

PREDICCIÓN DE OLAJE EN EL MEDITERRÁNEO: FETCH Y DURACIÓN LIMITADOS

5.1 Introducción

La predicción de oleaje en el mediterráneo se ha realizado desde hace más de 10 años por diferentes instituciones e investigadores. El centro “*Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center*” (FNMOC) ha sido uno de los pioneros en el uso de modelos espectrales de oleaje para uso operacional en el Mediterráneo. En 1972 implementaron el modelo de primera generación “*Spectral Ocean Wave Model*” (SOWM) para el Mediterráneo, y una versión global de este en 1985. *Wittman y Clancy (1991)* adaptaron el WAM para substituir al modelo de primera generación para el Mediterráneo, utilizando una resolución de 0.5° y forzándolo con vientos de una resolución de 80 km. Así el WAM mejoró las predicciones aunque presentaba un bias negativo, un RMSE de 0.63 m y un índice de esparcimiento de 0.53. *Cavaleri y Bertotti (2004)* estudian la calidad de los modelos de viento y oleaje en el Mediterráneo mostrando que los errores tienen una alta correlación con el *fetch*.

Además se han realizado importantes investigaciones y avances en la meteorología del Mediterráneo. *Flamant et al. (2003a y 2003b)* utilizaron el experimento FETCH por sus siglas en francés de “*Flux, Etat de mer et Télédétection en Condition de fetch variable*” sobre aguas mediterráneas el cual consistió en una extensiva campaña de mediciones de oleaje y condiciones meteorológicas en el golfo de León, con el fin de describir la evolución de una serie de parámetros oceanográficos y atmosféricos y su relación en condiciones de fuertes vientos de tierra (Mestral y Tramontana). Estos autores mostraron la evolución de los parámetros de rugosidad, el coeficiente de arrastre y la velocidad de fricción respecto al *fetch*. También utilizaron el WAM de ECMWF por sus siglas en inglés de “*European Center of Medium Weather Forecast*” con una resolución de 0.25° y forzado por el modelo IFS, además utilizan una versión de investigación con resolución de 0.083° forzada por vientos del modelo ARPEGE-ALADIN con la misma resolución. Reportaron la presencia de espectros bimodales con picos de misma frecuencia propagándose a ambos lados de la dirección del viento. El crecimiento de la altura de ola en la parte sur del golfo se debió a la influencia del *swell* y no solamente a crecimiento por viento. También se observaron variaciones en la distribución de la velocidad del viento, junto con un aumento de la velocidad al pasar de tierra a mar, debido a la aceleración asociada con la rugosidad. Los autores concluyeron que el modelo ARPEGE-ALADIN con esa resolución no captaba toda la variabilidad espacial asociada a regiones protegidas por estructuras orográficas. Respecto a la evolución de la rugosidad encontraron un incremento al aumentar la distancia a la costa, después una disminución abrupta y finalmente un nuevo incremento. Sugieren que el primer aumento es causado por los efectos de la protección del

viento y la presencia de olas jóvenes, cortas y peraltadas. La figura 5.1 muestra la evolución del coeficiente de arrastre considerando la velocidad del viento y la edad de las olas.

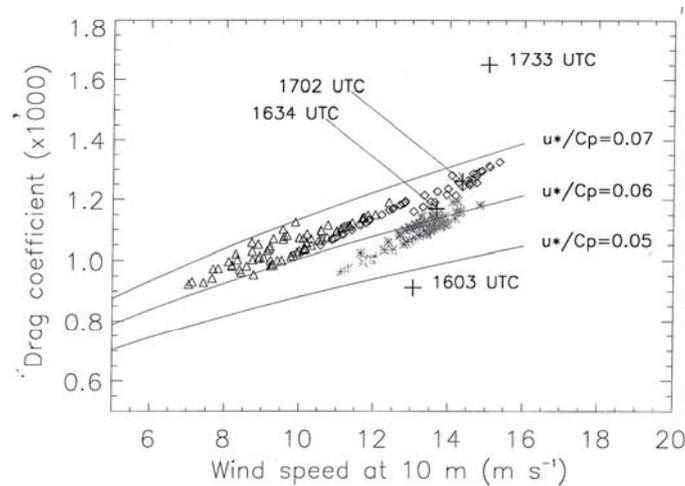


Figura 5.1. Mediciones de coeficiente de arrastre para el golfo de León (Flamant *et al.*, 2003a).

Bargagli *et al.* (2002) utilizaron un modelo atmosférico de alta resolución (10 km), indispensable para el Mediterráneo ya que esta rodeado de una compleja orografía con fuerte influencia sobre los flujos atmosféricos. Los autores mostraron que la calidad de las predicciones y de la secuencia de anidamientos en las predicciones de oleaje y elevación del mar, depende del forzamiento atmosférico (presión y velocidad) y su resolución.

A pesar de que ya existen algunos antecedentes de la predicción de oleaje por viento en el Mediterráneo, no existe una validación de los modelos con datos en la costa catalana, sus procesos principales y sus escalas. Además también es importante la validación de los modelos atmosféricos que son utilizados para forzar los modelos de oleaje. Esto implica un estudio específico y local de modelos ya existentes para su aplicación en la zona de estudio.

Para evaluar el comportamiento de los modelos en la costa catalana se realizaron pases del WAM y SWAN anidados para dos eventos intensos presentados en la costa catalana en Noviembre 2001 y Marzo-Abril 2002. Los anidamientos consistieron en una malla gruesa cubriendo todo el Mediterráneo con los límites en latitud de 34°N y 45°N y para longitud de -5°E y 18°E y con una resolución de 0.166 de grado. Posteriormente se creó una malla anidada con límites en latitud de 38°N y 43°N y en longitud de -1°E y 5°E con una resolución de 0.083 de grado (Fig. 5.2). Previo a esto, se realizaron pruebas en dominios idealizados que serán descritas en la sección 5.2.

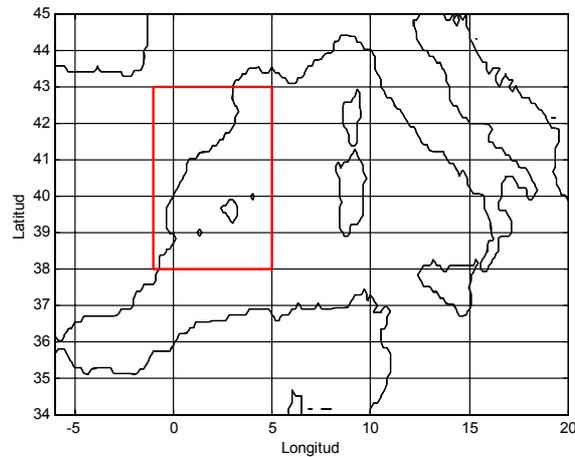


Figura 5.2. Dominio de la malla gruesa y límites de la malla media (rojo).

Los vientos utilizados para alimentar los modelos de oleaje provinieron del modelo atmosférico MASS (ver sección 3.2) con la misma resolución espacial que las mallas de oleaje, y con una resolución temporal de 6 horas para la malla gruesa y de 3 horas para la malla anidada. Además, se utilizaron los campos de vientos proporcionados por Meteo-France del modelo ARPEGE (ver sección 3.2) con una resolución espacial de 0.25° y temporal de 3 horas. Como puntos de control de los modelos de oleaje se utilizaron cuatro boyas (Fig. 5.3) en las posiciones de Tortosa (40.72N, 0.98E) ubicada en una profundidad de 60 m, Rosas (42.18N, 3.2E) a profundidad de 46 m, Blanes (41.65N, 2.82E) 74 m de profundidad y el Llobregat (41.28N, 2.14E) a 45 m de profundidad.

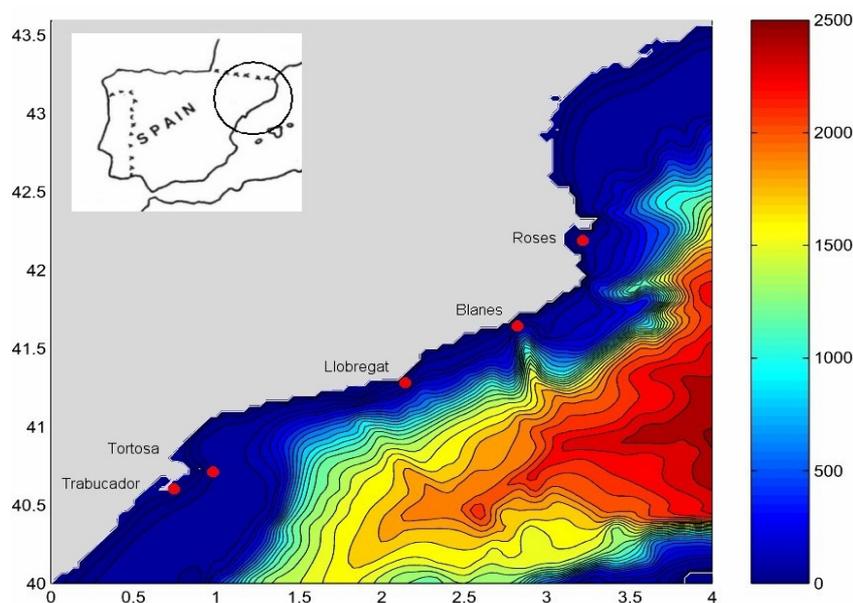


Figura 5.3. Posiciones de las boyas y curvas batimétricas.

Además de estudiar los modelos en las tormentas intensas se han realizado pruebas estadísticas para un periodo invernal y se han estudiado coeficientes y sensibilidades de los modelos y su relevancia para el Mediterráneo. Todo esto se irá desarrollando a lo largo de este capítulo.

5.2 Dominio idealizado

El oleaje en la costa catalana suele ser generado por un clima muy variable. Generalmente se presenta en condiciones de *fetch* limitado, con presencia de *swell*, esto hace que en ciertas condiciones su predicción sea difícil y requiera de adaptaciones de los modelos globales de oleaje al Mediterráneo noroccidental.

Para comprender las condiciones que dos diferentes modelos de predicción de oleaje (WAM y SWAN) reproducen y así interpretar los resultados obtenidos para el Mediterráneo noroccidental, se realizaron pruebas comparativas en una malla idealizada de 2000 km x 2000 km con una profundidad constante de 50 m. Ambos modelos se alimentaron con viento constante de 10 m/s, ya que dicho valor suele ser característico pero no extremo en las tormentas que se desarrollan en la costa catalana. Se evaluaron 12 puntos distintos en la malla para la consideración de distintas longitudes de *fetch* (Tab. 5.1). El tamaño de malla fue de 5.0 km, ya que para el dominio utilizado y las condiciones a evaluar, se consideró suficiente. La entrada del viento se realizó cada 6 hr.

Punto	<i>Fetch</i> (Km)	Punto	<i>Fetch</i> (Km)
1	50	7	690
2	80	8	900
3	120	9	1100
4	160	10	1400
5	330	11	1600
6	500	12	1800

Tabla 5.1. Longitud del *fetch* para cada punto evaluado.

El WAM fue utilizado con una resolución de 25 frecuencias y 12 direcciones. La frecuencia más baja se fijó en 0.0414 y la proporción entre frecuencias fue de $f(I+1)/f(I)=1.1$. Los parámetros para el espectro inicial fueron de $\text{gama} = 3$, $\text{phillips} = 0.00001$, el paso de tiempo para la propagación fue 1 hora y para el término fuente 30 segundos. La formulación del aporte de viento fue la de *Janssen (1991)*. El SWAN fue utilizado en modo no estacionario, y admitiendo hasta 30 interacciones en el cálculo de la ecuación de energía para obtener una precisión de 0.02 en el cálculo, con una frecuencia mínima de 0.0417 y 1 para la máxima. Fueron realizadas pruebas con el modelo SWAN utilizando el aporte de viento de *Janssen (1991)* y *Komen et al. (1984)*.

En las series de tiempo del modelo WAM (Fig. 5.4) y SWAN (Fig. 5.5) se observa el comportamiento del oleaje con el incremento del *fetch*, donde para mayor *fetch* mayor altura significativa (H_s). Respecto al tiempo de estabilización o tiempo de convergencia el WAM muestra un aumento de tiempo con el aumento de *fetch*, siendo prácticamente inmediato para el *fetch* más corto mientras que para *fetch* largos la demora es de 24 hr. El SWAN muestra una demora en la estabilización similar para todos los puntos evaluados siendo esta de 18 horas con excepción del *fetch* más corto en el que demora 6 hr. El SWAN en ningún momento llega a la convergencia mostrando oscilaciones muy considerables de hasta 20 cm (15% del valor medio). Esta oscilación ha sido mencionada en informes de *Alkion (1999a,b)*. La convergencia en el WAM se da de una manera “perfecta” siendo el valor calculado constante una vez alcanzada la estabilización.

