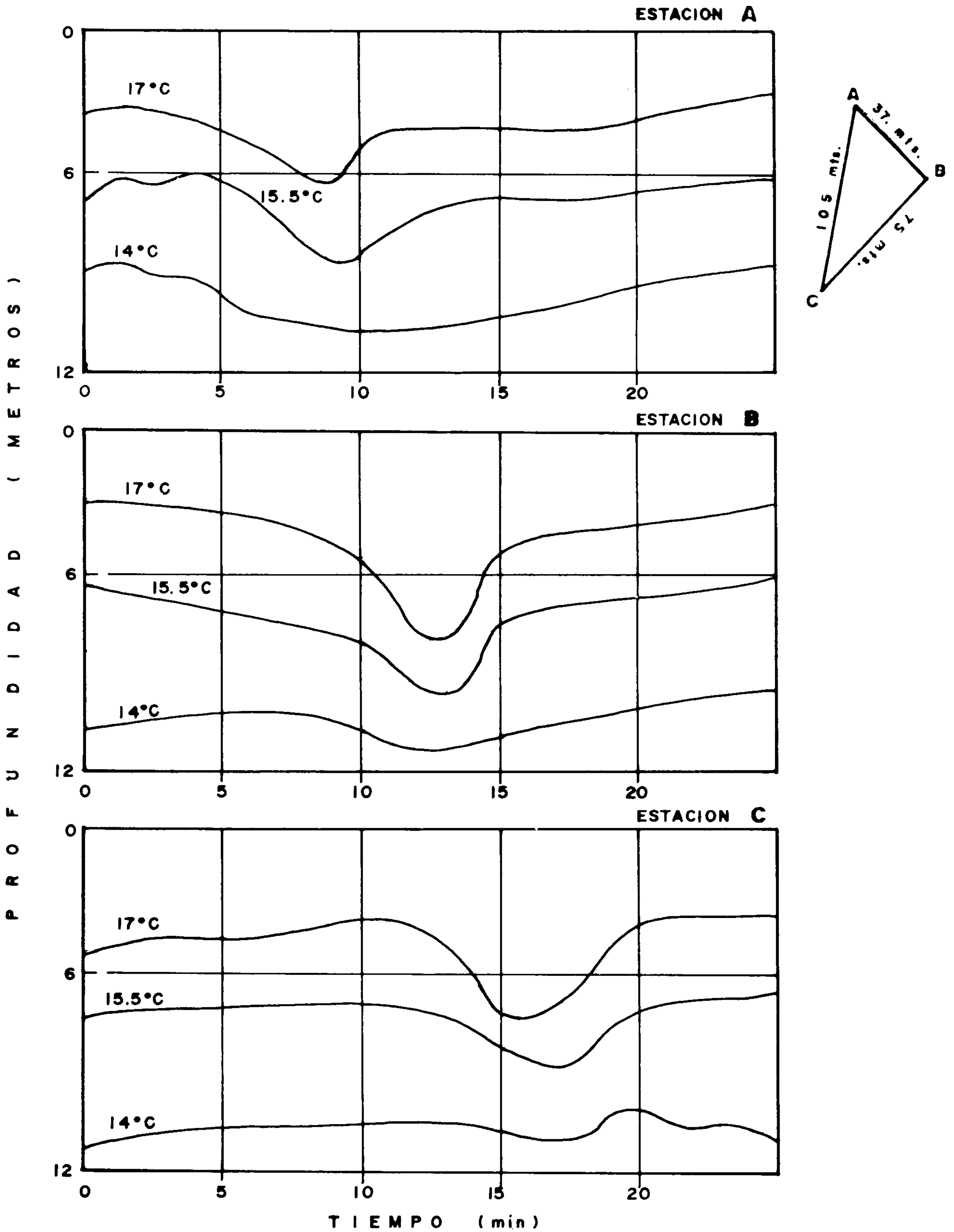


Fig. 1. Se muestra el paso de una onda interna en el océano en la región de Mission Beach (California). Fuente de Enciclopedia Salvat, Vol. 10. Pág. 11, 12.

den a una onda interna solitaria que se desplaza con una velocidad de 23 cm. por segundo. La profundidad media del fondo del mar era 20 m. Se insertan las posiciones relativas, en un plano horizontal de las localidades donde se realizaron los registros.

