

La física del Tsunami Ondas superficiales en el agua

Reinaldo Welti

Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura
Universidad Nacional de Rosario
E-mail: welti@fceia.unr.edu.ar

El tsunami que azotó recientemente a las zonas costeras del océano Índico suscitó un gran interés por comprender cuál es el mecanismo que lo produce. El mar está permanentemente agitado por ondas generadas por el viento, que sólo perturban la zona próxima a su superficie. Existen otras ondas que ponen en movimiento toda la columna de agua, desde el fondo del océano hasta la superficie. Estas ondas, llamadas tsunamis son generadas por grandes terremotos y su energía es incomparablemente mayor. Cuando la profundidad del agua disminuye, cerca de la costa, la velocidad de estas ondas se reduce y la ola puede alcanzar una gran altura. En este artículo se presentan algunos principios básicos que permiten entender la propagación de los tsunami a partir de la comprensión de las ondas superficiales en un fluido.

Palabras clave: tsunami, ondas superficiales, terremotos, física de fluidos.

The tsunami that recently bealed the Indico ocean's coasts raised a great interest in the mechanism that causes it. The sea is constantly shaken by waves caused by wind, which only perturb the zone next to its surface. There are other waves that put in motion all the water column, from bottom to surface. These waves, called tsunami are caused by great earthquakes and their energy is incomparable greater. When water depth decreases, near to the coast, the wave's speed also does and the wave reach a big height. In this article, I present some basic principles that allow to understand tsunami's propagation from the comprehension of the surface waves on water.

Keywords: tsunami, surface waves, earthquakes, fluids physics.

Introducción

El 26 de diciembre de 2004, se produjo un terremoto de magnitud 9 en la escala Richter, con epicentro bajo el Océano Índico a 30 km de profundidad y a 160 km de la costa oeste de Sumatra (Indonesia). Empezó a las 7:59 hora local y duró tres minutos. El terremoto produjo un violento desplazamiento vertical de una gran masa de agua originando un maremoto, también conocido como *tsunami*. Las olas, de sólo medio metro de altura en el interior del océano, se transformaron en olas gigantes de 10 m de altura cuando llegaron a las regiones costeras de Indonesia, Sri Lanka, India, Tailandia, Maldivas y Malasia provocando 300.000 víctimas mortales y cuantiosos daños materiales.

La energía destructora de un tsunami no está acumulada en su altura, sino en la cantidad de agua que pone en movimiento. Una ola común, que se produce en alta mar, por efecto del viento, puede tener una longitud de onda de 100 m, una velocidad de propagación de 10 m/s, una altura de 10 m, y poner en movimiento una capa de agua de 50 m de profundidad. En alta mar un tsunami puede tener una longitud de onda de 100 km, una velocidad de propagación de 200 m/s (~700 Km/h) y poner en movimiento una capa de agua que se extiende desde el fondo del océano hasta su superficie. A medida que se acerca a la costa, el tsunami va reduciendo su velocidad, su longitud de onda se acorta y su altura puede alcanzar hasta 30 m. La ola común se rompe apenas llega a la costa y después de algunos

segundos llega otra y así continúa. El tsunami es como un muralla de agua de gran elevación que puede penetrar varios kilómetros playa adentro.

Una onda tiene crestas y valles, y lo primero en llegar a la costa puede ser un valle. Eso quiere decir que la gran ola, que se está formando allí atrás, chupa el agua que está delante de ella, y, por tanto, el mar retrocede de las playas. El retroceso puede llegar a medio kilómetro en sólo diez minutos, y suele suscitar una fatal curiosidad entre los observadores costeros. Pero es la señal de que un *tsunami* se acerca. Este fenómeno fue bien interpretado por Tilly Smith (Sampedro, 2005), una niña británica de 10 años que salvó la vida de un centenar de turistas en la playa de Pluket, en Tailandia. Lo había estudiado en la escuela unas semanas antes. “¡Viene una ola gigante!”, gritó. Nadie sabe por qué los turistas hicieron caso de la alarma de la niña, pero esa credulidad les salvó la vida, porque les dio tiempo para huir antes de que llegara la gran ola. Esta playa fue una de las pocas de la isla de Phuket en la que no se registraron víctimas.

Lo que Tilly había aprendido en clase es un fenómeno que ha sido observado en tsunamis anteriores, y su asombrosa actuación demuestra lo mucho que se podría haber evitado, no ya con sofisticados detectores ni costosas redes de alarma, sino tan sólo con un conocimiento básico de la física de un tsunami.