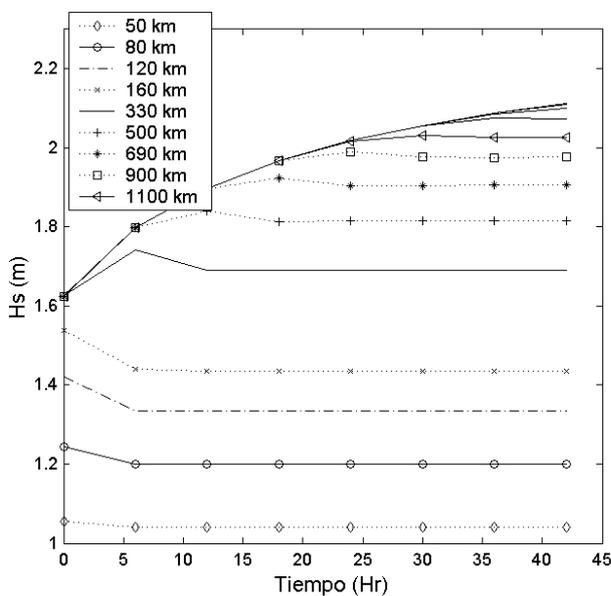


Figura 5.4. Evolución temporal producida por el WAM en diferentes *fetch*.

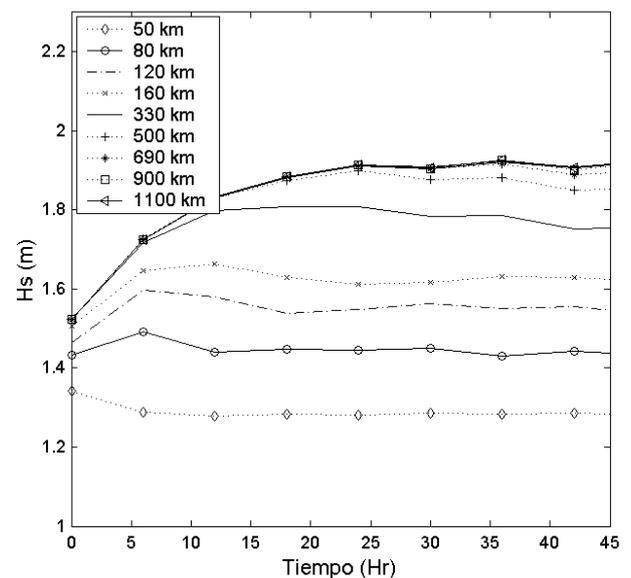


Figura 5.5. Evolución temporal producida por el SWAN en diferentes *fetch*.

La tabla 5.2 muestra una comparación entre alturas predichas por los dos modelos. Hay que observar que para los puntos con *fetch* de 325 y 500 km, las diferencias son mínimas mientras que para los demás puntos las diferencias son más notorias. Las oscilaciones del SWAN disminuyen con el incremento del *fetch*.

<i>Fetch</i> (km)	Hs WAM (m) Completamente desarrollado	Hs media SWAN (m)	Oscilación del SWAN (cm)	Diferencia de Hs (m)
50	1.1	1.3	20 (15%)	0.2
330	1.7	1.7	10(5.8%)	0
500	1.8	1.74	8(4.5 %)	0.06
690	1.9	1.75	8(4.5%)	0.15
950	2	1.76	4(2.2%)	0.24

Tabla 5.2 Comparación entre alturas predichas por WAM y SWAN.

En las figuras 5.4 y 5.5 se observa la evolución temporal del oleaje para los puntos descritos en la tabla 5.1. Se observa que un mar completamente desarrollado para las condiciones de 10 m/s de velocidad de viento, se presenta en el WAM a partir de un *fetch* de 1600 km y con más de 40 hr de duración, mientras que para el SWAN se presenta a partir del *fetch* de 900 km y con una duración de mas de 25 hr. Sin embargo las condiciones producidas por el WAM se encuentran con un Hs de 2.1 m mientras que el SWAN de 1.85 m. El tiempo de estabilización para *fetch* menores de 300 km fue similar para ambos modelos siendo de 10 hr aproximadamente. La figura 5.6 muestra el crecimiento del oleaje respecto al *fetch* tomando los valores en condiciones de equilibrio para cada punto evaluado. La gráfica hace obvio que para *fetch* menores de 500 km el SWAN predice mayor altura que el WAM mientras que para *fetch* mayores la altura es menor. La gráfica generada con los monogramas del CEM (*Coastal Engineering Manual*) muestra una sobrestimación considerable (hecho ya reportado por *Bishop et al., 1992*) sobre ambos modelos, siendo el *fetch* mínimo requerido para tener mares completamente desarrollados de 240 km y alcanzando altura de ola de 2.5 m. *Wyatt et al. (2003)* reportan que el WAM responde lentamente a condiciones variables.

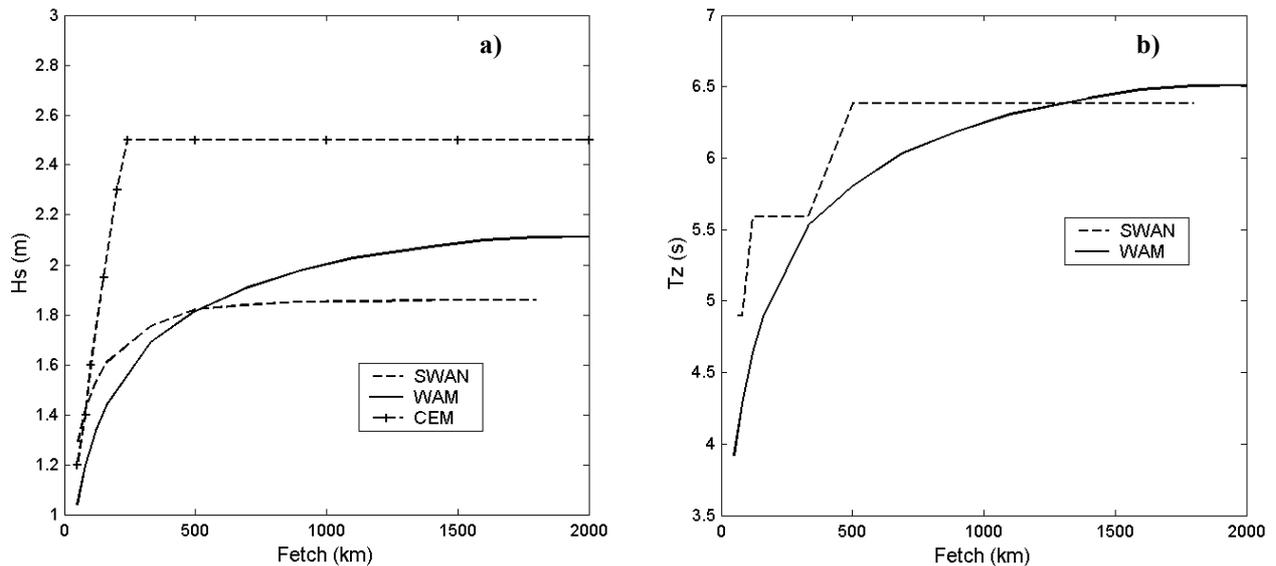


Figura 5.6. a) Crecimiento H_s para el WAM y SWAN con *fetch*. b) Crecimiento T_z para el WAM y SWAN con *fetch*.

Los resultados de las pruebas del dominio idealizado resaltan las capacidades de cada modelo, en especial para el Mediterráneo, donde las condiciones frecuentemente se encuentran limitadas por *fetch* o duración. Es de esperar que para *fetch* largos el modelo WAM produzca mayor altura de ola por lo que los modelos podrían comportarse de diferente manera según las distintas situaciones presentadas.

Además de conocer el comportamiento de los modelos en su forma “óptima” o “recomendada” es importante identificar la sensibilidad de los modelos a la variación de diferentes parámetros y/o constantes que se toman en cuenta en la simulación de los procesos físicos, para así identificar y ajustar mejor los modelos a las situaciones particulares.

5.3 Coeficientes y análisis de sensibilidad

Para esta sección se ha utilizado exclusivamente el SWAN por su manejabilidad, y porque los procesos físicos y sus coeficientes se comportaran dentro de un mismo rango de magnitud en ambos modelos. El objetivo de esta sección es identificar los procesos importantes y sus magnitudes, al realizar las predicciones de oleaje para el Mediterráneo.

El modelo SWAN considera el crecimiento del oleaje por el aporte de viento que se describe como (sección 3.3.5 ecuación 3.12):

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta)$$

Donde A describe el crecimiento lineal y BE el crecimiento exponencial. Para el crecimiento exponencial una opción es la formulación de *Komen et al. (1984)* la cual se describe:

$$B = \max\left[0, 0.25 \frac{\rho_a}{\rho_w} \left[28 \frac{U_*}{C_{ph}} \cos(\theta - \theta_w) - 1\right]\right] \sigma \quad [5.1]$$

C_{ph} Velocidad de fase

ρ_a, ρ_w Densidad del aire y agua respectivamente

U_* Velocidad de fricción

θ Dirección del oleaje

θ_w Dirección del viento

La velocidad de fricción es calculada a partir de la velocidad del viento mediante la relación:

$$U_*^2 = C_D U_{10}^2 \quad [5.2]$$

C_D Coeficiente de arrastre

U_{10} Velocidad del viento a 10 m de la superficie

Para el coeficiente de arrastre se utiliza la formulación de *Wu (1982)*:

$$\begin{aligned} C_D &= 1.2875 \times 10^{-3} && \text{para } U_{10} < 7.5 \text{ m/s} \\ C_D &= (0.8 + 0.065 \text{ s/m} \times U_{10}) \times 10^{-3} && \text{para } U_{10} \geq 7.5 \text{ m/s} \end{aligned} \quad [5.3]$$

Como ya se ha mencionado en la sección del estado del arte (sección 3.2), la manera de parametrizar la transmisión de energía del viento al océano es mediante el coeficiente de arrastre (*drag*) que está relacionado con la escala de rugosidad (Z_0). Sin embargo, el coeficiente de arrastre sobre el océano no es constante (*Huang et al., 1986; Jones et al., 2001*) sino que presenta una gran variabilidad (Fig. 5.7). Con tal variación en la parametrización de C_D tenemos que considerar un coeficiente para un tiempo y escala particular. Las formulaciones óptimas serán diferentes dependiendo de su uso (modelos de presión atmosférica, modelado global del clima, procesos de horas y escalas de metros relacionados con la edad de las olas, procesos no estacionarios donde el arrastre varía con la intensidad y dirección del viento).

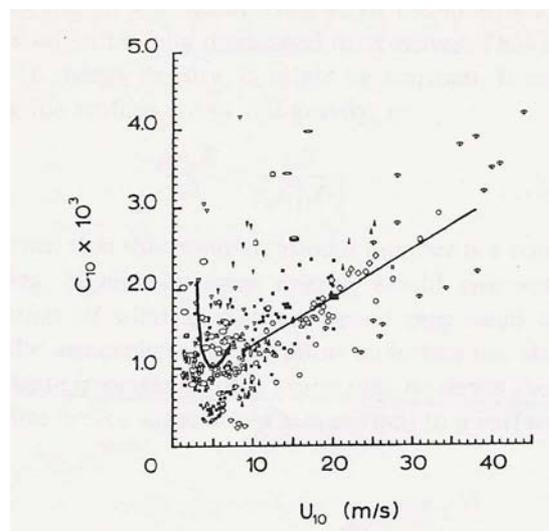


Figura 5.7. Coeficiente de arrastre y velocidad del viento (*Huang, 1986*).

Dejando el coeficiente de arrastre solamente en función de la velocidad del viento (U_{10}) (ignorando el *sea* y/o el *swell*) deja gran parte de la variabilidad no explicada (*Toba et al., 2001*). Diversas campañas de mediciones se han realizado en diferentes partes del mundo reportando relaciones del coeficiente de arrastre muy variables. A continuación se exponen algunas de ellas (Fig. 5.8).

