

# MODULACION ATMOSFERICA Y CAMBIO DEL NIVEL DEL MAR

Por David PUGH\*

## Introducción

Vivir cerca del mar ha sido siempre arriesgado para la humanidad. La historia registra inundaciones graves en los Países Bajos en noviembre de 1218, en las que hubo 100 000 muertos, pero tiene que haber habido otras muchas inundaciones anteriores de las que no queda constancia. Los beneficios inmediatos de cultivar las regiones costeras fértiles de nivel bajo se contrarrestan con el riesgo de inundaciones graves ocasionales cuando las mareas altas se agravan por condiciones meteorológicas extremas.

El más catastrófico de los fenómenos recientes fue la inundación de las islas costeras de Bangladesh en noviembre de 1970. Se informó de que murieron cientos de miles de personas cuando un ciclón produjo en el golfo de Bengala una elevación del nivel del mar de más de 9 metros por encima de lo normal.

Físicamente, la atmósfera actúa sobre el mar de dos formas para cambiar su nivel. La presión del aire actúa verticalmente; las fuerzas de las tensiones del viento actúan horizontalmente. Conocer estas fuerzas es la base para elaborar modelos numéricos de la respuesta del mar y para predecirla. Las estimaciones estadísticas de las probabilidades de inundación, necesarias para diseñar protecciones contra el mar, se obtienen a partir de las series largas de observaciones. Estos diseños deben tener también en cuenta las posibles elevaciones del nivel del mar debidas a efectos locales y mundiales, tales como el calentamiento por el efecto invernadero. En este breve informe, se analizan separadamente cada uno de estos aspectos diferentes.

## La modulación física

Para muchos fines, es adecuado considerar las respuestas de la profundidad media de un mar. Más adelante discutiremos algunas de las limitaciones de este enfoque.

Consideremos en primer lugar un océano en el que la respuesta a la presión atmosférica ha alcanzado el equilibrio y no hay corrientes. En cualquier superficie horizontal de debajo del agua debe haber la misma presión total resultante de los efectos combinados de la presión atmosférica a nivel de la superficie del mar y la presión del agua que hay encima.

Tomando como valor de la densidad del agua del mar  $1.026 \text{ kg m}^{-3}$  y como valor de la aceleración de la gravedad  $9,80 \text{ m s}^{-2}$ , tenemos:

$$\Delta \zeta = -0,993 \Delta P_A$$

donde  $\Delta \zeta$  está en cm e  $\Delta P_A$  está en hectopascales. Un aumento de un hectopascal en la presión atmosférica producirá un descenso de un centímetro en el nivel del mar.

Esta respuesta del nivel del mar a los cambios de la presión atmosférica se llama el *efecto barométrico invertido*. La respuesta barométrica invertida exacta raras veces se encuentra en la práctica. Una razón para ello es la respuesta dinámica de las aguas menos profundas de la plataforma continental a los movimientos del campo de presiones atmosféricas. Si la perturbación de la presión se propaga a la misma velocidad que una onda larga en el agua, hay una respuesta amplificada. También, pocas veces es posible determinar por separado los efectos de las perturbaciones de la presión atmosférica

\* Instituto de Ciencias Oceanográficas, Laboratorio Deacon, Wormley, Reino Unido

porque están asociados a los efectos de las tensiones del viento. Uno de los conjuntos más antiguos de observaciones del nivel del mar polar es el que recopiló Sir James Clark Ross, que dedicó el invierno de 1848 a 1849 en el Artico canadiense a buscar a la expedición perdida de Franklin; ese conjunto muestra una respuesta muy próxima a la respuesta estática teórica de un mar cubierto de hielo. En estas condiciones polares, la cubierta de hielo aísla al mar de la tensión del viento.

La relación entre la velocidad del viento y el arrastre que se produce en la superficie del mar es engañosamente sencilla. El análisis dimensional indica que:

$$\text{Tensión} = C_D \cdot (\text{densidad del aire}) \cdot (\text{velocidad del viento})^2$$

Sin embargo, el coeficiente de arrastre,  $C_D$ , no es constante; depende de la rugosidad de la superficie, de la diferencia de temperatura entre el mar y el aire y de la propia velocidad del viento. Si se mide el viento al nivel de 10 m, sin diferencias de temperatura, los valores de  $C_D$  para 10, 20 y 40 m  $s^{-1}$  son de, aproximadamente, 0,0016; 0,0020 y 0,0031, respectivamente. Si el mar está 5°C más caliente que el aire, los valores aumentan a 0,0019; 0,0024 y 0,0031.