El tsunami es una onda superficial en el agua, por lo tanto, el interés en conocer el origen y el comportamiento de un tsunami puede motivar el aprendizaje de este tipo de ondas, que habitualmente se menciona al introducir el concepto de onda, pero al que casi nunca se vuelve para analizarlo.

Ondas superficiales en el agua

La superficie libre de un líquido en equilibrio sometido a la gravedad y a la tensión superficial es plana y horizontal. Si la superficie del fluido se aparta de su posición de equilibrio en algún punto, por efecto de una perturbación cualquiera, (el viento, la caída de objetos en el agua: una piedra o un meteorito, el movimiento de las naves, el choque del líqui-

do contra obstáculos, el movimiento de la luna y el sol y los terremotos), se origina un movimiento en el líquido. Este movimiento se propaga sobre toda la superficie en forma de ondas, llamadas *ondas superficiales*. Estas ondas afectan también el interior del fluido, pero con menos intensidad a mayores profundidades.

La tensión superficial es inversamente proporcional al radio de curvatura de la superficie del agua, y como el radio de curvatura es proporcional a la longitud de onda, los efectos de la tensión superficial son importantes sólo si la longitud de onda es muy corta. Si la longitud de onda es lo suficientemente grande (mayor que algunos centímetros si el líquido es agua), la fuerza de restitución se debe sólo a la gravedad y tenemos entonces las ondas denominadas *ondas de gravedad*. Analizaremos aquí sólo este tipo de ondas.

Las ondas superficiales de gravedad en un fluido son más complejas que las ondas transversales en cuerdas o las ondas longitudinales en un resorte. Cuando se afirma que la onda que se propaga en el agua desplaza a un corcho arriba y abajo se sugiere que las partículas de agua se mueven en la dirección transversal al sentido de propagación de la onda. Sin embargo si el fluido es incompresible, los elementos de volumen del agua no se pueden mover solamente en sentido vertical, pues cuando un elemento de volumen desciende (o asciende), otra porción del fluido tiene que desplazarse en sentido horizontal para dejarle lugar (u ocupar el lugar que deja vacante). El movimiento de las partículas del agua no es, por lo tanto, ni longitudinal ni transversal. Las trayectorias de las partículas del fluido son más bien circulares como se muestra en la figura 1. Esto confirma nuestra experiencia en la playa: cuando nos llega una ola nos mueve para arriba y hacia adelante y para abajo y hacia atrás cuando la ola pasa.

Las ondas superficiales que se propagan en un estanque cuya profundidad h es mayor que la longitud de onda λ , se denominan *ondas de agua profunda* (es suficiente que $h > \lambda/2$). En este caso el movimiento de las partículas es circular, con un radio que disminuye exponencialmente con el aumento de la profundidad,

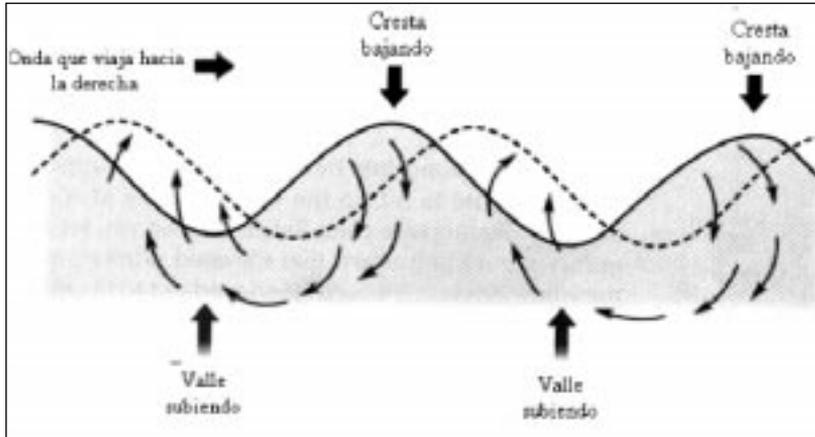


Figura 1: cuando un elemento de volumen desciende (o asciende), otra porción del fluido tiene que desplazarse en sentido horizontal para dejarle lugar (u ocupar el lugar que deja vacante).

como se observa en la figura 2a. En la superficie del agua el radio de la trayectoria de las partículas es dos veces la amplitud de la onda, a una profundidad igual a la media longitud de onda el radio de la trayectoria es 23 veces menor que en la superficie, y a una profundidad igual a la longitud de onda es 500 veces menor. En un estanque cuya profundidad es mayor que la media longitud de onda, el oleaje no “siente” el fondo, es como si su profundidad fuera infinita. Este es el motivo por el cual se denominan ondas de agua profunda.