Yelland & Taylor (1996) utilizando mediciones durante tres meses en el hemisferio sur a bordo de cruceros obtuvieron una larga serie de tiempo de estimaciones de estrés por viento en condiciones de viento de calma hasta 26 m/s. La amplia variedad de mediciones utilizadas permitió generar una formulación del arrastre:

$$1000C_D = 0.29 + 3.1/U_{10} + 7.7/U_{10}^2 \quad 3 \leq U_{10} \leq 6 \text{ m/s} \quad [5.4]$$

$$1000C_D = 0.6 + 0.070U_{10} \quad 6 \leq U_{10} \leq 26 \text{ m/s}$$

Smith (1980) de una serie de mediciones en el Atlántico Norte para *fetch* largos obtuvo la relación:

$$1000C_D = 0.61 + 0.063U_{10} \quad 5 \leq U_{10} \leq 22 \text{ m/s} \quad [5.5]$$

la cual produce mayores coeficientes que el análisis dimensional de *Charnock (1955)* pero menos que datos compilados de estaciones costeras y lugares someros.

Large y Pond (1981) con mediciones en el mismo lugar que Smith obtuvieron la relación

$$1000C_D = 0.49 + 0.065U_{10} \quad 10 \leq U_{10} \leq 26 \text{ m/s} \quad [5.6]$$

Otras relaciones aquí consideradas son las de:

Anderson (1993)

$$1000C_D = 0.49 + 0.071U_{10} \quad 4 \leq U_{10} \leq 18 \text{ m/s} \quad [5.7]$$

Geernaert (1988)

$$1000C_D = 5/U_{10} + 0.07U_{10} \quad 3 \leq U_{10} \leq 10 \text{ m/s} \quad [5.8]$$

Wu (1982), SWAN

$$\begin{aligned} C_D &= 1.2875 \times 10^{-3} && \text{para } U_{10} < 7.5 \text{ m/s} \\ C_D &= (0.8 + 0.065s/m \times U_{10}) \times 10^{-3} && \text{para } U_{10} \geq 7.5 \text{ m/s} \end{aligned} \quad [5.9]$$

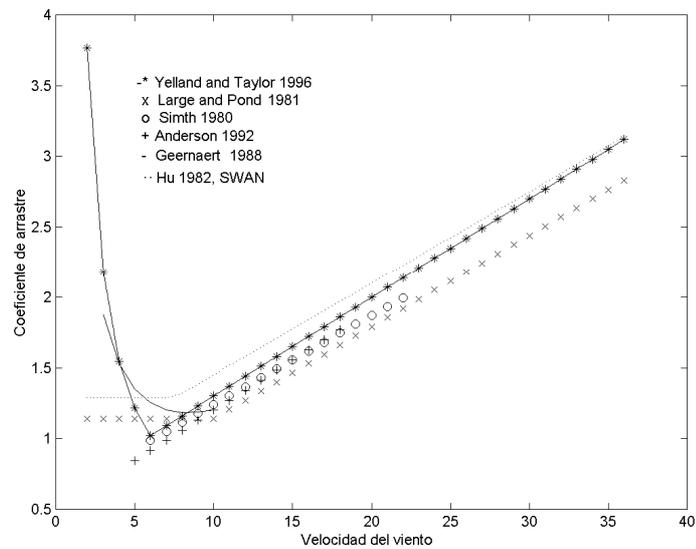


Figura 5.8. Curvas de coeficiente de arrastre dependiente de la velocidad del viento.

En la figura 5.8 se puede observar la variabilidad en las formulaciones del arrastre para diferentes velocidades de viento. Es notorio que la formulación que incluye el modelo SWAN (*Wu, 1982*) se encuentra por arriba de la mayoría de las curvas para vientos de más de 5 m/s. Para vientos menores de 5 m/s el comportamiento general se muestra más disperso, encontrándose el SWAN en un valor intermedio.

Con la variabilidad antes mencionada y sin la capacidad de obtener mediciones del arrastre para la costa catalana se vuelve evidente la importancia de estudiar la sensibilidad de los modelos respecto a variaciones en esta parametrización. Por esto se han realizado diferentes pruebas utilizando el SWAN en su versión original y generando versiones modificadas.

Primero se realizó una prueba, dada la gran variabilidad para vientos de menos de 5 m/s, variando el coeficiente de arrastre entre: 0.002, 0.0015, 0.0012873, 0.0012, 0.00115, 0.0011 y 0.00105.

El modelo se ejecutó en modo no estacionario, con viento constante en un dominio de 450 km² utilizando crecimiento por Komen, triadas, rotura por viento, fricción con el fondo y una profundidad constante de 50 m. La figura 5.9 muestra la sensibilidad del modelo, para condiciones de calma (menores a 5 m/s) se obtuvieron variaciones del 10 % en la altura de ola con variaciones de 0.0003 en el coeficiente de arrastre.

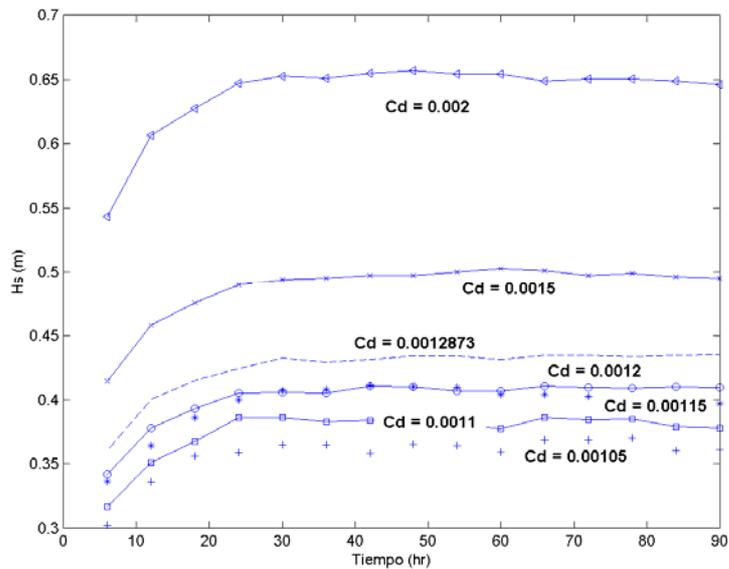


Figura 5.9. Evolución temporal de H_s para diferentes coeficientes de arrastre, $U_{10}=5$ m/s.

Se implementaron las formulaciones de *Yelland y Taylor (1996)*, *Anderson (1992)* y *Large y Pond (1981)* y se realizaron pruebas en el mismo dominio para vientos de 5, 7, 10, 15, 20 y 30 m/s. El resultado se muestra en la figura 5.10. El SWAN con la formulación original muestra estimaciones de altura de ola superiores al resto de las formulaciones. Con diferencias máximas de aproximadamente 15 % para velocidades del viento de 15 m/s. La sensibilidad encontrada y la tendencia de sobrestimación del SWAN respecto a otras formulaciones podría explicar parte de la tendencias reportadas de dicho modelo a sobrestimar altura de ola en condiciones reales.

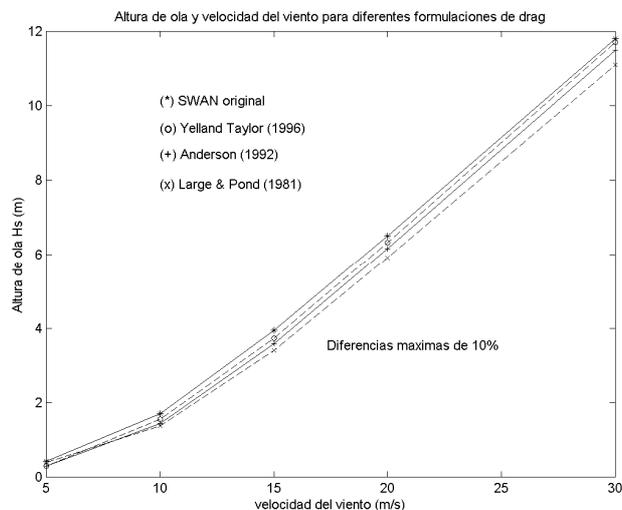


Figura 5.10. Comparación de las formulaciones de arrastre para oleaje completamente desarrollado con diferentes velocidades de viento.

La sensibilidad del periodo de pico en las mismas pruebas fue mínimo, con diferencias entre formulaciones de 0.2 segundos. La formulación de Wu mostró valores mayores, por lo que la tendencia general (reportada por varios autores) del SWAN a subestimar el periodo no puede ser explicada por una parametrización del coeficiente de arrastre.

Para considerar el efecto de cada formulación respecto al *fetch* (0, 100, 200, 300 y 400 km) se graficaron los resultados de H_s cuando el modelo se estabilizó, utilizando los resultados del modelo con viento de 5 m/s y de 30 m/s. Los resultados se muestran en las siguientes gráficas.

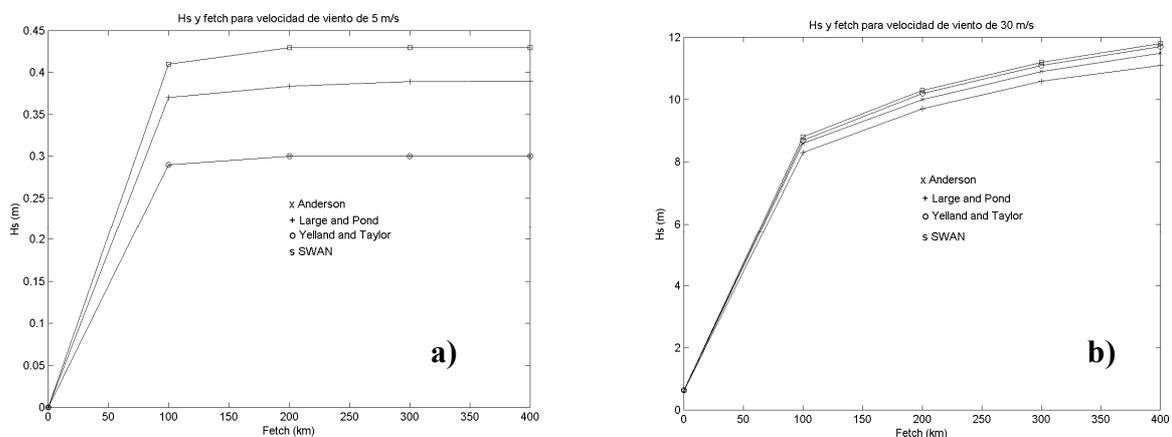


Figura 5.11. Evolución respecto al *fetch* de la altura de ola a) viento de 5 m/s b) viento de 30 m/s.

La gráfica 5.11 muestra mayores valores (en %) para el viento de 5 m/s, condiciones donde el oleaje se encuentra completamente desarrollado para *fetch* de más de 100 km. Para vientos de 30 m/s y *fetch* de menos de 400 km, el oleaje se encuentra limitado por *fetch*, en estas condiciones las variaciones en el coeficiente de arrastre muestran máximas diferencias (en %) para *fetch* alrededor de los 200 km.

Sensibilidad del SWAN a diferentes formulaciones y procesos físicos

Se considera en este apartado la sensibilidad a la variación de diferentes procesos físicos como son: a) formulación del aporte por viento (Komen y Janssen), b) presencia o ausencia de interacción entre olas de triadas, c) presencia o ausencia de disipación por rotura (*whitecapping*). Se realizaron pruebas modificando las opciones para comparar los resultados con el modelo SWAN “original”. Las pruebas consistieron en pases en una malla rectangular de 450 x 450 km, 18 km entre nodos para vientos constantes durante 36 horas comenzando con viento de “cero” y sin presencia de oleaje. La profundidad se fijó constante e igual a 50 m. El modelo “original” que se empleó para comparar dichos pases fue utilizado en las mismas condiciones y con las opciones predefinidas en el modelo las cuales consisten en: crecimiento por Komen, presencia de triadas, presencia de rotura, rotura por fondo y fricción por fondo. Las comparaciones entre los modelos se realizaron en los parámetros de altura significante (Hs) y periodo pico (Tp).

a) Sensibilidad a la formulación de aporte de viento (Janssen – Komen)

Las diferencias entre formulaciones son notables desde las primeras 6 horas de predicción, tanto para Hs, como para periodo de pico, siendo las estimaciones del modelo original superiores a los resultados obtenidos utilizando la formulación de Janssen (Fig. 5.12). Para velocidades de viento de 20 m/s se observan diferencias de Hs de casi 2 m, tanto para *fetch* de 100, como de 400 km. Para el periodo se observan diferencias de aproximadamente 0.5 s. Para velocidades de viento de 5 m/s, la altura de ola (Hs) muestra diferencias de aproximadamente 20 cm, equivalente al 50% de la predicción hecha por el modelo original. Las variaciones en estas condiciones para el periodo pico son mínimas encontrándose ambas predicciones muy cerca de los 2 s.