Teóricamente, la tensión en la superficie del mar se puede equilibrar con un gradiente en superficie que, en su expresión más sencilla, es:

$$\text{gradiente} = \text{tensión} / (\text{densidad del agua} \cdot g \cdot \text{profundidad del agua})$$

donde  $g$  es la aceleración de la gravedad. El gradiente es inversamente proporcional a la profundidad del agua. Para un temporal fuerte (fuerza nueve en la escala Beaufort, 22 m  $s^{-1}$ ) que soplase sobre 200 km de agua con profundidad de 30 m (aproximadamente las dimensiones de la parte meridional del mar del Norte), la elevación del nivel sería de 0,85 m. Para 30 m  $s^{-1}$ , la elevación sería de 1,60 m.

Sólo se encuentran aproximaciones a este equilibrio en lagos cerrados de profundidad escasa y uniforme. En el mar abierto, el lapso

para que las pendientes de la superficie alcancen el equilibrio es habitualmente más largo que la persistencia de la modulación del viento. Las respuestas naturales de los mares locales son también importantes. La variación de la profundidad es crítica: si el gradiente equilibra la tensión en las aguas menos profundas, es demasiado grande para las zonas más profundas y hay tendencia a un flujo inverso de agua contra el desarrollo del viento, que lleva a configuraciones de la circulación. Las corrientes que se desarrollen variarán con la profundidad.

### La modelización

Las fórmulas aproximadas son de poca utilidad para predecir las mareas causadas por los temporales. Pueden dar una orientación sobre las configuraciones meteorológicas potencialmente peligrosas, pero los mares son complejos y su física es notoriamente no-lineal, especialmente en condiciones extremas. La complejidad de las respuestas reales del mar a la dinámica de la presión y la modulación del viento, conduce inevitablemente a su representación en modelos numéricos.

Estos modelos pueden incluir la modulación en tiempo real y las variaciones del nivel del mar en los límites, las configuraciones complicadas de la costa y las profundidades, y las interacciones entre las mareas y las oleadas. Los modelos de las respuestas del mar se han utilizado regularmente durante varios años como base de los sistemas de aviso de inundaciones, pero todavía hay que resolver varios problemas científicos y de observación antes de que estas predicciones sean totalmente fidedignas.

Es evidente la importancia de disponer de avisos de inundación precisos: deberían ser fiables y publicarse sólo en el caso de episodios graves. Demasiados avisos anulados, o casi equivocados, hacen que disminuya la confianza del público con el resultado de que no se haga caso de los avisos auténticos. Pero las consecuencias evidentes de retrasar los avisos o de no publicarlos hasta que la inundación sea

inminente, son muchísimo más graves. Consideraremos más adelante algunas de las investigaciones que se están llevando a cabo para mejorar la fiabilidad de los avisos de inundación.

Sin embargo, antes resumiremos las configuraciones de los temporales y de las inundaciones a los que son vulnerables las costas del mundo.

### Algunos ejemplos regionales de oleadas

Es apropiado examinar algunos ejemplos de regiones bien estudiadas para mostrar las interacciones y los factores físicos que contribuyen a producir oleadas grandes. Dos oleadas no son nunca exactamente iguales porque hay pequeñas diferencias en las configuraciones meteorológicas y en las condiciones de las mareas.

Los efectos de los temporales tropicales y extratropicales son muy diferentes a causa de sus características diferentes. Habitualmente se hace una distinción clara entre ellos en términos de *oleadas tropicales* y *extratropicales*.

Normalmente, los temporales tropicales son pequeños y muy intensos. Se generan en el mar, desde donde se desplazan generalmente con rumbo oeste, hasta que llegan a la costa. Allí puede que, excepcionalmente, produzcan niveles altos de inundación dentro de una región reducida de, quizá, decenas de kilómetros. A causa de su naturaleza compacta, los niveles máximos de inundación producidos por dichos temporales es improbable que se den en la proximidad de cualquiera de los registradores del nivel del mar de una red distribuida normalmente; pero, incluso si sucede en esa proximidad, hay una probabilidad grande de que el propio registrador sea destrozado. Sin embargo, los efectos pueden ser más extensos si la trayectoria de un temporal tropical es paralela a la costa.