Las ondas que se propagan en un estanque cuya profundidad es pequeña comparada con la longitud de onda (por ejemplo si $h < \lambda/10$) se denominan *ondas de agua poco profunda*. En este caso, toda la capa de agua, desde la superficie hasta el fondo está en movimiento. Las trayectorias de las partículas son elipses y no circunferencias como se observa en la figura 2b. Los ejes mayores de estas elipses son paralelos a la superficie del agua y su longitudes no varían mucho desde la superficie hasta el fondo. Los ejes menores disminuyen gradualmente desde la superficie (donde su longitud es dos veces la amplitud de la onda) y son nulos en el fondo. Esto hace que las elipses se hagan cada vez más estrechas con el aumento de la profundidad (ver figura 2b). Los movimientos verticales de las partículas son muy pequeños.

La velocidad con la cual se propaga una onda de una determinada longitud de onda, (la velocidad de fase V_F), es el cociente entre la longitud de onda λ y el periodo T , esto es, $V_F = \lambda/T$.

Las velocidades de fase de las ondas en aguas profundas y poco profundas se calculan a través de expresiones matemáticas diferentes. La velocidad de fase de las ondas de gravitación en aguas profundas es

$$V_F = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \tag{1}$$

y en aguas poco profundas,

$$V_F = \sqrt{gh} \tag{2}$$

En estas expresiones g es la aceleración de la gravedad, h la distancia desde la superficie hasta el fondo y λ la longitud de onda. La velocidad de fase de las ondas en aguas profun-

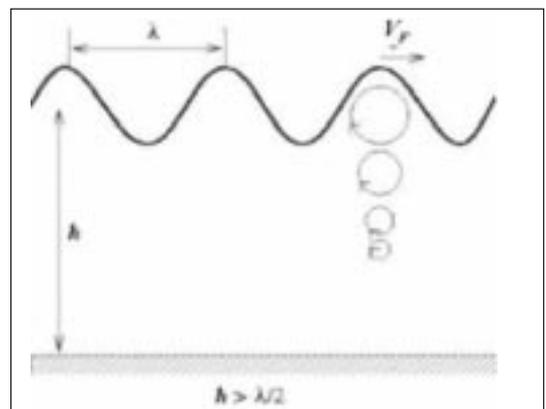


Figura 2a: movimiento de las partículas en aguas profundas.

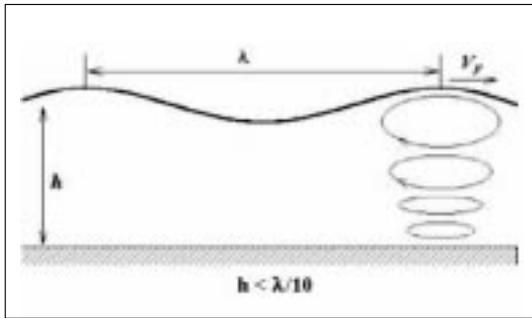


Figura 2b: movimiento de las partículas en aguas poco profundas.

das no depende de la profundidad del agua a diferencia de la velocidad de fase en aguas poco profundas.

En el Apéndice teórico que puede consultarse en la sección Tsunami del suplemento Misceláneas se deduce, para la velocidad de fase de la onda superficial de gravedad, válida para cualquier valor de la relación h/λ , la siguiente ecuación:

$$V_F = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} \tanh\left(2\pi \frac{h}{\lambda}\right)} \quad (3)$$

donde \tanh es la función tangente hiperbólico. Si $h > \lambda$, esta ecuación se convierte en (1), y si $h \ll \lambda$ en (2).

La velocidad de fase en aguas profundas, ecuación (1), es diferente para diferentes longitudes de onda. Cuando tiramos una piedra en el agua, se excitan ondas en una gama relativamente grande de longitudes de ondas (desde longitudes de onda comparables a la dimensión del objeto hasta longitudes muy pequeñas). Las ondas de longitud más largas viajan más rápido que las de menor longitud de onda. Esta dependencia de la velocidad de fase de la onda con la longitud de onda se denomina *dispersión* y es la responsable del comportamiento complejo del tren de ondas que se origina cuando se arroja una piedra a un estanque o a un lago. Gratton (1986) hace una interesante descripción de la propagación de ondas en aguas profundas.

Las ondas en aguas poco profundas no son dispersivas: todas las longitudes de ondas viajan a la misma velocidad (ver ecuación 2).

Energía de las ondas

La energía de la onda depende de su amplitud. La cresta de la onda puede ser aproximada por un triángulo de altura A , y base $\lambda/2$ como se muestra en la figura 3.