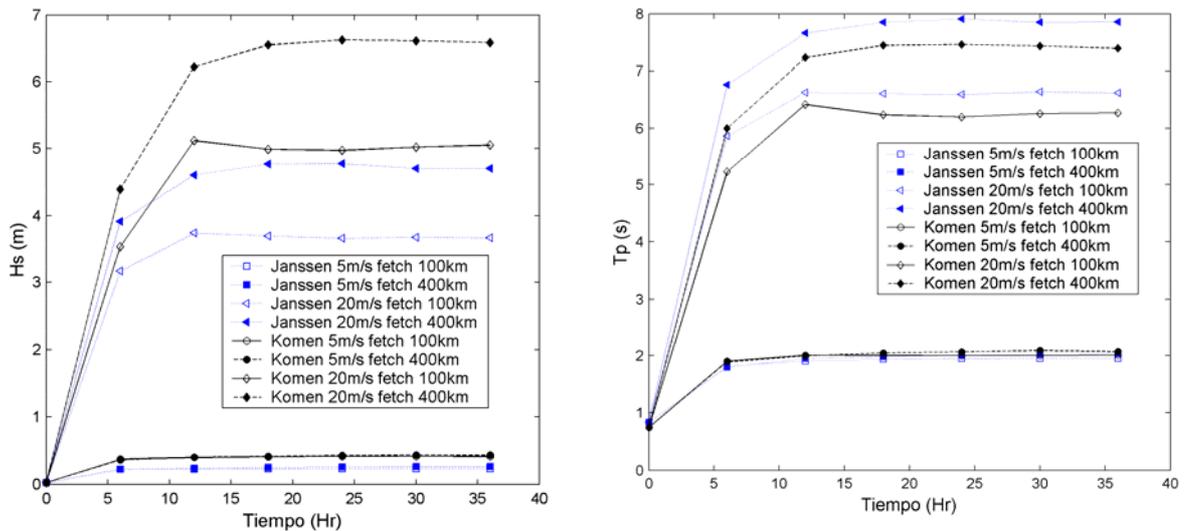


Figura 5.12. a) Evolución en tiempo de H_s del SWAN utilizando Janssen para viento de 5 m/s (+) y 20 m/s con *fetch* de 100 y 400 km. b) Evolución en tiempo de T_p del SWAN utilizando Janssen para viento de 5 m/s (+) y 20 m/s con *fetch* de 100 y 400 km.

b) Sensibilidad a la ausencia o presencia de triadas

La sensibilidad a las triadas es más evidente para la condición de *fetch* de 400 km (Fig. 5.13). La altura de ola y el periodo pico muestran una sensibilidad mínima para el *fetch* de 100 km con velocidad de 20 m/s, y para ambos *fetch* para velocidad de 5 m/s. Para viento de 20 m/s sobre *fetch* de 400 km se observan diferencias de altura de ola de aproximadamente 70 cm. Esta diferencia, sin embargo, es observada para la predicción de +12 horas, siendo la diferencia en las primeras 6 horas de predicción mínima.

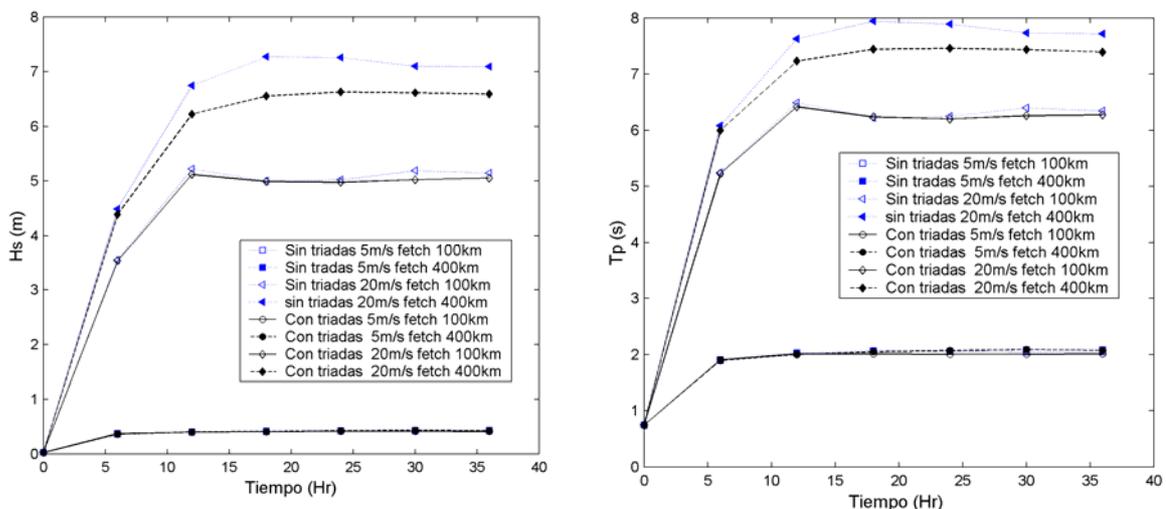


Figura 5.13. a) Sensibilidad de H_s a la ausencia de triadas. b) Sensibilidad de T_p a la ausencia de triadas.

c) Sensibilidad a la disipación de energía por rotura

La inclusión de la rotura en el modelo mostró diferencias muy significativas en todas las condiciones evaluadas (Fig. 5.14). Las predicciones sin la rotura produjeron estimaciones muy elevadas de altura de ola (aprox. 12 m) y de periodo (9 s) para las condiciones de viento de 20 m/s, diferencias que equivalen a un 100 % respecto al original en Hs y un 30% en Tp. De la misma forma diferencias muy importantes se produjeron en vientos de 5 m/s siendo de más del 100% para Hs y de 50 % para el periodo pico.

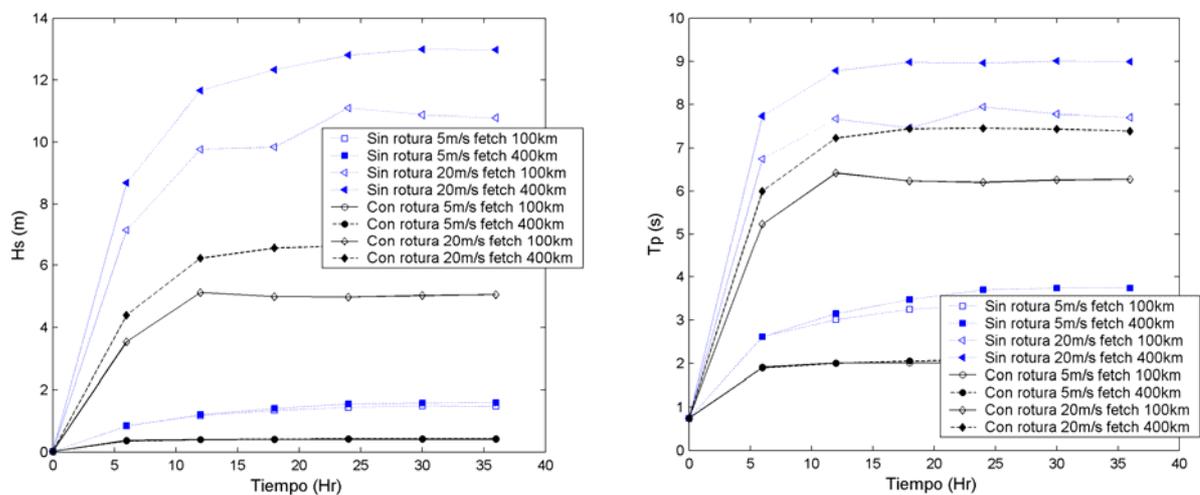


Figura 5.14. a) Sensibilidad de Hs a la ausencia rotura. b) Sensibilidad de Tp a la ausencia rotura por viento.

Las pruebas aquí realizadas, aunque permiten identificar mejor los procesos actuantes y su importancia, no dejan de ser pruebas orientativas de sensibilidad. Por ello es necesario realizar pruebas similares para situaciones reales.

La anchura espectral y el coeficiente de arrastre

En la sección 4.6 se ha mostrado la evolución de la anchura espectral y su comportamiento en las tormentas de Noviembre 2001 y Marzo – Abril 2002. La anchura espectral cuantifica la distribución de energía a lo largo de las frecuencias del espectro. Al mismo tiempo hemos estudiado en el estado del arte la importancia del estado del mar para las transferencias de energía entre la atmósfera y el océano, y en particular para el coeficiente de arrastre. Sin embargo, la teoría de Komen utiliza un coeficiente de arrastre dependiente exclusivamente del viento, por lo que se pierde parte de la variabilidad debida al estado del mar.

En esta sección se propone la utilización de la anchura espectral como variable dentro del cálculo del coeficiente de arrastre. La principal tendencia del coeficiente de arrastre será debida al viento, por ejemplo con la expresión de *Wu (1982)*, pero cierta variabilidad puede ser añadida dependiendo del estado del mar. Una anchura espectral elevada indicará mares más complejos con energía en más frecuencias y por lo tanto un mayor coeficiente de arrastre. Anchuras bajas indicarán energía en pocas frecuencias y por lo tanto menores coeficientes de arrastre.

Se plantean dos métodos simples para llevar a cabo esta implementación:

- 1- Mediante valores críticos que deberán ser calibrados. Si la anchura espectral supera un valor el coeficiente de arrastre se incrementará.
- 2- Mediante una relación lineal.

Es importante antes de plantear una formulación dentro de un modelo, estudiar el comportamiento de las variables a utilizar dentro del mismo. Por esta razón se ha estimado la anchura espectral en las predicciones del modelo SWAN de la tormenta de Noviembre 2001. La figura 5.15 muestra la serie de tiempo de la predicción y la boya de Tortosa. Es interesante observar la sobrepredicción sistemática (Fig. 5.16) debida, principalmente, a la diferencia de la frecuencia alta de corte, la cual es de 0.6 para la boya y de 1 para el SWAN y por diferencias en las formas espectrales. Sin embargo, las series muestran altas correlaciones ($r = 0.83$) por lo que el parámetro de anchura espectral podría utilizarse de manera estable dentro del modelo para mejora del cálculo del coeficiente de arrastre.

Este planteamiento requiere un estudio más profundo y la utilización de más datos de campo lo cual se sale de los objetivos de esta tesis. Sin embargo, en este trabajo se ha intentado desarrollar una línea de trabajo que puede dar lugar a mejoras considerables en la predicción de oleaje. El futuro desarrollo de esta propuesta requerirá de validaciones completas para casos simples de *fetch* limitado para después proceder a su validación para casos más complejos como los presentados en el Mediterráneo.

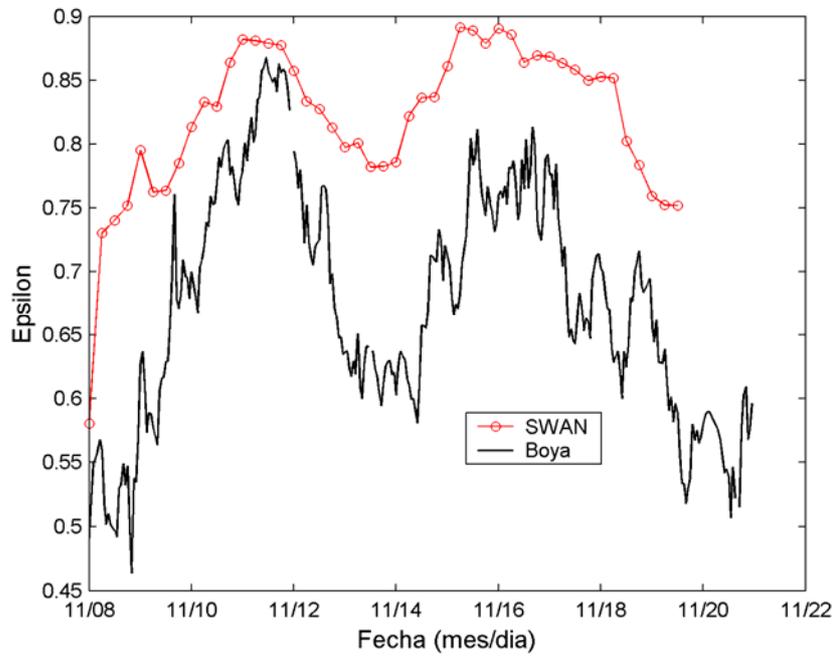


Figura 5.15. Perdición de la anchura espectral por el modelo SWAN.