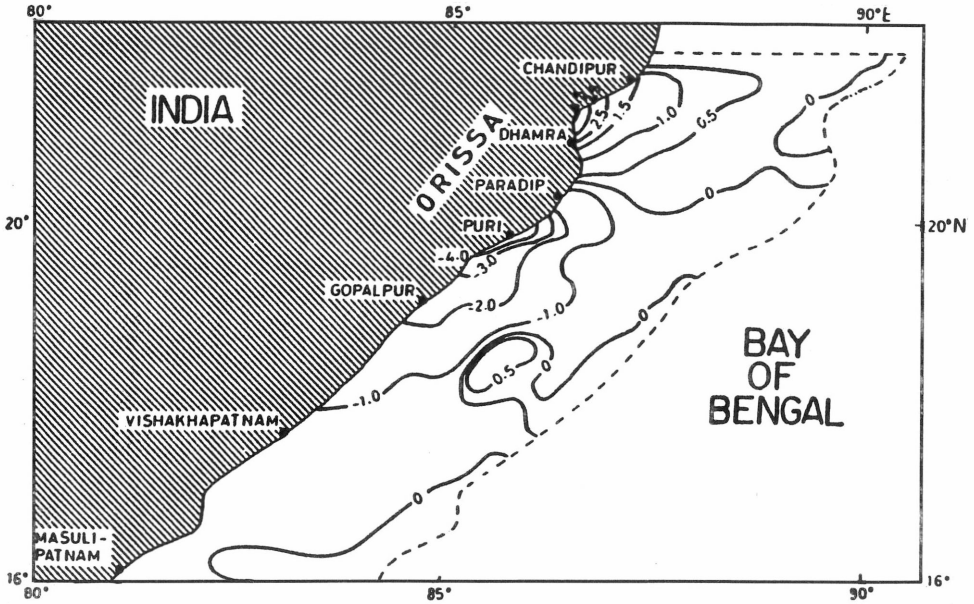
Los temporales extratropicales se extienden sobre centenares de kilómetros alrededor de la región central de la baja de presión atmosférica y, normalmente, se desplazan con relativa lentitud hacia el este. Afectan a zonas grandes

de la costa y pueden persistir durante varios días. Debido a que son más extensos y de movimiento más lento que los temporales tropicales, es probable que los episodios de elevaciones extremas del nivel del mar los detecten varios registradores. Los episodios barométricos y eólicos pueden ser también importantes, mientras que en los temporales tropicales los efectos de la tensión del viento son, normalmente, el factor dominante. Las escalas espaciales más grandes y los períodos más largos de los temporales extratropicales significan que los efectos de la rotación de la Tierra son más importantes para determinar la respuesta dinámica del mar; así son, también, los períodos naturales de resonancia de los propios mares y cuencas.

Las costas de la India y de Bangladesh que rodean al golfo de Bengala son muy vulnerables a las inundaciones graves causadas por los ciclones tropicales. Estos ciclones se originan normalmente en las partes meridionales del golfo o en el mar de Andaman, desde donde se desplazan hacia el oeste antes de curvarse hacia el norte y el nordeste. La resonancia del huracán puede ser importante en la estrecha plataforma continental que rodea a las profundidades oceánicas normales del golfo. La inundación de Bangladesh que se produjo en noviembre de 1970 fue seguida en junio de 1982 por una oleada de 4,5 m que



*Balangayan, Samar oriental, Filipinas 1988.— La devastación causada por las olas y la marea de temporal producidas por el tifón 8819 Yoning; incluso resultaron volcadas tumbas de hornigón.*



Isopletas de igual elevación de la superficie del mar en las regiones costeras de Orissa y el norte de Andhra Pradesh, de la India, en el ciclón del 3 de junio de 1982. Los niveles del oleaje, calculados mediante un modelo numérico, corresponden a 30 minutos después de la llegada del temporal a tierra firme, 17 km al norte de Paradip.

Fuente: B. Johns

azotó la costa de Orissa, en la India (véase la figura de arriba).