La distribución vertical del movimiento originado por las ondas internas depende del gradiente vertical de densidad existente en el fluido y de la frecuencia de las fuerzas generadoras. El fluido está constituido por dos capas homogéneas, una superior ligera y otra más pesada situada debajo, como ocurre con el petróleo sobre el agua.

Las ondas internas producidas en este sistema se llaman con frecuencia ondas límite, por presentarse al movimiento vertical de mayor amplitud en la superficie de separación de las dos capas, esto es, en el límite de discontinuidad de densidad. Supongamos, que los espesores de las capas son h_1 y h_2 , g es la aceleración de la gravedad y $\partial p/p$ es la variación relativa de la densidad a través de la superficie límite (en el océano $\partial p/p$ es del orden de 0,1% y pueden despreciarse los cuadrados de esta pequeña cantidad). Entonces, la velocidad de fase de las ondas internas cuya longitud es grande en relación con h_1, h_2 es:

$\left[(g h_1 \cdot h_2) / (h_1 + h_2) \partial p/p \right]^{1/2}$ que puede compararse con la expresión:

$$\left[g (h_1 + h_2) \right]^{1/2}$$

válida para las ondas superficiales de gran longitud.

A causa del factor $(\partial p/p)^{1/2}$ las ondas internas se desplazan con velocidad pequeña, del orden de unos pocos nudos en regiones oceánicas profundas. La rotación de la tierra incrementa la velocidad de fase de aquellas ondas que tienen períodos bastante grandes para aproximarse a un día pendular.

Cuando existe una distribución continua de densidad en el fluido, las ondas internas son únicamente posibles para frecuencias inferiores a:

$$(2\pi)^{-1} \left[g \frac{d}{dz} (\ln \rho) \right]^{1/2}$$

Siendo $\frac{d}{dz} (\ln \rho)$, el valor máximo del gradiente vertical del logaritmo de la densidad. Para una frecuencia inferior a este límite existe infinitas formas posibles de ondas internas.

En una primera forma, el movimiento vertical tiene un máximo singular en alguna parte dentro del fluido. Una segunda forma consiste con dos máximos (desfasados 180°) con un nodo intermedio y así sucesivamente.

Se cree que las ondas internas se generan en el mar por variaciones de la presión atmosférica y por influencias de ondas superficiales de baja frecuencia en aguas de profundidad variable. En ocasiones han sido excitadas por buques de poca velocidad en zonas donde existe una delgada capa de agua dulce encima de agua salada. Este fenómeno crea un aumento de la resistencia al avance de las naves. Esto se ha descubierto en el Atlántico Norte, donde la fusión de los hielos crea condiciones apropiadas (Fig. 2).