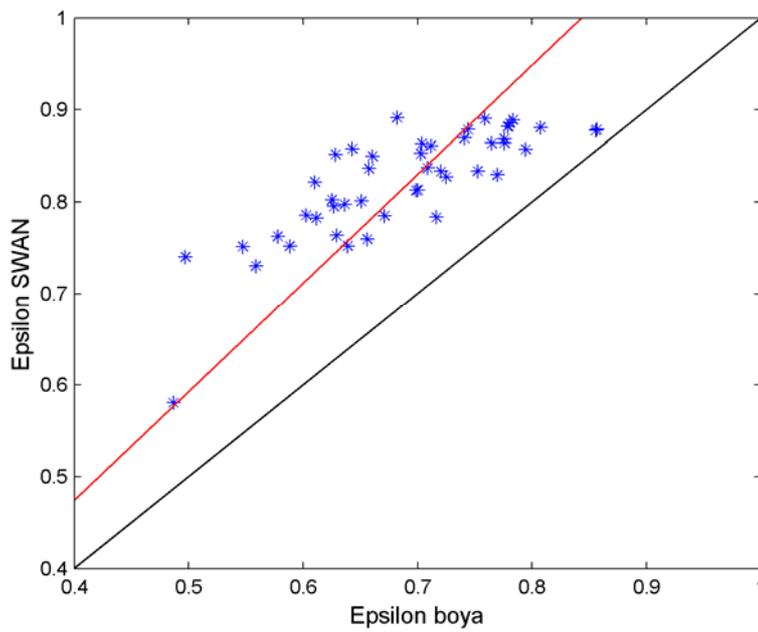


Figura 5.16. Correlación de la predicción de anchura espectral.

5.4 Simulación de la tormenta de Noviembre 2001

5.4.1 Condiciones generales

Durante Noviembre 2001 una tormenta severa (del orden de 10 años de periodo de retorno) ocurrió en el Mediterráneo noroccidental causando graves daños incluyendo pérdida de playas (60% de la arena), daños estructurales a puertos e incluso pérdida de vidas. Los modelos de oleaje (WAM y SWAN) se utilizaron en su forma original alimentados con vientos provenientes de los modelos MASS y ARPEGE. Pases con modificaciones en los modelos de oleaje fueron también realizados.

5.4.2 Altura de ola, periodo y dirección

Las figuras 5.17 y 5.18 presentan las series de tiempo de las predicciones por WAM y SWAN para la malla gruesa y anidada de altura significativa y el periodo medio para cada boya. Los pases del WAM en la malla gruesa subestimaron Hs en Tortosa con diferencias máximas de 1.5 m. En el Llobregat y Rosas el modelo predijo la altura de forma precisa, siguiendo de cerca el patrón de la evolución durante el aumento y relajación de los picos de tormenta. En contraste, en Blanes sobrestimó la altura antes y después de los picos. El efecto general de la malla anidada, a excepción del Llobregat, es de reducir Hs con respecto a la malla gruesa. El SWAN en la malla gruesa sobrestimó en Blanes, pero el comportamiento en el resto de las estaciones fue muy representativo, con errores en el pico de la tormenta de menos de un metro (20%) en Tortosa. En la malla anidada, al contrario que en el WAM, el efecto general fue de aumentar Hs y producir sobrepredicción en los picos de la tormenta de más de 1m en Tortosa.

La tabla 5.3 muestra los errores en la altura de ola calculados para el evento de noviembre 2001 en la que se observa que los errores del SWAN para la malla gruesa se encuentran entre los intervalos de errores del WAM. Sin embargo, la malla anidada del SWAN muestra un considerable error reflejado también en el Bias, siendo este siempre positivo alrededor de 1 m de altura. El Bias del WAM de ambas mallas siempre fue negativo pero no mostró un claro comportamiento de una malla respecto a la otra.

El periodo medio estimado por WAM en ambas mallas fue, en la mayoría de los casos, mayor que el medido, con sobrestimaciones de hasta 2 segundos (25 %) durante los picos de tormenta. La posición con la mejor predicción fue Blanes. Por el contrario, el SWAN produjo subestimación del periodo para la mayoría de los casos tanto para la malla gruesa como la anidada, presentando esta última diferencias de hasta 3 segundos. La tabla 5.4 muestra los errores para las predicciones de los periodos, y a diferencia de la altura de ola, la malla gruesa mostró mayores errores que la anidada y mayor índice de dispersión. La tendencia general de los modelos fue de subestimación por SWAN y sobrestimación por el WAM. Los errores no mostraron diferencias significativas entre las mallas. La tabla muestra que los errores para la malla gruesa del SWAN son

muy cercanos a los del WAM pero el anidamiento produce una considerable aumento de los errores en el SWAN (sobrepredicción). El bias del WAM fue negativo aunque este parámetro no mostró una clara dependencia con el anidamiento.

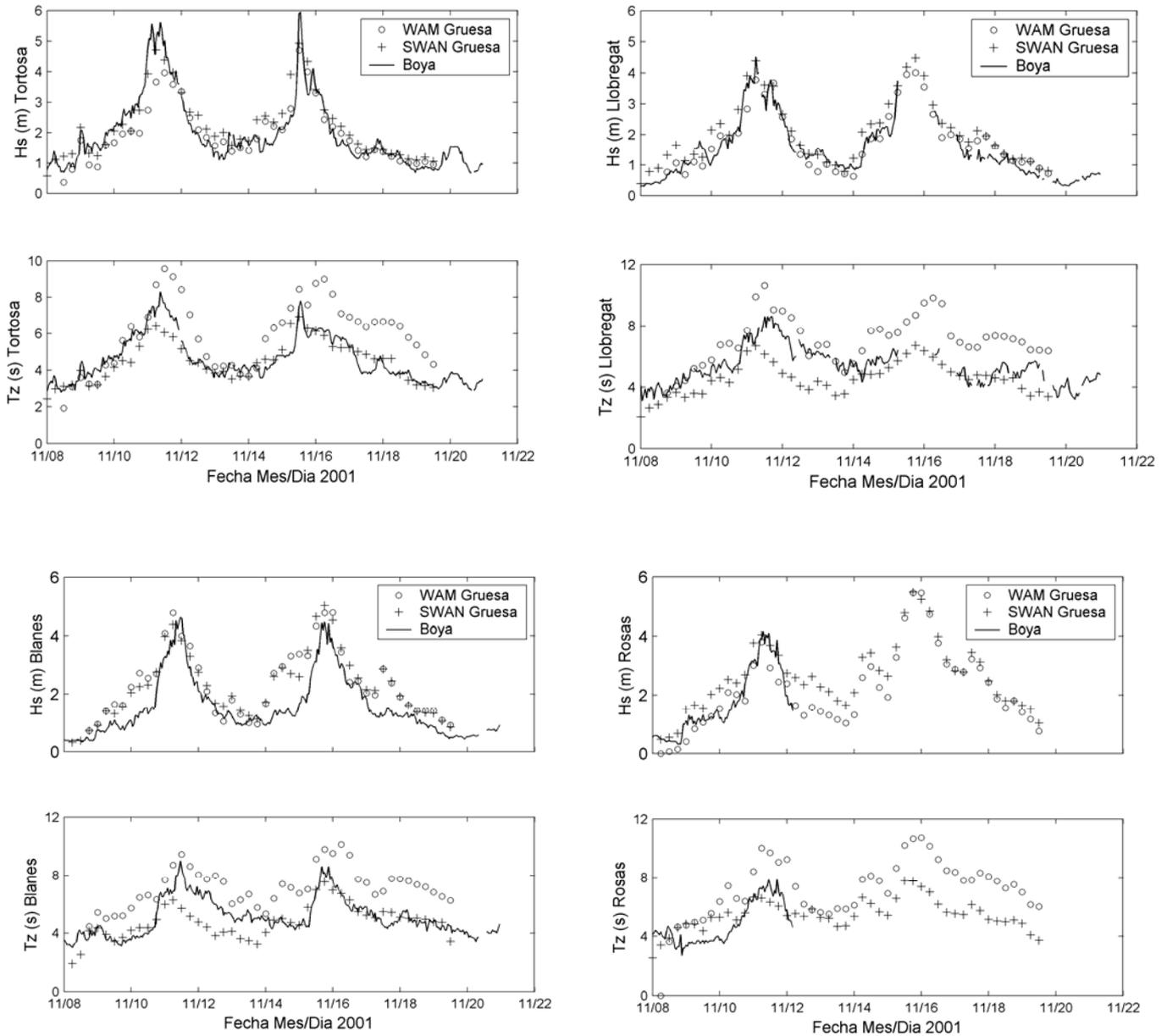


Figura 5.17. Series de tiempo (Hs y Tz) de mediciones y predicciones con la malla gruesa en las cuatro boyas.

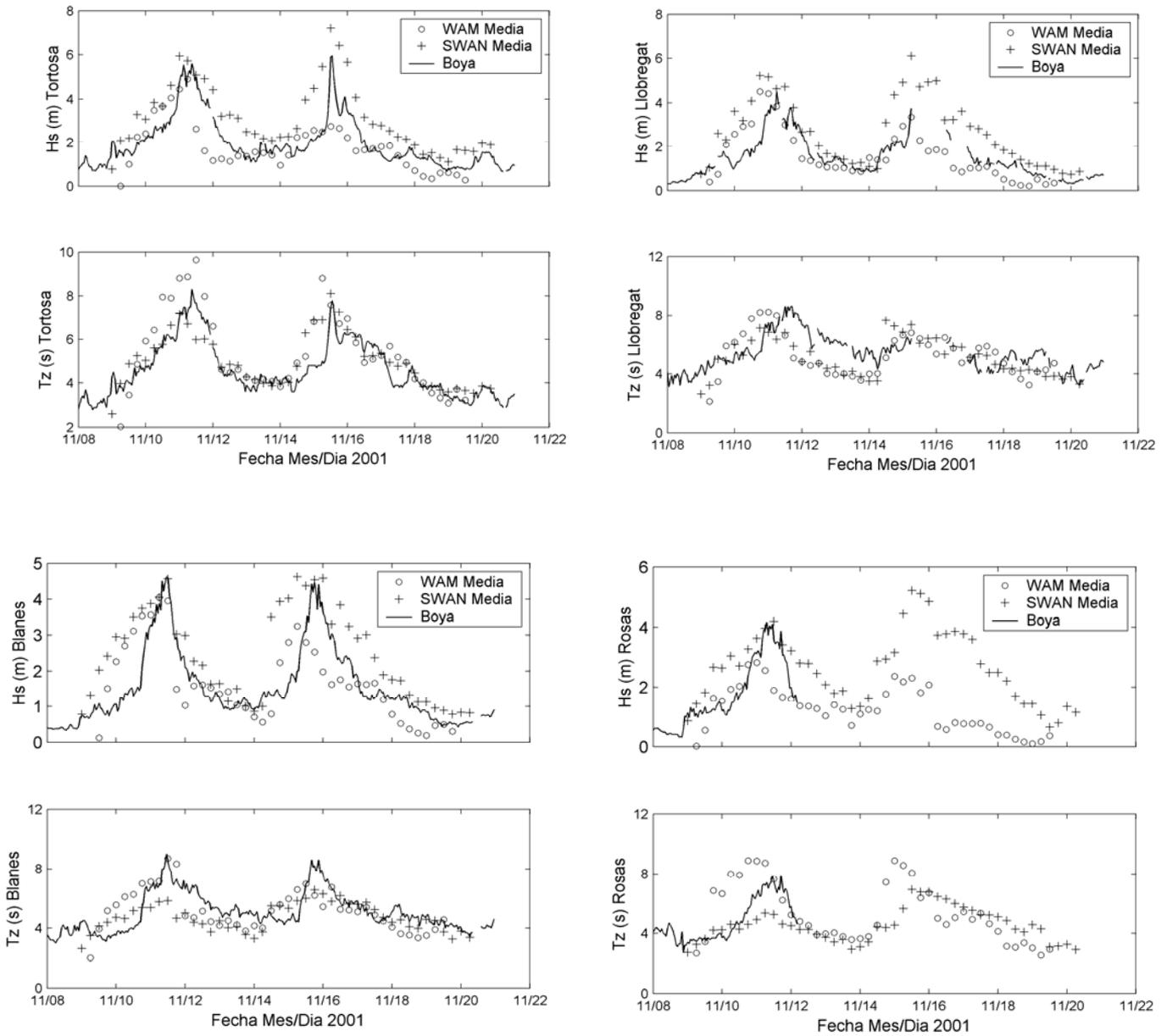


Figura 5.18. Series de tiempo (Hs y Tz) de mediciones y predicciones con la malla anidada en las cuatro boyas.