La costa exterior de Japón tiene una plataforma continental muy estrecha, por lo que los tifones producen sus mayores efectos sobre algunas bahías. Los efectos del viento son aquí menos importantes que los cambios de la presión atmosférica. En septiembre de 1959, el tifón *Vera* produjo una oleada máxima de 3,6 m en Nagoya, en la costa sur de Honshu. La resonancia en el período natural de una bahía puede producir *seiches* que persistan durante varias horas.

También son vulnerables las tierras de nivel bajo que rodean a la parte meridional del mar del Norte. Este mar está abierto por el norte al Atlántico. Las oleadas las generan los vientos que actúan sobre la plataforma del norte y el noroeste de Escocia. Cuando estas perturbaciones se propagan dentro del mar del Norte, la rotación de la Tierra hace que se propaguen como olas costa abajo hasta entrar

en las aguas menos profundas cuando se aproximan a las regiones del sur más angostas. Los vientos locales pueden amplificar más las oleadas.

En la zona hay un sistema de avisos que modeliza y traza la trayectoria de la propagación de la oleada para permitir que se tomen medidas protectoras. Este sistema se estableció después de las graves inundaciones que hubo en Inglaterra y los Países Bajos en febrero de 1953. La subsidencia gradual de las zonas costeras locales debida a los ajustes geológicos aumenta su vulnerabilidad. La Barrera del Támesis y las defensas del Delta se han construido pensando en estos ascensos graduales del nivel medio del mar. En contraste, en la costa occidental de Gran Bretaña las oleadas son, normalmente, de duración más corta y más difíciles de predecir.

A lo largo de la costa este de los EE.UU., los temporales extratropicales son, generalmente, más importantes al norte del

cabo Hatteras, mientras que los temporales tropicales son más importantes al sur. Alrededor del golfo de México y a lo largo de la costa atlántica, desde Florida al cabo Hatteras, el riesgo mayor de inundaciones procede de los huracanes que se originan en el Atlántico tropical, desde donde se desplazan en dirección oeste hasta que llegan a las Indias occidentales. Allí, muchos de ellos rolan al norte hacia la costa de los EE.UU. Aunque se puede seguir la trayectoria de los huracanes durante varios días antes de que azoten la tierra, el momento y el lugar de su llegada y la amplitud de las inundaciones locales son difíciles de predecir. Más al norte, son dominantes las oleadas debidas a los temporales extratropicales. Los vientos son menos extremos, pero los efectos se extienden más y duran más. Hay una estrecha correlación entre los vientos a lo largo de la orilla y los niveles del mar en la costa: los vientos que soplan hacia el oeste producen mayores elevaciones del nivel del mar, mientras que los vientos que soplan hacia el este producen niveles del mar más bajos, de acuerdo con los ajustes por la rotación de la Tierra.

### **Estadísticas para el diseño**

Los avisos de inundaciones costeras basados en la modelización son una forma de defensa. Otra consiste en contruir defensas tales como barreras o diques para niveles especificados. Los niveles elegidos para estas construcciones se basan en los análisis de los niveles de las inundaciones anteriores o en las simulaciones de los modelos.

Un método de calcular los riesgos de inundación se basa en las tabulaciones de los valores anuales extremos que se clasifican, se transcriben y se extrapolan para que indiquen las probabilidades. Una alternativa especialmente valiosa cuando las mareas son un componente importante de las variaciones del nivel del mar, es separar los cambios producidos por las mareas y por las perturbaciones meteorológicas y calcular la probabilidad de los valores para cada uno de

ellos por separado. Las combinaciones de éstos que producen niveles totales extremos se calculan seguidamente utilizando la teoría de la probabilidad conjunta. Se necesitan precauciones especiales con este método si interactúan las mareas y las oleadas pero, si se aplica adecuadamente, este método da una estadística más estable y fidedigna para los períodos más cortos de datos. Son posibles mejoras porque se usan todos los datos en lugar de un solo valor para cada año.

Un nivel que tiene, por ejemplo, un 0,01 de probabilidad de alcanzarse en un año concreto, se suele denominar "nivel con un período de retorno de 100 años". Esta es una expresión útil, pero que puede ser confusa porque supone que la estadística de la variabilidad del nivel del mar seguirá durante el período de 100 años igual que durante las observaciones.