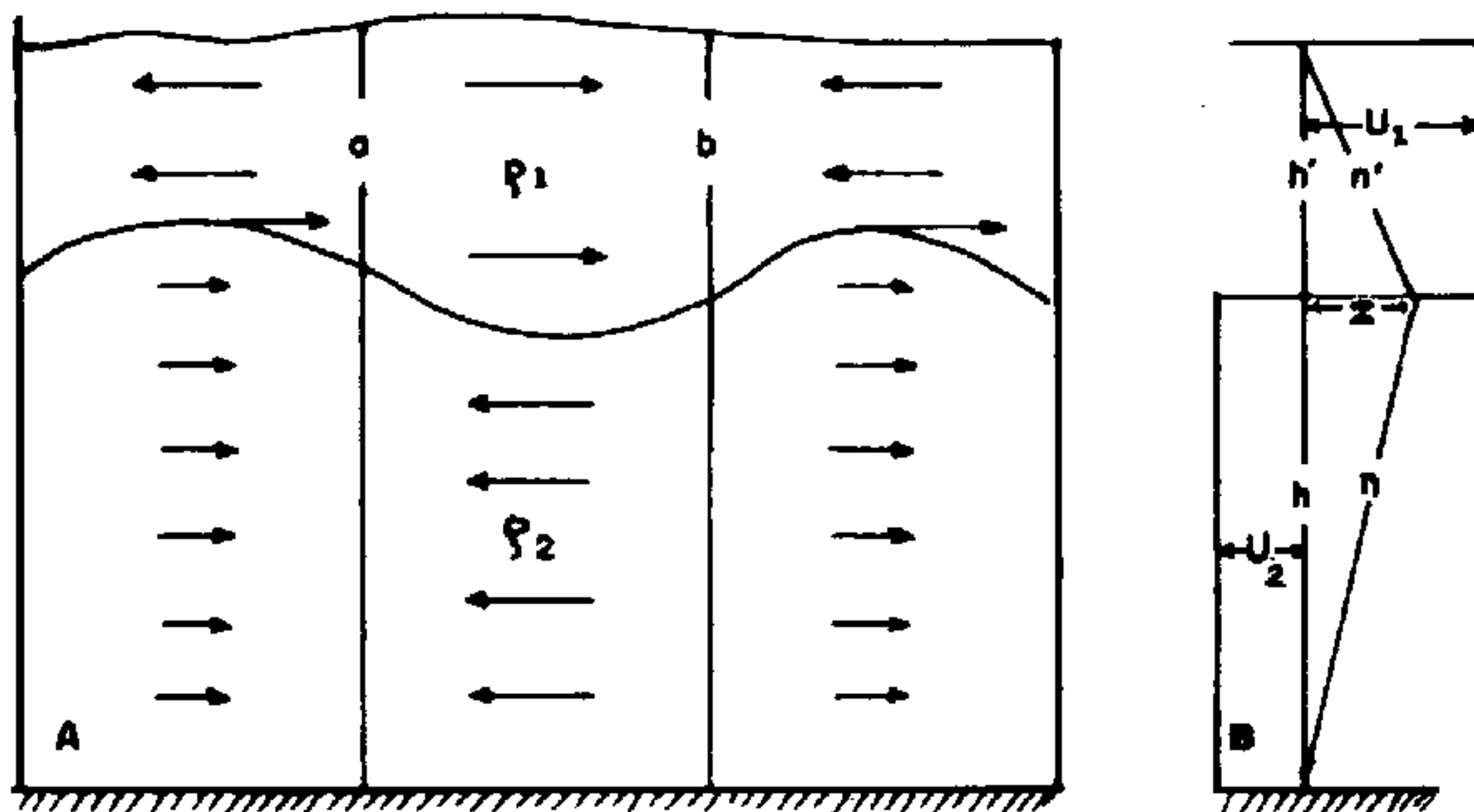


Fig. 2. (A) onda interna de aguas rasas en la interfase de 2 capas simples oceánicas, entre 2 líquidos de densidades ρ_1 y ρ_2 , (B) representación esquemática de la variación con profundidad de las amplitudes de desplazamientos verticales n y n' , y de máxima velocidad horizontal u_1 y u_2 . Las ondas a lo largo de la interfase aparecen en movimientos suaves.

Aunque la consideración de dos capas oceánicas pueden ser de mucha ayuda en la conceptualización de ondas internas, el océano real no es de dos capas. Es continuamente estratificado, y ondas internas ocurren en cualquier parte de la columna de agua. El rango de frecuencia de ondas internas está limitado por dos parámetros. Ellas no pueden tener una alta frecuencia de Brunt-Vaisala o baja frecuencia que la frecuencia inercial, excepto en la región de la brusca y marcada termoclina. Los períodos de ondas internas son medidos en horas y muchos minutos, en ninguna parte del océano son estas ondas internas con períodos medidos en segundos.

Hay evidencia que la energía de una onda interna está centrada alrededor de una inercial y frecuencia de marea. Horizontalmente las ondas internas propagándose pueden tener un número de nodos y antinodos entre la superficie y el fondo. Las ondas internas pueden propagarse verticalmente o en otro ángulo; las amplitudes de las ondas internas son grandes cerca de la plataforma continental en océano abierto. Las ondas internas juegan un rol importante en mezcla oceánica en el decaimiento turbulento.