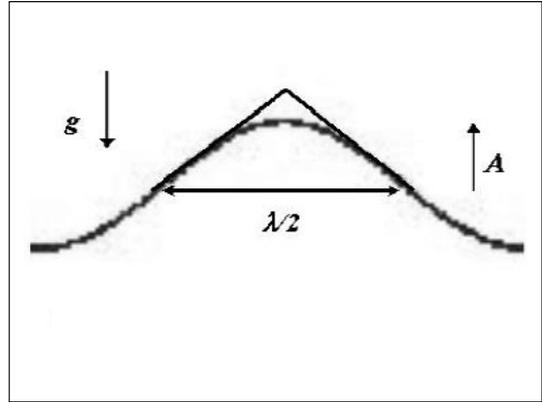


Figura 3: Cálculo de la energía de la onda.

El volumen de la cresta (por unidad de longitud en la dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda) es $1/2(A)(\lambda/2) = A\lambda/4$ y su masa es $m = \rho A\lambda/4$, donde ρ es la densidad del fluido. El trabajo necesario para formar la cresta se transformó en su energía potencial. Un valor aproximado de esta energía potencial se obtiene, multiplicando el peso de la cresta mg por el desplazamiento medio, de la masa de agua que forma la cresta, que es aproximadamente igual a A . Si agregamos a la energía potencial la cinética, la cual en los procesos periódicos es igual a la potencial, obtenemos para la energía total de la onda E el siguiente valor:

$$E = \frac{1}{2} \rho g A^2 \lambda \quad (4)$$

Si las ondas no son dispersivas (como en el caso de agua poco profunda) la velocidad con la cual viaja la energía coincide con la velocidad de fase.

IDEOGRAMA FALTA ARCHIVO

Generación y propagación de un Tsunami

Un tsunami es un tren de onda en el océano, producido por una fuerza impulsiva que desplaza verticalmente una gran columna de agua. Los movimientos sísmicos, las erupciones volcánicas, las explosiones, e incluso el impacto de grandes meteoritos, pueden engendrar tsunamis. Tienen una enorme longitud de onda (centenares de kilómetros) y se propagan a una gran velocidad. Transportan una energía colosal y, al llegar al litoral, pueden producir destrucciones catastróficas. En esta sección proponemos explicar el comportamiento de los tsunamis en base a las propiedades de las ondas superficiales en el agua que se expusieron en la sección anterior.

Los tsunamis generalmente son producidos por los terremotos que se originan por una repentina liberación de la energía acumulada en cientos de años por los movimientos muy lentos y casi imperceptibles de las *placas tectónicas*. La corteza terrestre está formada por un pequeño número de placas *litosféricas*, de 70 a 250 km de espesor, que flotan sobre una capa subyacente de naturaleza viscosa, llamada *asténósfera*. La región donde dos placas están en contacto se denomina frontera de placas, y la forma en que una placa se mueve con respecto a la otra determina el tipo de frontera, de *separación*: si las placas se alejan una de la otra; de *subducción*: si las placas se mueven convergentemente y una se está deslizando bajo la otra; y de *transformación*: si las placas se están deslizando horizontalmente en direcciones opuestas.

La mayor parte de los sismos fuertes, ocurren en zonas de subducción donde una placa oceánica se desliza bajo una placa continental o bajo otra placa oceánica más joven. En oca-

siones, en las que la falla se atasca se puede producir una colosal acumulación de energía elástica. Cuando la tensión acumulada excede la fuerza de fricción de la falla se produce un súbito deslizamiento de una placa sobre la otra, generando así un terremoto como el que ocurrió el 26 de diciembre.

No todos los terremotos generan tsunamis. Para generar un tsunami, la falla donde ocurre el sismo debe estar bajo o cerca del fondo del océano (a menos de 70 km), el terremoto debe tener una magnitud superior a los 6, 5 de la escala de Richter y debe crear un movimiento vertical (de hasta varios metros) del piso oceánico sobre una extensa área (de hasta cien mil kilómetros cuadrados). Los sismos de foco superficial a lo largo de las zonas de subducción son los responsables de la mayor parte de los tsunamis destructores. El tsunami del océano Índico se ha originado en la zona geológica donde chocan la placa indo-australiana con la placa euroasiática. El terremoto ha sido de magnitud 9 en la escala de Richter y con epicentro a 30 km por debajo del fondo oceánico.