Localidad	Modelo utilizado	Error medio absoluto (cm)	Raiz media cuadrada (RMSE) (cm)	Indice de dispersión (SI)	Bias (cm)
Tortosa	WAM gruesa	104	131	0.57	-69.6
	WAM media	103	128	0.53	-62.2
	SWAN gruesa	77.4	114	0.51	0.5
	SWAN media	136.7	190	0.79	100
Rosas	WAM gruesa	38.1	44	0.25	-15.3
	WAM media	74.2	87	0.4	-184
	SWAN gruesa	45.2	56	0.3	45
	SWAN media	138.9	162	0.7	101.6
Blanes	WAM gruesa	69.7	84	0.51	-137
	WAM media	84.5	112	0.63	-11.2
	SWAN gruesa	63.6	76	0.47	59.9
	SWAN media	86.5	114	0.66	83.8
Llobregat	WAM gruesa	35.7	45	0.26	-8.4
	WAM media	69.5	90	0.47	-3.6
	SWAN gruesa	39.6	49	0.29	26.7
	SWAN media	117.9	158	0.85	113.5

Tabla 5.3. Errores calculados para la predicción de Hs en la tormenta de Noviembre 2001.

Localidad	Modelo utilizado	Error medio absoluto (s)	Raiz cuadrada media (RMSE) (s)	Indice de dispersión (SI)	Bias (s)
Tortosa	WAM gruesa	1.4	1.9	0.39	1
	WAM media	1.3	1.6	0.33	0.58
	SWAN gruesa	0.9	1.1	0.23	-0.2
	SWAN media	1	1.4	0.29	0.2
Rosas	WAM gruesa	2	2.2	0.46	1.4
	WAM media	1.9	2.3	0.44	1.4
	SWAN gruesa	0.8	1	0.1	-0.3
	SWAN media	1.6	1.8	0.36	-0.6
Blanes	WAM gruesa	1.9	2	0.39	1.7
	WAM media	1	1.2	0.23	-0.1
	SWAN gruesa	0.7	1	0.2	-0.4
	SWAN media	0.9	1.1	0.22	-0.4
Llobregat	WAM gruesa	1.3	1.5	0.27	1
	WAM media	1.4	1.6	0.29	-0.4
	SWAN gruesa	1.2	1.4	0.25	-1.1
	SWAN media	1.3	1.4	0.25	-0.4

Tabla 5.4. Errores calculados para el periodo medio (Tz) en la tormenta de Noviembre 2001.

La figura 5.19 muestra las predicciones de la dirección del oleaje, y la dirección registrada por la boya en Tortosa. El patrón general de las predicciones sigue el de la boya, sin embargo, las direcciones nunca llegan a ajustarse tan rápidamente con la boya y pierden parte de la variabilidad. La malla media del WAM parece ajustarse mejor a la boya. La tabla 5.5 muestra los errores estadísticos asociados a la predicción de la dirección. Se observan errores absolutos mayores a 50° y diferencias máximas de hasta 170° al final de la serie de tiempo, esta diferencia aumenta el error general a pesar del aceptable seguimiento de los datos de la boya.

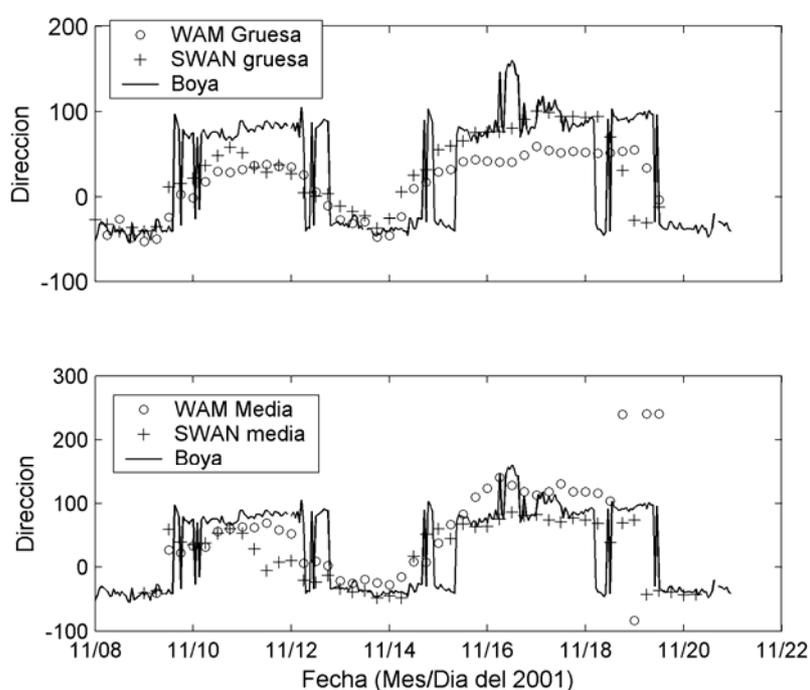


Figura 5.19. Mediciones y predicciones de dirección del oleaje en la tormenta de Noviembre.

Localización	Modelo	Error medio absoluto (grados)	Raiz cuadrada media (RMSE) (grados)	Indice de dispersión (SI)	Diferencias máximas
Tortosa	WAM gruesa	53	61	0.28	120
	WAM media	65	83	0.35	170
	SWAN gruesa	54	66	0.29	120
	SWAN media	59	71	0.3	130

Tabla 5.5. Errores en la predicción de dirección noviembre 2001.

5.4.3 Distribuciones espaciales

En esta sección se describen y comparan los campos de viento y oleaje obtenidos tanto en malla gruesa y en malla media (anidada) con ambos modelos de oleaje (WAM y SWAN) y de viento (MASS y ARPEGE).

Viento del modelo MASS

En la malla gruesa se observa que antes de la tormenta los vientos soplaron del oeste, pero rotaron en la dirección de las agujas del reloj para soplar del norte durante el día 9 a las 18:00 y 10 a las 6:00 (Fig. 5.20). En este último día se observó máximos en la parte este del estrecho de Gibraltar. Durante el mismo día pero a las 18:00 ya se observa un fuerte viento (20 – 25 m/s) en toda la franja oeste del Mediterráneo, desde el Norte de Italia hasta el estrecho. En estas condiciones el viento fue de componente NE. Para el día 11 a las 0:00 el patrón del viento se volvió más ciclónico, y conservó las mismas intensidades de viento (Fig. 5.21). En este momento se observó también un aumento en el viento que entra del SE con velocidades de 20 m/s. Para el día 11 a las 18:00 las condiciones de viento se habían relajado, observando pequeñas áreas con vientos intensos (Norte de África y costa catalana). Los vientos continuarían relajándose y volviendo a ser de componente norte sobre el Norte del Mediterráneo y de componente NE-E en la parte sur. Durante el día 14 a las 6:00 se observó un aumento en la intensidad el viento al sur de Francia y en la costa catalana. En el día 15 a las 6:00 el viento vuelve a intensificarse entre la costa catalana e Italia teniendo componente NE y con máximos de 25 m/s. Estas condiciones fueron persistentes hasta el día 15 a las 18:00 donde se observa un componente de levante especialmente en el delta del Ebro (Fig. 5.22) y de NE para el resto de las boyas. A partir de este momento las intensidades disminuyeron y el viento rotó para volverse de componente Este sobre prácticamente todo el Mediterráneo.

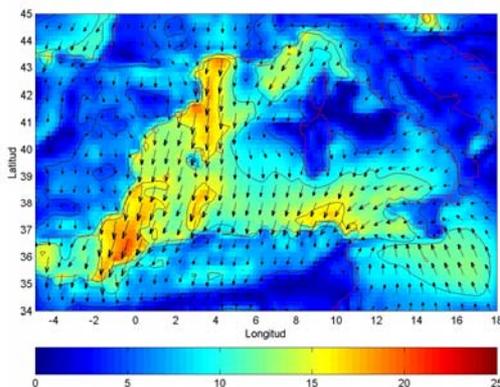


Figura 5.20. Campo de viento del MASS 10 6:00.

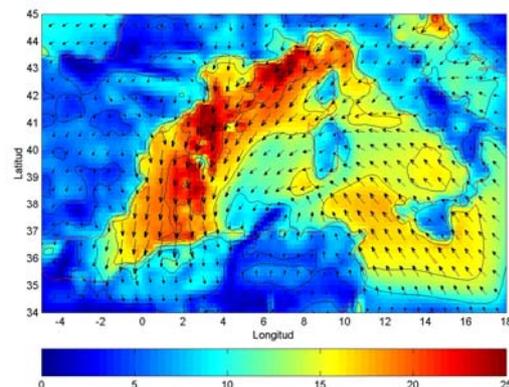


Figura 5.21 Campo de viento del MASS 11 0:00.

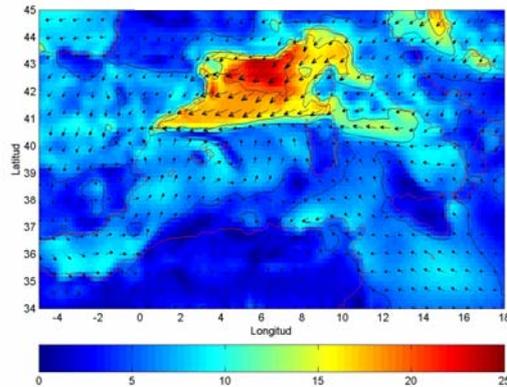


Figura 5.22. Campo de viento del MASS 15 18:00.

Comparando la malla gruesa y anidada se observan diferencias interesantes. La malla anidada muestra valores intensos el día 9 a las 18:00 y 10 a las 6:00. Durante los días 10 y 11 ambos muestran los mismos patrones pero la malla anidada teniendo valores más altos sobre toda la región. Una excepción es el día 14 a las 6:00 (Fig. 5.23 y 5.24) donde la malla gruesa predice vientos más intensos del norte en la costa sur francesa y catalana. Es en este tiempo donde se observan las mayores diferencias de dirección, ya que la malla gruesa predice principalmente viento del norte y la malla anidada del NO. Para los días 14 a las 18:00 (Fig. 5.25 y 5.26) y 15 a las 6:00 y 18:00 la malla anidada vuelve a producir vientos muy intensos sobre toda la costa catalana siendo la diferencia considerable respecto a la malla gruesa, que tiene máximos muy puntuales y en general velocidades menores a 15 m/s.

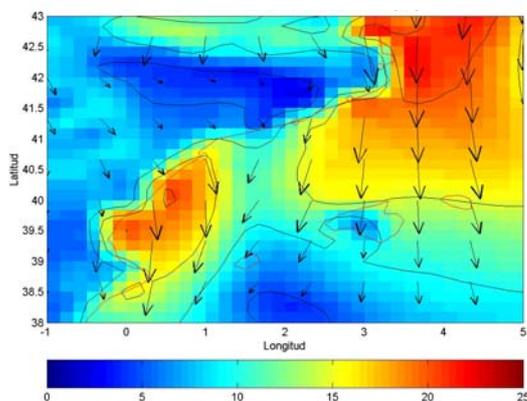


Figura 5.23. MASS en malla gruesa 14 6:00.

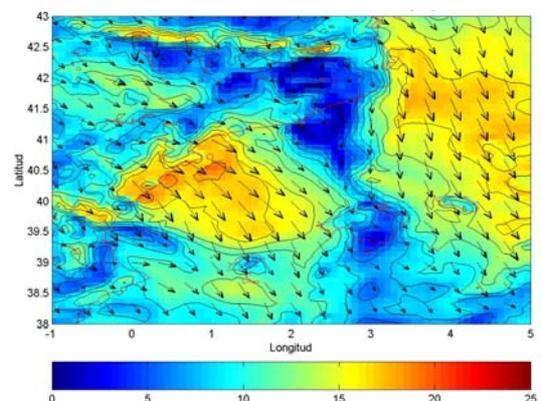


Figura 5.24. MASS en malla media 14 6:00.

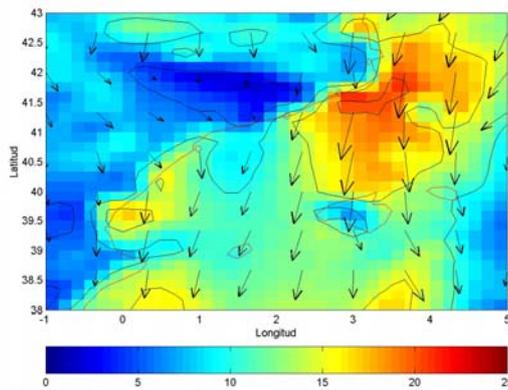


Figura 5.25. MASS en malla gruesa 14 18:00.

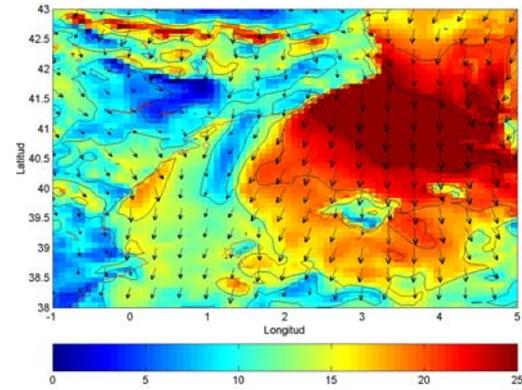


Figura 5.26. MASS en malla media 14 18:00.