ONDAS LIMITE O INTERFASE EN UN OCEANO DE DOS CAPAS

Las ondas internas pueden ocurrir entre capas de diferentes densidades en el mar, porque la diferencia de densidades conlleva a una presión gravitacional o hidrostática (causada por gravedad) que será una fuerza restauradora si el fluido se desplaza verticalmente.

La relación de dispersión puede derivarse de la ecuación del movimiento. Con $(p_2 - p_1)/p_2 \ll 1$ para el caso de océano ($\Delta p/p$) raramente es mayor que 3×10^{-3} en el océano abierto, en casos extremos en aguas costeras pueden extenderse (20×10^{-3}), la relación de dispersión correcta para $O(\Delta p/p)$ es:

$$\left[W^2 - g K \tanh (h_1 + h_2) \right] \frac{W^2 (p_2 - p_1) g K}{p_2 \coth Kh_2 + p_1 \coth Kh_1} = 0 \quad (1)$$

donde \coth es la cotangente hiperbólica ($= 1/\tanh$). El primer término es la relación de dispersión para ondas superficiales de gravedad en el agua de una profundidad total de $(h_1 + h_2)$.

Porque $\Delta p/p \ll 1$, las ondas superficiales son esencialmente no afectadas por la estratificación, el segundo término es la relación de dispersión para ondas internas en la interfase.

Para ondas superficiales de gravedad podemos considerar casos especiales de cortas y largas ondas internas. Para ondas cortas (aguas profundas):

$$W_i^2 = \left[\frac{p_2 - p_1}{p_2 + p_1} \right] g K \quad ; \quad C_i^2 = \frac{g \Delta p}{K (p_2 + p_1)} \quad (2)$$

Estas ondas son dispersas con ondas largas viajando más rápidamente que una corta; además $C_g = C_i/2$. Porque $\Delta p/p \ll 1$, la velocidad de fase es mucho más pequeña que estas ondas superficiales de gravedad; para $p/p = 2 \times 10^{-3}$,

$$C_i/C_s = \left[\Delta p / (p_2 + p_1) \right]^{1/2} = 1/30 \quad (3)$$

Para ondas largas (aguas someras):

$$W_i^2 = \frac{g K^2 \Delta p h_1 \cdot h_2}{p_2 h_1 + p_1 h_2} = \left[\frac{g K^2 \Delta p}{p_2} \right] \frac{h_1 \cdot h_2}{h_1 + h_2} \quad (4)$$

Las ondas son NO DISPERSIVAS. Nuevamente la velocidad de fase es mucho menor que las ondas largas superficiales.

$$= \left[g (h_1 + h_2) \right]^{1/2} \text{ y:}$$

$$C_i/C_s = \left[(\Delta p h_1 \cdot h_2) / p (h_1 + h_2)^2 \right]^{1/2} = 1/45 \quad (5)$$

Finalmente consideremos el caso de una capa superior delgada ($h_1 < \lambda_1/20$) sobre una capa inferior ($h_2 > \lambda_1/2$). Esto podría ser una buena aproximación en regiones costeras cerca de entradas de ríos y para la picnoclina debajo de la capa de mezcla en el océano abierto. En este caso la relación de dispersión es:

$$W_i^2 = \frac{g h_1 K^2 \Delta p}{p_1} \quad C_i^2 = \frac{\Delta p}{p_1} \frac{g h_1}{p_1} \quad (6)$$

Estas ondas son NO DISPERSIVAS y análogas a las ondas largas superficiales en aguas de profundidad h pero con "gravedad reducida" $g' = (\Delta p/p) g$.

Además, la presencia de las ondas internas pueden ser frecuentemente detectadas visualmente por efectos secundarios si la capa superior no es muy gruesa.

En capas superiores de aguas costeras, períodos de ondas internas de pocos minutos y amplitudes de varios metros son frecuentemente observados en el océano; en aguas oceánicas donde la diferencia de densidades son pequeñas, períodos de 12 horas o más y amplitudes de 10 a 300 metros o más se han registrado.