Si bien cualquier océano puede experimentar un tsunami, es más frecuente que ocurran en el océano Pacífico, donde son más comunes terremotos de magnitudes considerables (especialmente en las costas de Chile, Perú y Japón). En el océano Pacífico se originan cientos y miles de tsunamis al año pero sólo unos pocos de ellos poseen una energía que puede representar un peligro. La densa población de la costa oriental del Japón ha sido castigada en muchas ocasiones por estas olas. Por ese motivo en el Japón estas olas se investigan desde hace tiempo y su nombre en japonés "tsunami" (ola en el puerto) se ha hecho internacional.

Pronosticar el momento de llegada (y las alturas de las olas) del tsunami a determinadas zonas del litoral es una labor muy compleja y no siempre resultan fidedignos. En la actualidad se pueden medir variaciones de la altura del mar, en tiempo real, mediante sensores dispuestos en la superficie del océano. Los datos son captados por satélites y retransmitidos a una estación terrena para su procesamiento. El número de sensores de nivel del mar y, sobre todo, el de estaciones terrenas que analizan los datos recogidos es, sin embargo, insu-

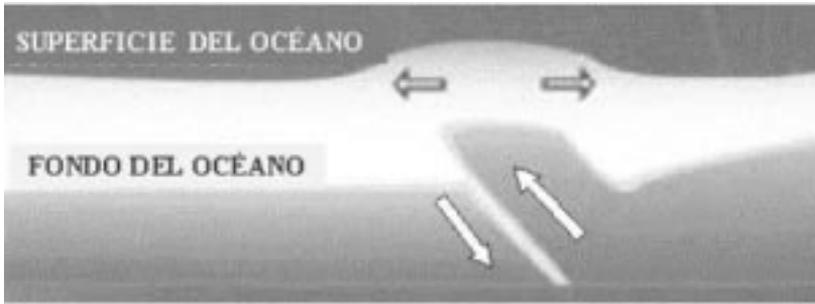


Figura 4: El rápido movimiento del fondo del océano produce casi instantáneamente una perturbación en su superficie.



Figura 5: La perturbación de la superficie del océano genera ondas que se propagan en todas direcciones.

ficiente para cubrir todas las zonas de riesgos del planeta.

Si el terremoto provoca un ascenso del fondo, en la superficie del océano se forma casi instantáneamente una elevación del nivel del mar como se muestra en la figura 4. Esta perturbación viaja desde el fondo a la superficie del mar con la velocidad de propagación del sonido en el agua (1500 m/s). La altura de la elevación (o depresión) no supera generalmente los 2 m (aunque en algunas raras ocasiones se alcanzó alturas de 5 m). La energía del tsunami depende más del área sobre el cual este levantamiento tiene lugar que del levantamiento vertical del agua. En el caso del suceso del 26 de diciembre esta superficie ha sido enorme: varias decenas de kilómetros de ancho y más de mil kilómetros de largo. El tsunami producido de esta forma transporta una formidable cantidad de energía: la energía necesaria para levantar toda esa masa de agua varias decenas de centímetros.

Como la elevación del agua tiende a volver a su posición de equilibrio se produce un movimiento oscilatorio “amortiguado” de esta masa de agua alrededor de la posición de equilibrio. Este movimiento genera una sucesión de pulsos sobre la superficie del océano, separados por una distancia del orden de la longi-

tud característica de la perturbación inicial, que se expande alrededor de la zona perturbada como se muestra en la figura 5.

El tsunami no tiene una estructura periódica en la superficie del océano. Sin embargo, es razonable pensar (el análisis de Fourier lo confirma) que la longitud de onda predominante es del orden de la extensión espacial de la perturbación inicial. Por lo tanto, las longitudes de onda del tsunami están en un rango que se extiende desde las decenas a varias decenas de kilómetros. Por lo tanto, aún cuando la profundidad media del océano es del orden de 4000 m , estas olas deben ser consideradas como ondas de agua poco profundas. La velocidad de propagación depende entonces del relieve del fondo oceánico (o sea de su profundidad h). Debido a las cordilleras y hendiduras en el interior del océano los tsunamis se refractan y difractan. En alta mar la velocidad de propagación del tsunami es, por lo tanto, de acuerdo a la ecuación (2), del orden de 700 km/h . Si su longitud de onda es de 350 km , su periodo temporal es de 30 minutos de acuerdo a la ecuación (2). Los periodos de los tsunamis están en un rango que va de unos pocos minutos a una hora.

En alta mar, un tsunami, aún el de mayor amplitud, es incapaz de causar daño a las em-

barcaciones: las hace ascender y descender, en el peor de los casos, 5m en un lapso de tiempo de varios minutos. El tsunami manifiesta toda su brutalidad en el litoral y en las proximidades del mismo.