Altura significativa – WAM forzado por vientos del MASS

La malla gruesa presenta, del día 8 al 10, el mismo patrón que la malla de viento, siguiendo el oleaje la dirección del viento y ubicando los máximos en las mismas posiciones, con valores de 3.5 m. Para el día 10 a las 6:00 se presentan máximos de 5 m para la costa norte africana. A partir de este momento el oleaje se desarrolla y la altura aumenta desde la costa continental de España hasta Mallorca. El día 11 a las 0:00 (Fig. 5.27) se incrementa la altura en la misma zona alcanzando casi los 8 m entre Mallorca y Cataluña. La dirección del oleaje sigue la dirección del viento. Para las 18:00 del día 11 se reduce la altura de ola manteniéndose el máximo entre Mallorca y Cataluña, a partir de aquí las condiciones de oleaje se relajan y siguen el patrón de vientos hasta el día 15 a las 6:00 (Fig. 5.28) donde se vuelve a intensificar de manera local en la costa catalana, con un mayor componente de Levante respecto al primer pico.

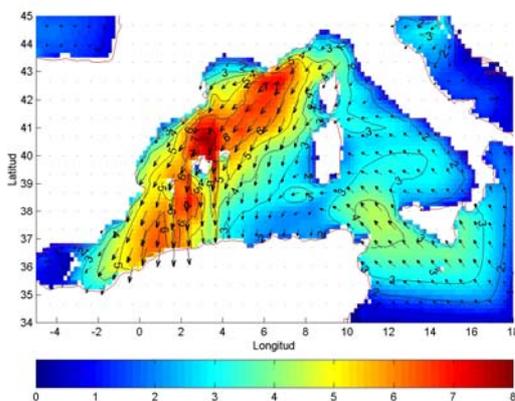


Figura 5.27. Hs de WAM 11 0:00.

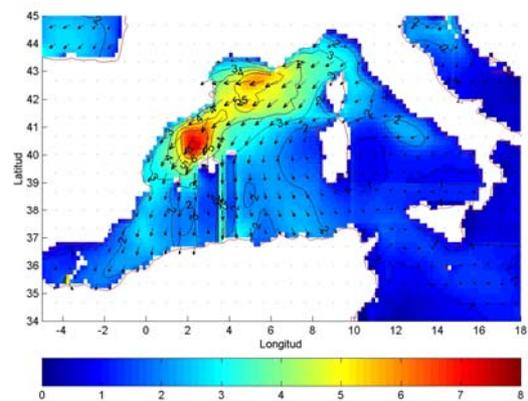


Figura 5.28. Hs WAM 15 6:00.

Comparando la malla gruesa y anidada del WAM se observa, como se esperaba, que las diferencias fueran muy similares a las diferencias en las mallas de viento. Sin embargo, después del primer pico y a partir del día 11 a las 18:00 (Fig. 5.29) la malla gruesa predice mayores alturas que la anidada que muestra un componente oeste en la dirección del oleaje. Es interesante ver que durante el 15 a las 18:00 y 15 a las 6:00 (Fig. 5.30) la malla anidada muestra un comportamiento “caótico” con alturas bajas de H_s . Se observa que en dichos tiempos y algunos posteriores hay gran variabilidad de la dirección del viento mostrando que el oleaje no sigue la dirección del viento y que posiblemente el WAM no reaccione apropiadamente a grandes cambios de dirección del viento/oleaje cuando se forzan a través de diferentes condiciones de contorno. Esto sumado a las condiciones de *fetch* muy corto en las que se realizan dichas variaciones, y como ya se ha demostrado con el canal ficticio, el WAM da alturas de ola pequeñas.

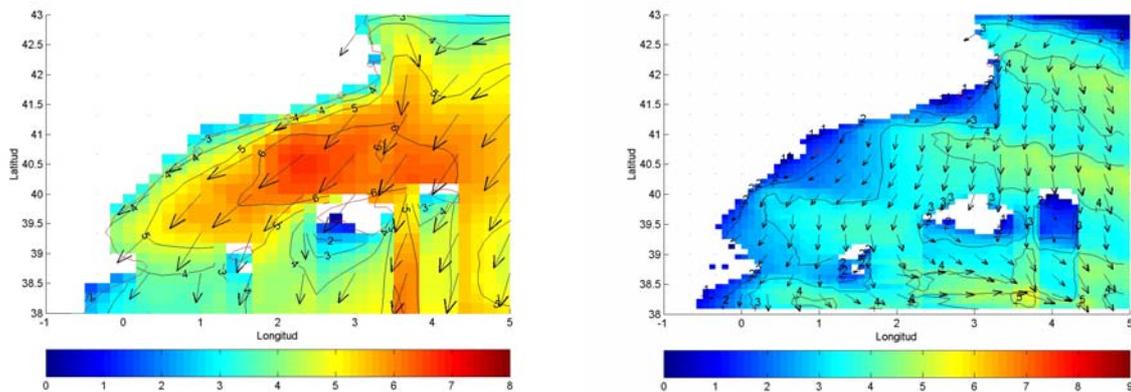


Figura 5.29. Malla gruesa (izquierda) y anidada (derecha) con WAM, 11 18:00.

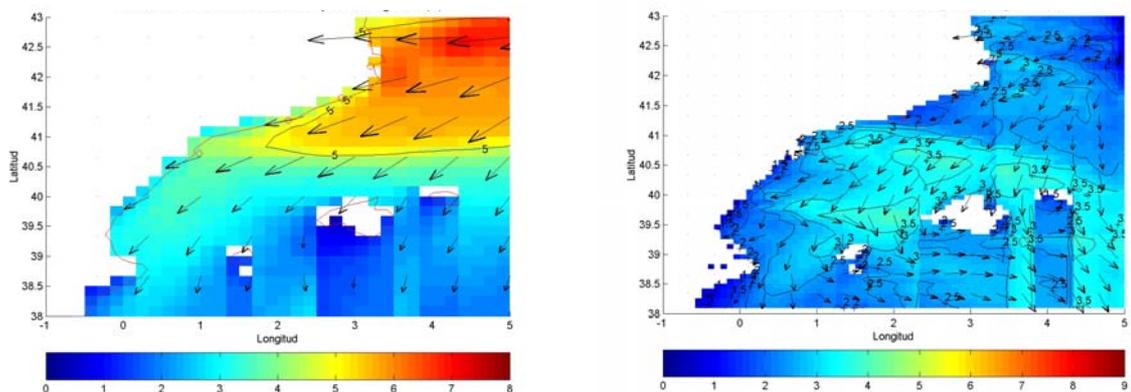


Figura 5.30. Malla gruesa (izquierda) y anidada(derecha) con WAM, 15 18:00.

Variaciones en la distribución de altura de ola significativa entre las mallas gruesas de WAM y SWAN

Al ser ambas mallas forzadas con los mismos vientos, las diferencias esperadas deberían estar relacionadas con las pruebas en los dominios imaginarios. Las posiciones de los máximos y los patrones de ambos modelos son muy similares, sin embargo el SWAN presenta una mayor altura alrededor de los máximos (Fig. 5.31).

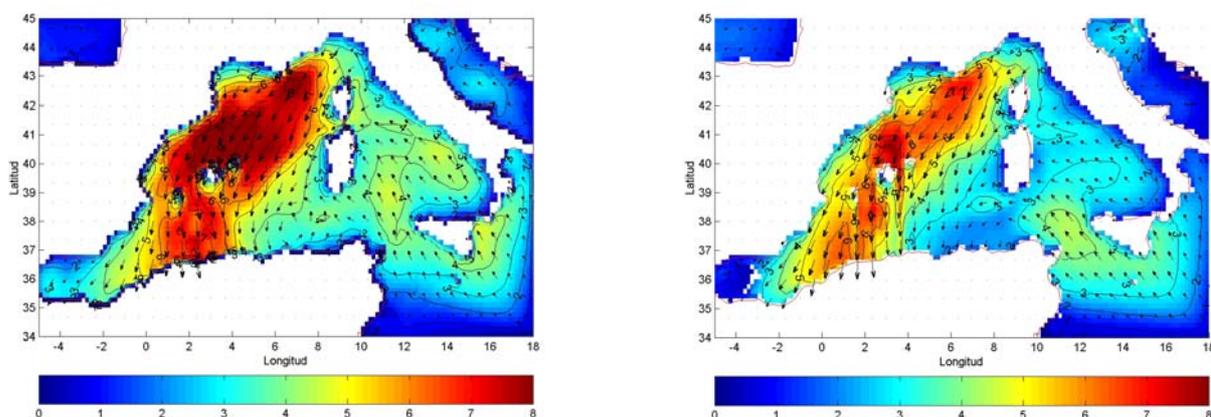


Figura 5.31. Altura significativa en malla gruesa SWAN (izquierda) y WAM (derecha), 11 0:00.

Variaciones en la distribución de altura de ola significativa entre las mallas anidadas de WAM y SWAN

El efecto del anidamiento en la malla anidada es más notable en el SWAN, al presentar valores altos a partir del día 9 a las 18:00. En el SWAN se presenta la consistencia de aumentar la altura de ola respecto a la malla gruesa y no se presenta el periodo de alturas pequeñas que se presenta en el WAM durante el día 11 a las 18:00 (Fig. 5.32) y 14 a las 0:00. En la malla anidada del SWAN es más notorio el segundo pico de la tormenta registrado por las boyas. Además no presenta el comportamiento “caótico” del día 16 a las 6:00, mostrando una dirección homogénea de levante.

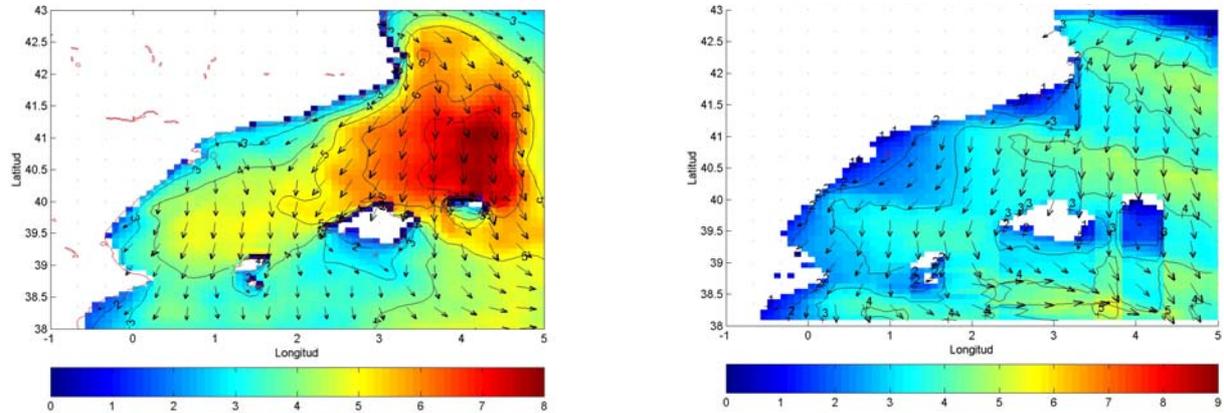


Figura 5.32. Altura significativa en malla anidada SWAN (izquierda) y WAM (derecha), 11 18:00.

Distribución espacial de viento por el modelo ARPEGE

En la mayoría de los casos el modelo ARPEGE mostró valores de velocidad más altos que el MASS sobre el Mediterráneo a pesar de que cerca de la costa ocurra lo contrario, como se ha mostrado en la validación con estaciones meteorológicas costeras (sección 4.7). Los patrones de dirección del viento son muy similares, aunque en algunas fechas el ARPEGE muestra mas claramente definido el centro de bajas presiones (12, 6:00 y 15, 6:00) (Fig. 5.33). En el primer pico de la tormenta, el MASS presenta valores ligeramente superiores al ARPEGE.