ONDAS INTERNAS CUANDO LA DENSIDAD VARIA CON PROFUNDIDAD

Con una continua estratificación, esto es, una variación muy seguida de densidad con profundidad que en ondas internas repetidamente ocurren, para lo cual la interfase es generalmente casi horizontal; ellas no siempre se propagan horizontalmente. Este hecho es de considerable significado porque se provee un medio para el desplazamiento de energía desde la superficie hasta el fondo del océano y viceversa.

Para saber qué sucede considérese la posible situación de un océano con una frecuencia constante de Brunt-Vaisala dada por $N = - (g/p) (\partial \rho / \partial Z)$.

Si N es variable pero cambia ligeramente o un poco sobre una longitud de onda, entonces se puede decir que $N = cte$ y la teoría para predecir cómo una onda interna se refractará con cambios en N, es igual como si usáramos la teoría con $h=cte$ para predecir

cómo ondas superficiales podrían ser refractadas en la presencia de lentos cambios de profundidad. Generalmente, conforme se va descendiendo en el océano, N va decreciendo.

Cuando un rayo alcanza la superficie (o la base de la capa mezclada) o el fonde de éste es reflejado con un ángulo de reflexión igual al de incidencia. La figura 3, muestra una situación donde la onda interna de frecuencia de marea está siendo generada por la onda superficial de marea que va sobre una plataforma continental.

Si el fondo es inclinado, y la energía de la onda se acerca a la costa ésta puede ser reflejada en dirección contraria o hacia adelante.

La reflexión en dirección contraria ocurre cuando la inclinación del fondo es mayor que la inclinación del rayo.

La figura 4, muestra un rayo transmitido el ángulo de reflexión es igual al ángulo de incidencia alrededor de un eje horizontal. Esta aproximación de usar la teoría del rayo con N, variando ligeramente sobre una longitud de onda; es aplicable a ondas internas cuyas longitudes de onda son mucho menores que la profundidad del agua.