Si la profundidad del océano varía lentamente, el tsunami no se refleja apreciablemente, en su viaje desde alta mar hacia el litoral. La pérdida de energía se debe, entonces, básicamente al rozamiento viscoso del agua de mar con la superficie del océano. Esta pérdida es relativamente pequeña comparada con la energía del tsunami que se distribuye en todo el volumen del océano perturbado. Si la energía del tsunami se mantiene constante, se encuentra, utilizando la ecuación (4) que, en su viaje hacia el litoral, la longitud de onda y la amplitud de la ola se relacionan mediante la ecuación:

$$A^2 \lambda = cte. \tag{5}$$

La longitud de onda se vincula con la profundidad del mar a través de la ecuación (2). Como el período T de las ondas se mantiene invariable durante su propagación, λ es proporcional a la velocidad de la onda, es decir a \sqrt{gh} , donde h es la profundidad del mar. Se obtiene finalmente que:

$$A^4 h = cte. \tag{6}$$

A partir de (6) se deduce la ecuación,

$$\frac{A_l}{A_o} = \left(\frac{h_o}{h_l} \right)^{1/4} \tag{7}$$

que relaciona, el cociente entre la amplitud de la ola en el océano A_o y la amplitud de la ola en el litoral A_l , con el cociente entre la profundidad del océano h_o y la profundidad del litoral h_l . La dependencia con el exponente $\frac{1}{4}$ es muy débil. Si suponemos que $h_o = 5000$ m y $h_l = 5$ m, el cociente h_o/h_l tiene un valor igual a 1000 y su raíz cuarta es 5,6. La altura del tsunami, en el litoral, crecerá, entonces, casi 6 veces. Si el tsunami tiene una altura de 2 m en alta mar, se convertirá en una ola de casi 12 m en el litoral, y si tiene una altura de 5 m en alta mar llegará a tener la altura de un

edificio de diez pisos.

En la Tabla I, se muestran, para distintas profundidades del océano, la velocidad de propagación, la longitud de onda y la altura de una ola tsunami que suponemos tiene un periodo de 30 minutos y una amplitud de 2m en la zona de su generación. La velocidad de propagación del tsunami pasa de 800 km/h (~ 200 m/s) mar adentro a 25 km/h (~ 7 m/s) en el litoral. Sin embargo, la velocidad máxima del medio de propagación (las partículas de agua), pasa de unos pocos cm/s mar adentro a algunos m/s en el litoral (estos valores no están registrados en la Tabla 1). En el Apéndice teórico (Misceláneas) se calcula la velocidad de las partículas de agua.

Tabla 1: Velocidad, longitud de onda y altura de la ola tsunami en función de la profundidad del océano.

Profundidad (m)	Velocidad (km/h)	Longitud de onda (km)	Altura de la ola (m)
5000	500	400	2,00
2500	570	285	2,38
500	255	122	3,55
50	80	40	6,32
5	25	12	11,25

En la Tabla 1 se observa también que, cuando el tsunami llega al litoral, su longitud de onda es de 12 km. El poder destructor de un tsunami está ligado más a su longitud de onda que a su altura. Una ola de diez metros de altura, pero de corta longitud de onda produce menos daño que un tsunami de pocos metros de altura, pero de una longitud de onda más importante. La diferencia, para una misma altura de ola, es la cantidad de agua que le sigue atrás. Las filmaciones del tsunami del 26 de diciembre, revelan que en algunas playas su altura era de sólo 3 m pero la destrucción que provocaba era comparable a un fenómeno de inundación: los autos eran arrasados y las construcciones ligeras eran derribadas.

La secuencia de dibujos de la figura 6 permite comprender porqué un tsunami es tan destructor. En 1 se muestra al mar calmo an-

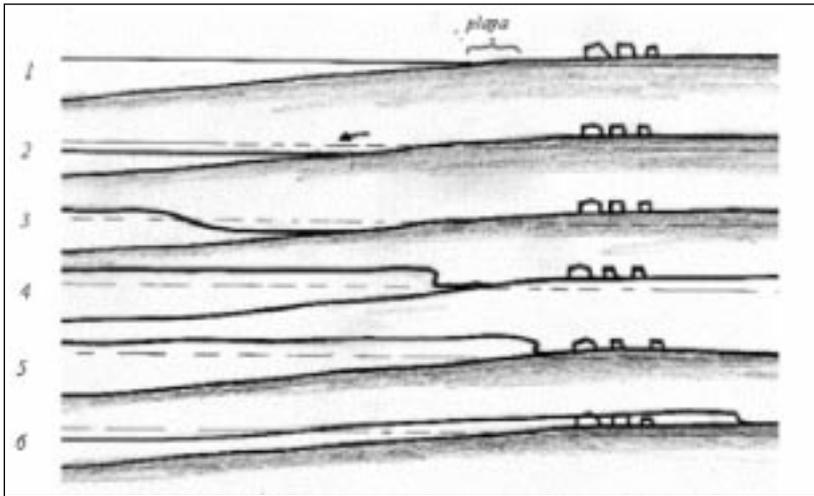


Figura 6: Llegada de un tsunami al litoral.