Es difícil elaborar estadísticas de diseño para las costas vulnerables a los temporales tropicales, a causa de la concentración muy local de los efectos: es improbable que los datos de un registrador del nivel del mar sean una muestra suficientemente representativa. Una técnica consiste en asociar un modelo numérico que describe una respuesta de la plataforma continental a una presión central, a un tamaño y una trayectoria del temporal determinados para un modelo detallado de una bahía o un estuario concretos. El modelo se hace correr con los datos de varios temporales. Los resultados de estas observaciones artificiales se analizan a continuación para calcular las probabilidades de oleadas extremas. A menudo éstos se añaden a los niveles altos de marea predichos, para estimar las probabilidades de niveles totales extremos.

### **Tendencias futuras**

Para emitir avisos y para fines de diseño se necesitan predicciones fiables. Nuestras posibilidades actuales superan con mucho a las de hace 20 años: los ordenadores y unas observaciones mejoradas han conducido a progresos importantes. Pero aún hay que hacer muchas mejoras y todavía quedan muchas

incertidumbres asociadas con los cambios climáticos posibles.

Las observaciones son la clave para predicciones fiables y estadísticas precisas pero, en muchos casos, su recopilación ha sido irregular y no sistemática. Se necesitan medidas mundiales para identificar los cambios mundiales tales como el nivel medio del mar: la red mundial de observación del nivel del mar (GLOSS) de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental constituye un marco en el que las naciones pueden ahora realizar observaciones e intercambiar datos y experiencia.

Localmente, las medidas del nivel del mar son esenciales dondequiera que haya riesgo de inundación. Ellas determinan las tendencias del nivel del mar y las oleadas detalladas que se pueden interpretar dentro del contexto mundial. Aunque sea caro, es inevitable el compromiso de hacer medidas a largo plazo si se quieren tomar seriamente precauciones ante las inundaciones.

La modelización numérica de las oleadas es la base de los análisis de datos y de las predicciones. A pesar del éxito considerable de los actuales modelos bidimensionales, todavía hay que hacer mejoras sustanciales antes de que se pueda saber qué sistemas de predicción son finalmente capaces de ofrecer una fiabilidad y un rigor plenos.

El primer objetivo operativo de un modelo numérico es imitar a la naturaleza: se recurre a las leyes básicas de la física, pero la viscosidad de los remolinos y los coeficientes de arrastre en superficie se representan por relaciones empíricas. El progreso futuro exige un conocimiento más detallado de la física y el desarrollo de modelos asociados atmósfera-olas-oleadas. Estos modelos asociados serán más precisos en todas las condiciones y también serán más coherentes internamente en función de los balances de energía y de cantidad de movimiento.

La cantidad de movimiento de los vientos se transfiere al mar a través de las olas, las corrientes de oleadas y los cambios de nivel. Cuando se desarrolla el campo de olas,

aumenta la rugosidad de la superficie, que controla esta transferencia aumentada. Las variaciones de los valores del coeficiente de arrastre,  $C_D$ , se deben en parte a este aumento. Cuando se desarrollan plenamente los campos de olas, hay un elemento de la rugosidad que depende del tiempo cronológico. Las olas de viento de alta frecuencia se desarrollan más rápidamente que las olas de frecuencia baja; se debe añadir el papel de ambos tipos de olas y el de la mar de fondo producida por temporales lejanos. Al incluirse las olas en los modelos de oleadas, se ha demostrado que aumenta la tensión efectiva máxima del viento en la superficie del mar.

La eliminación de la energía de las corrientes de oleadas por rozamiento con el fondo es mucho más eficaz si en los modelos se incluyen las olas. Esto es así porque la turbulencia de las olas se añade a la turbulencia inducida por las corrientes; si las profundidades del agua son menores que la mitad de la longitud de onda, los efectos pueden ser muy importantes. Por el contrario, las corrientes de oleadas pueden afectar al desarrollo del campo de olas y a las distribuciones de refracción de las olas en las aguas someras. En las inundaciones costeras, son importantes los efectos de las aguas someras cercanas a la orilla, como lo son, también, las predicciones de las condiciones de las olas y la oleada total.