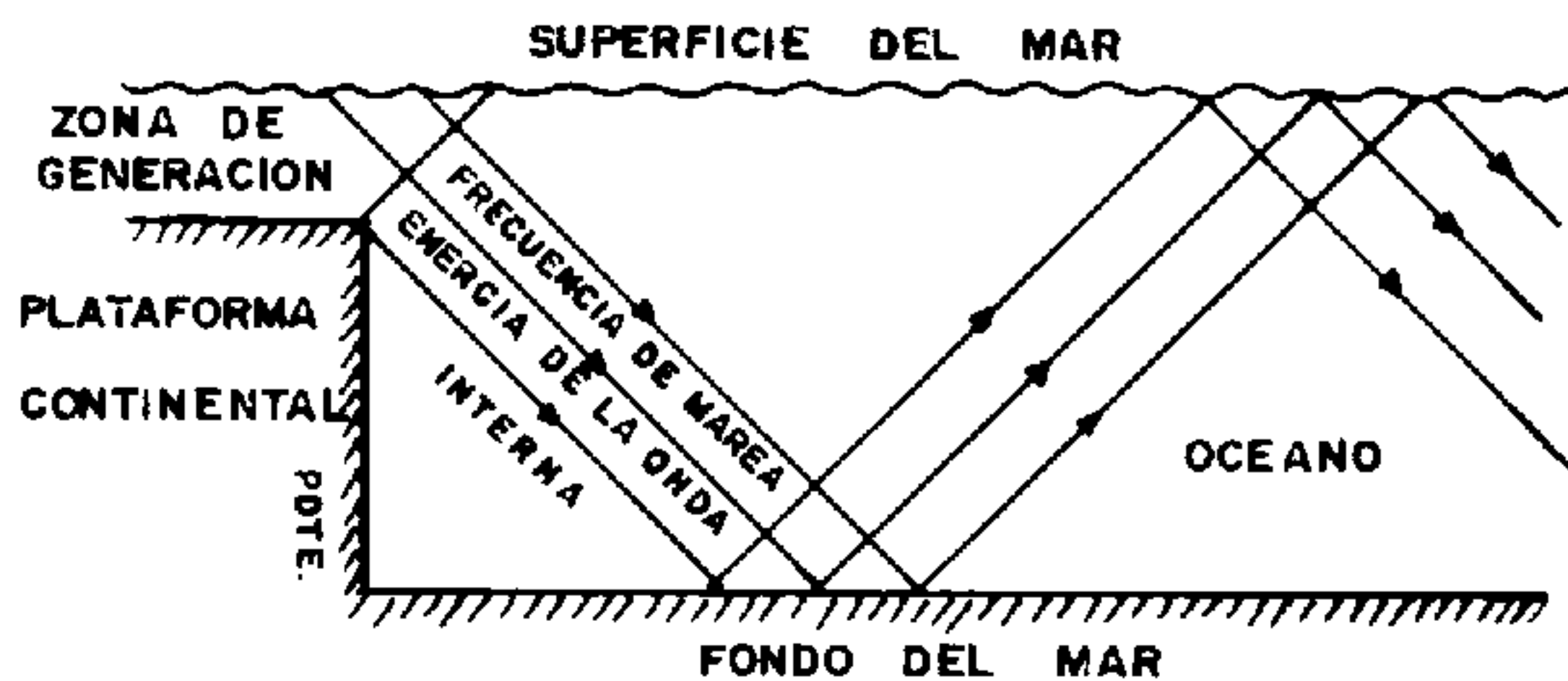


Fig. 3. Onda interna generada por marea superficial sobre la plataforma continental siendo refractada hacia el fondo, entonces se refleja a la superficie y nuevamente se refleja, etc.