tes del arribo de la perturbación. En 2 el mar descende varios metros y queda expuesto un gran terreno de playa que se extiende a varios kilómetros de la orilla. Es el signo anunciador del tsunami. En 3 el frente de onda está llegando, pero a diferencia de las olas creadas por el viento este frente líquido está seguido por una considerable masa de agua. En 4 el frente de onda alcanza la playa. En 5 y 6 el mar penetra lejos en el interior del terreno. En la parte izquierda de la secuencia 6 se observa el valle de la onda, pero está muy lejos atrás, a una distancia del orden de la media longitud de onda (a una distancia de 6 km, en el ejemplo de la Tabla 1).

En nuestro análisis, no tuvimos en cuenta que el tsunami se propaga en alta mar como una onda cilíndrica y, por lo tanto, su amplitud disminuye con la inversa de la raíz cuadrada de la distancia al lugar de generación del tsunami. Este decrecimiento de la amplitud con la distancia, conjuntamente con la morfología del lecho marino y de las costas, determina la zona de influencia del tsunami.

La ecuación 7 tampoco tiene en cuenta los accidentes del litoral. Por ejemplo, en un golfo de profundidad constante pero cuyo ancho se va reduciendo en la dirección de avance del tsunami, la altura de la ola puede ser mayor. Si en la entrada del golfo su ancho es B y en su parte más estrecha es b , entonces, el aumento complementario en la altura del tsunami es (B/b) . Podemos añadir, además, que los

relieves del fondo del océano refractan las ondas de aguas poco profundas y pueden actuar como lentes convergentes o divergentes de acuerdo a sus morfologías. Si actúa como una lente convergente, en las zonas del litoral donde se enfocan las olas, se incrementará la altura de la ola del tsunami y por lo tanto su acción destructora. Los tsunamis que se generan en la costa oeste del continente americano concentran su energía sobre el litoral del Japón, mientras que Tahití está protegido porque el relieve del fondo marino actúa como una lente divergente que reduce la energía en su litoral.

La explicación del comportamiento del tsunami que damos en este artículo está basada en la teoría lineal de las ondas superficiales de gravedad en un fluido, teoría que se desarrolla en el Apéndice teórico (Miscelánea). Esta teoría lineal es correcta si la amplitud de la ola tsunami A es menor que la longitud de onda λ y la profundidad del océano h . La primera de estas condiciones se satisface siempre, pero la segunda deja de ser válida cuando el tsunami llega al litoral. La teoría no lineal permite una mejor descripción sobre el modo en que se “rompe” la ola tsunami cuando ésta entra al litoral.

Propuestas para el laboratorio

La refracción producida por los relieves del

fondo puede ser observado en el laboratorio utilizando una cubeta de ondas. Para que las ondas sean de agua poco profunda es necesario verificar que la profundidad de agua sea mucho menor que la longitud de onda. En esta situación, la velocidad de fase depende de la profundidad de agua (ecuación 2) y la variación del relieve del fondo de la bandeja produce refracción de las ondas. Eligiendo adecuadamente la forma de los objetos sumergidos se pueden obtener efectos de convergencia y divergencia. La descripción de este experimento puede encontrarse en el libro PSSC Physics, Guía para el Profesor (1974).

En la Actividad I (ver recuadro) se describe una experiencia que permite visualizar el movimiento de las partículas de agua. Este experimento está explicado en Kadomtsev y Ryd-nik (1984). Estos autores realizan además una interesante descripción de las ondas superficiales en el agua. En la experiencia que se describe en la Actividad II se mide la velocidad de fase de las ondas superficiales en el agua y se la compara con la que se obtiene mediante la fórmula teórica que viene dada por la ecuación (3). Este experimento está propuesto por Crawford (1971) y está descrito con todo detalle en el texto PSSC Physics, Guía para el Profesor (1974).

Actividad 1

Visualización del movimiento de las partículas de agua.

Objetivo: Visualizar el movimiento de las partículas de agua cuando se propaga una onda de gravedad.