En estas zonas próximas a la orilla, se debe afinar la resolución de los modelos lo suficiente para la resolución de la batimetría local. Esto implica hacer un uso completo de los ordenadores más potentes, especialmente si los modelos tienen que resolver también las variaciones de profundidad de los movimientos del agua. Todavía se están elaborando los métodos óptimos para representar los flujos completos de 3 dimensiones.

Otro aspecto de la física no-lineal de las aguas someras es la interacción entre las variaciones de las mareas y las oleadas. Los balances de energía y de cantidad de movimiento son muy diferentes cuando ambos están incluidos en un modelo. Se deben especificar las mareas en los límites del

modelo, antes de que la interacción haga confusa la diferencia entre las mareas y las oleadas. En función de la estadística de la probabilidad conjunta, esta interacción es un factor complicador que exige mayor investigación de las técnicas disponibles para los análisis estadísticos.

Finalmente, todos los modelos de las influencias atmosféricas sobre el mar están limitados por la precisión de los datos meteorológicos de entrada. Hay campo de aplicación para una predicción mucho mejor de las condiciones que hay encima del mar y, en especial, de las condiciones predominantes en las proximidades de los frentes meteorológicos. Los modelos atmosféricos actuales tienen resoluciones de rejilla que son totalmente inadecuadas para representar éstas y puede que haya que elaborar algunos métodos alternativos de caracterizarlas.

Están mejorando rápidamente los gráficos por ordenador y los métodos para presentar los datos, y su aplicación en la presentación y análisis de las predicciones será un factor clave para aumentar la aceptación y credibilidad de las predicciones mediante modelos.

## El cambio climático

El calentamiento mundial consecuencia del efecto invernadero puede cambiar los riesgos de inundaciones costeras. Un efecto podría ser el aumento de los niveles del mar como resultado de la fusión del hielo de fondo y de la expansión térmica de las aguas de los océanos. Durante los últimos 100 años, los niveles han ascendido en todo el mundo aproximadamente 0,15 m, pero hay diferencias locales notables debidas a los movimientos de la corteza. Por ejemplo, Escandinavia y Alaska todavía están ascendiendo decenas de centímetros al siglo, a medida que se adaptan a ir liberándose del hielo con que se cargaron a finales de la última glaciación, hace unos 10 000 años.

Para los próximos 100 años se han predicho elevaciones del nivel del mar de, quizá, 0,6 m. Los niveles con una probabilidad anual de 0,01

tendrán una probabilidad mucho mayor de alcanzarse en un año concreto: la probabilidad aumentará típicamente hasta 0,04 o incluso 0,10, pero dependerá del carácter de los oleajes y de las mareas en cada lugar.

Si el cambio climático futuro afecta también a la frecuencia, la intensidad y la distribución de los temporales, entonces no son válidas cualesquiera predicciones que se basen en añadir los cambios del nivel medio del mar a las estadísticas actuales. Actualmente, ésta es la incertidumbre mayor al hacer esas predicciones. La estadística de las inundaciones costeras depende de los cambios en los extremos de las distribuciones estadísticas, no sólo de los cambios en los niveles medios.

Muchas de las ciudades más importantes del mundo están situadas en zonas costeras que son vulnerables a las inundaciones marinas. El que tengan un futuro seguro depende de que cooperen en sus esfuerzos los meteorólogos y los oceanógrafos: hay trabajo por hacer.

## Lecturas básicas

- DAVIES, A.M. (Ed.), 1990: *Modelling Marine Systems* (Sistemas de modelización marina). CRC Press, Florida, EE.UU. (Dos tomos).
- EL-SABH, M.I. y T.S. MURTY (Eds.), 1988: *Natural and Man-made Hazards* (Riesgos naturales y causados por el hombre). D. Reidel, Dordrecht.
- PROCTOR, R. y R.A. FLATHER, 1989: *Storm-surge Prediction in the Bristol Channel - the Floods of 13 December 1981* (La predicción de mareas de temporal en el canal de Bristol - las inundaciones del 13 de diciembre de 1981). Continental Shelf Research, **9**, 889-918.
- PUGH, D.T., 1987: *Tides, Surges and Mean sea-level* (Las mareas, las oleadas y el nivel medio del mar). John Wiley, Chichester, 472 págs.