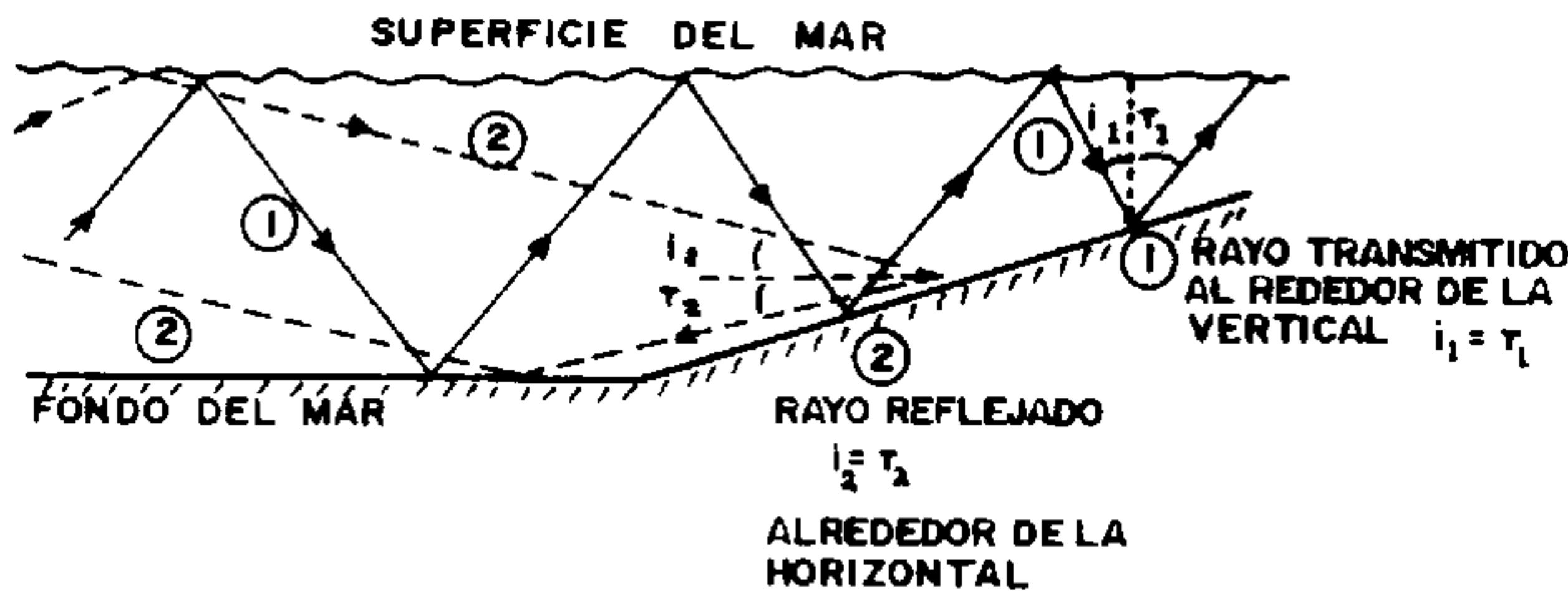


Fig. 4. Energía de la onda interna. Rayo 1 es transmitido hacia aguas rasas, mientras que Rayo 2 es reflejado desde el fondo en dirección contraria o de regreso hacia aguas profundas.

Fuente: Introductory Dynamical Oceanography, pág. 243.

CAUSA DE ONDAS INTERNAS

Las posibles causas son la existencia de inestabilidad o flujo donde hay un fuerte corte de velocidad; efectos de barómetro invertido asociados con sistemas de presión atmosférica moviéndose a poca altura y relacionados con variaciones de corto período en esfuerzos de viento y transferencia no lineal de ondas superficiales.

Le Blond y Mysak (1978) y Munk (1981), discuten la posible conexión de ondas internas con procesos de mezcla de pequeña escala.

Finalmente las ondas internas son un fenómeno geofísico descubierto en años anteriores, pero insuficientemente estudiado. El análisis de ondas internas podría aplicarse con un mayor interés en la relación de éstas con el Deep Scattering Layers y la propagación del sonido.

AGRADECIMIENTO

Mi agradecimiento a los señores Directivos del INOCAR, por el apoyo brindado para poder publicar este trabajo. A la Jefatura de Ciencias del Mar y a todos mis compañeros de esta Sección que en todo momento me prestaron colaboración y orientación. Gracias a Dios, Fuente de Sabiduría.

BIBLIOGRAFIA

- Andreyeva, I.B., and P. Makshtas, 1976.- Fluctuations in the Depth of Sound Scattering Layers and internal waves; *Oceanology* 16(3): 242-245.
- Andreyeva, I.B., and Ya. P. Makshtas, 1977.- Internal Waves and Sound Scattering Layers in the thermocline; *Oceanology* 17(3): 287-289.

- Ekman, V.W., 1904.- Waves and Tides. En: *The Oceans (Their physics)*, Prentice-Hall, Inc., USA, 585-602 pp.
- Fjldstad, J. E., 1933.- *Interne Wellen* Geofys Publ. 10(6).
- Fofonoff, N.P., 1969.- Spectral characteristics of internal waves in the ocean. *Deep Sea Res.* 16 (Suppl) 58-71.
- Garrett, C.J.R., and V. H. Munk, 1972.- Space-time Scales of internal waves. *Geophys. Fluid Dyn.*, 3, 225-264.
- Groen, P., 1948.- Contribution to the theory of internal waves, Mededeel, Verch Kgl. Ned Meteorol Inst.; Ser. B, 2(1).
- Le Blond, P.H., and L.A. Mysak, 1978.- *Waves in the Ocean* Elsevier, 604 pp.
- Oibers, D.J., 1976.- Non linear energy transfer and the energy balance of the internal wave field in the deep Ocean. *J. Fluid Mech.*, 74, 375-399.
- Romea, R., 1982.- On coastal trapped waves at low latitudes in a stratified ocean. P.H.D., Thesis. Oregon State University.
- Stokes, Sir G.G., 1932.- Waves and Tides. En: *The Oceans (Their Physics)*, Prentice-Hall, Inc., USA, 585-602 pp.
- Sverdrup, H.V., M.W. Johnson and R.H. Fleming, 1942.- *The Oceans. (Their physics, chemistry and general biology)*, Prentice-Hall, Inc., USA, 1-1086 pp.