Procedimiento: Se llena de agua un recipiente con paredes transparentes de modo que se pueda observar las ondas de perfil. Verter en el agua partículas que se sumerjan lentamente en el agua y que al mismo tiempo se vean bien adentro del agua. En uno de los extremos del recipiente se coloca el generador de ondas: una varilla horizontal conectada a un motor que la haga oscilar y, en el otro, algún dispositivo que absorba las ondas o una elevación gradual del fondo. Esto es necesario para disminuir la amplitud de la onda reflejada,

la cual puede confundir toda la imagen.

Si se elige la frecuencia del generador de modo que la longitud de onda de la onda originada sea un poco menor que la profundidad se observa que las partículas del polvo realizan en el agua movimientos casi circulares como se muestra en la figura 2a. Cerca de la superficie del agua, el radio de la circunferencia es el más grande, pero disminuye rápidamente y ya a una profundidad igual a la mitad de la longitud de onda, las partículas prácticamente no se mueven.

Si la frecuencia del generador es tal que la longitud de onda de la onda que origina es diez veces mayor que la profundidad del agua en el recipiente se observa que las partículas de polvo describen elipses como se muestra en la figura 2b. Los ejes mayores de estas elipses son paralelas a la superficie del agua y su longitud no varía mucho desde la superficie hasta el fondo. Los ejes menores disminuyen gradualmente desde la superficie y son nulos en el fondo. Esto hace que las elipses se hagan cada vez más estrechas con el aumento de la profundidad. Los movimientos verticales de las partículas son muy pequeñas o imperceptibles para las ondas de agua poco profundas.

Actividad 2

Medición de la velocidad de fase de las ondas superficiales en el agua

Objetivo. En esta experiencia se mide la velocidad de fase de la onda de gravedad en el agua en función de la longitud de onda y la profundidad del agua.

Procedimiento. Se vierte agua en una bandeja de forma rectangular transparente. Al agitar la bandeja, se saca al agua de su posición de equilibrio y se excitan los modos normales de oscilación del agua en el interior del recipiente. Si en el instante inicial se perturba adecuadamente al fluido se pueden excitar solamente los modos que están en una de las direcciones de la bandeja rectangular.

Después que los modos más elevados se hayan amortiguado sólo permanecerá el modo fundamental o el modo más bajo, pues es el que se amortigua más débilmente. En la fi-

gura 7 se muestra esquemáticamente el modo de oscilación más bajo.

Si se ilumina adecuadamente la superficie del agua (en algunos casos es suficiente la luz natural) se puede observar cuándo el nivel de agua alcanza su valor máximo en uno de los extremos (es conveniente para esto mirar casi tangencialmente la superficie del agua y que la iluminación venga desde atrás de la cabeza). El tiempo entre dos máximos sucesivos es el período T de la onda estacionaria. Como el modo que está oscilando es el fundamental, la longitud de onda (ver el modo 1 de la figura) es $\lambda = 2L$ donde L es la longitud de la fuente. Conociendo la longitud de onda y el período podemos calcular la velocidad de fase mediante la ecuación $V_F = \lambda/T$.

Repitiendo la medición de T para diferentes valores de h , podemos hacer una gráfica de V_F en función de h para un valor fijo de la longitud de onda (o sea de L). Compare

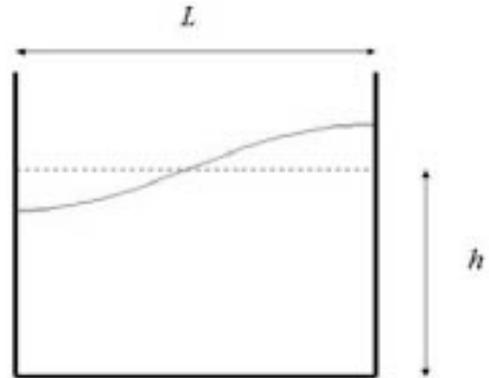


Figura 7: El modo de oscilación más bajo en una bandeja paralelepípeda.

sus resultados con los valores teóricos que se obtienen con la ecuación (3) del texto principal. ¿Para qué valores de h las ondas en la fuente son de aguas profundas?

Bibliografía

- Gratton, J. (1986). Arrojando piedras en un estanque. *Física*, vol 1, (1), pp. 4-15.
- Crawford, F. (1971). *Ondas*, Volumen 3, Berkeley Physics Course, Reverté, Barcelona.
- Kadomtsev, B., Rydник, V. (1984). *Ondas en nuestro alrededor*, Editorial Mir, Moscú.
- PSSC Physics. Guía del Profesor*. (1974). Reverté, Barcelona.
- Sampedro, J. (2005). Cómo salvarse de un tsunami, *Diario El País*, España, 9 de enero de 2005.