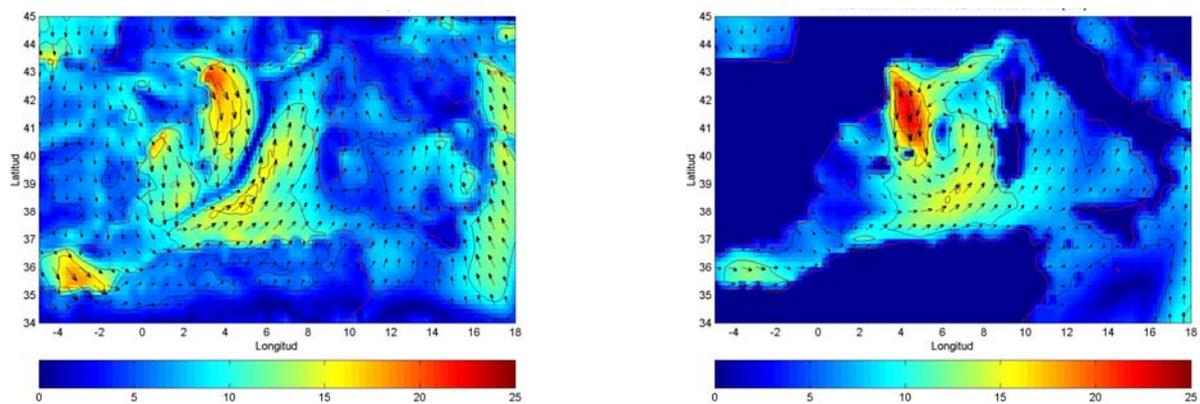


Figura 5.33. Campos de viento del MASS (izquierda) y ARPEGE (derecha) 12 6:00.

Sensibilidad en el WAM y SWAN a vientos del ARPEGE

En la distribución espacial se observa mayor altura de ola en ambos picos de las tormentas (Fig. 5.34). Las direcciones se muestran muy similares con mayores diferencias cuando se presentan bajas presiones sobre en Mediterráneo. Después del máximo del segundo pico de tormenta, los modelos de oleaje con el MASS presentan mayores alturas que con el ARPEGE, coincidiendo con un aumento en la velocidad del MASS para esas fechas.

El uso de los vientos de Meteo-France reducen la altura de ola en las posiciones de la boya al utilizar el WAM, mostrando mayores subestimaciones (Fig. 5.35) para Tortosa, Blanes y el Llobregat. En Blanes el WAM con el MASS sobrestima considerablemente el crecimiento y relajación de los picos mientras que con el ARPEGE esto es predicho aceptablemente.

Utilizando el SWAN con el ARPEGE se observa una ligera reducción de la altura de ola para las boyas, sin embargo, el crecimiento y decaimiento de las tormentas es reproducido mejor. La subestimación principal se da en el pico de la tormenta.

El WAM, por otra parte, sobrestima aún más la predicción del periodo medio utilizando el ARPEGE, llegando a periodos medios de casi 12 segundos. El periodo medio en el SWAN también se ve aumentado al utilizar los vientos del ARPEGE produciendo predicciones muy precisas.

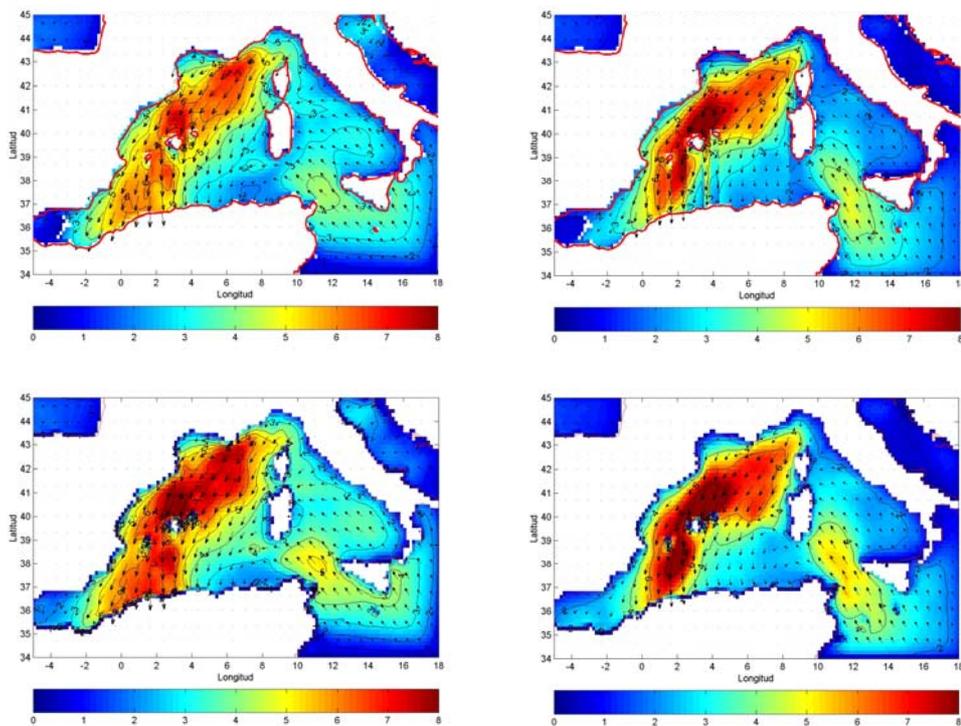


Figura 5.34 Distribuciones espaciales de H_s por WAM-MASS (superior izquierda), WAM-ARPEGE (superior derecha), SWAN-MASS (inferior izquierda) y SWAN-ARPEGE (inferior derecha) para el día 11 a las 0:00.

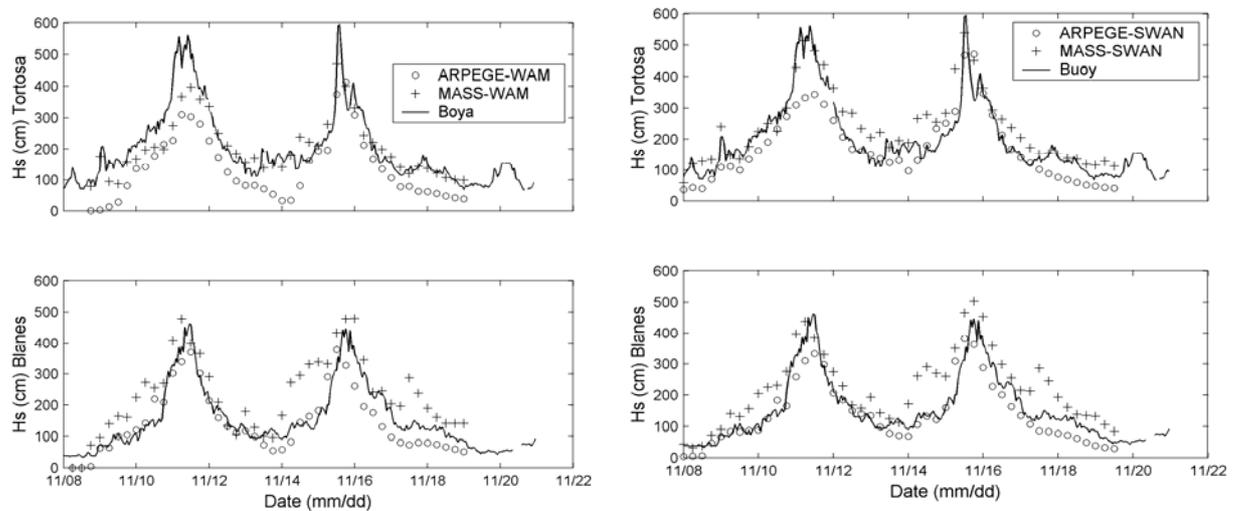


Figura 5.35. Series de tiempo en Tortosa y Blanes usando diferentes combinaciones de modelos de viento y oleaje.

5.4.4 Predicción de los espectros

La figura 5.36 muestra los contornos de los espectros frecuenciales a lo largo de la tormenta de noviembre para el registro de la boya, el WAM y SWAN en la posición de Tortosa. Es interesante observar la evolución de la energía medida y predicha. Para estas gráficas se han utilizado los datos de la boya cada 6 horas coincidiendo con las horas de las predicciones. Se observa que el máximo de energía se encuentra en el primer pico de tormenta siendo de $40 \text{ m}^2/\text{Hz}$. Para el caso del WAM se observa un máximo de $30 \text{ m}^2/\text{Hz}$ para el segundo pico de tormenta mientras que el primer pico muestra máximo de $20 \text{ m}^2/\text{Hz}$. El SWAN al igual que el WAM, muestra el máximo de energía durante el segundo pico siendo de $20 \text{ m}^2/\text{Hz}$, mientras que los espectros se muestran más anchos en frecuencias. En general la posición de los picos en frecuencia es aceptable, mostrando frecuencias más altas para el segundo pico de tormenta. El máximo de energía mostrado por la boya no se observa ya que no coincide con las horas de los modelos. Esto muestra que la variabilidad temporal puede generar errores importantes y representan procesos que no son considerados en la predicción de viento ni oleaje.

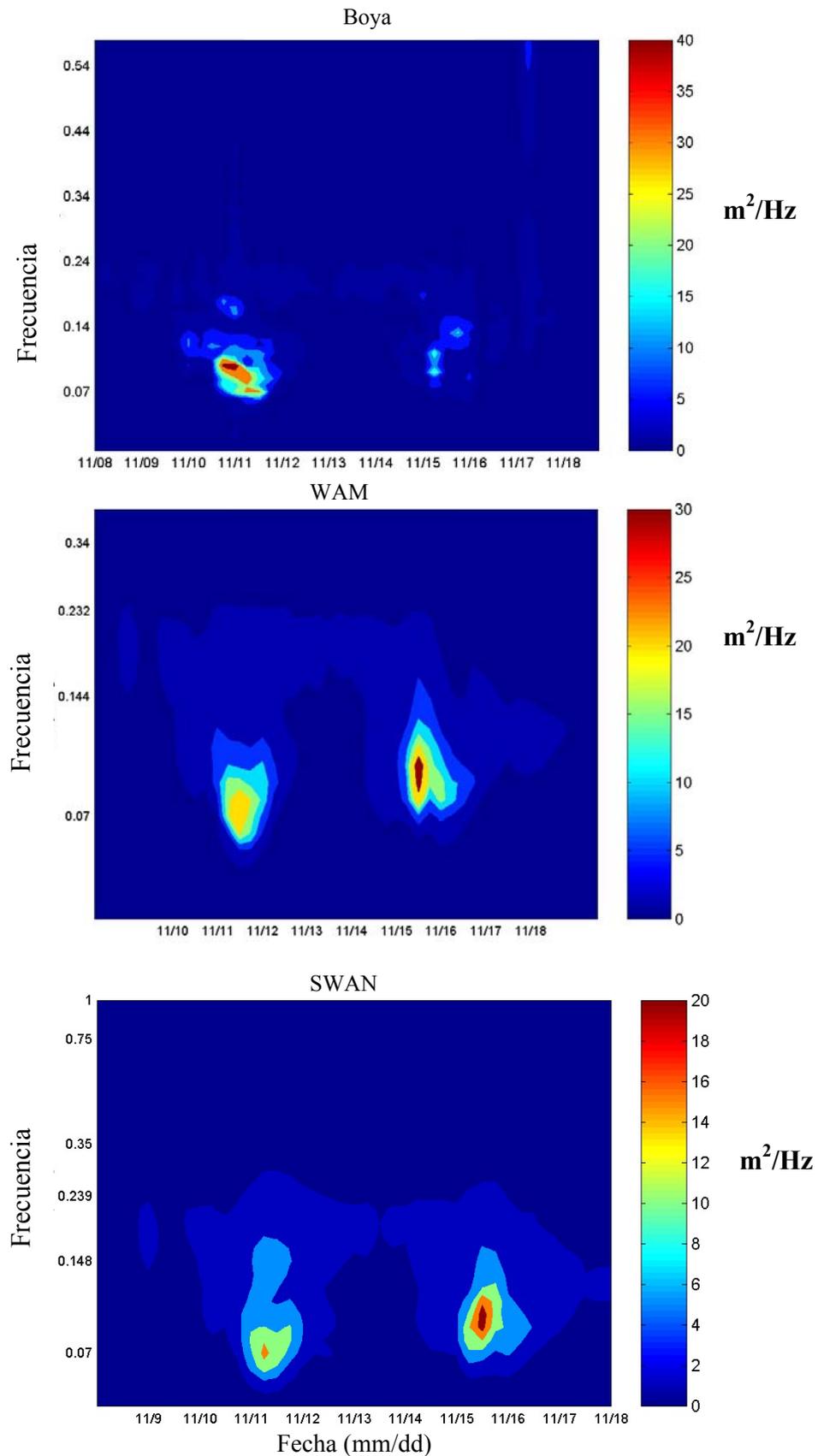


Figura 5.36. Contornos de espectros frecuenciales para la tormenta de Noviembre. Boya, WAM y SWAN.

En la figura 5.37 se muestran los espectros escalares de la boya, el WAM y SWAN ambos con la malla gruesa antes del inicio de la tormenta (día 9 a las 6:00). La energía de los espectros es “poca” siendo el pico subestimado por los modelos. Se observa también una sobrestimación del periodo pico. Así mismo, es destacable la sobrepredicción de energía por el SWAN en la parte de altas frecuencias del espectro.

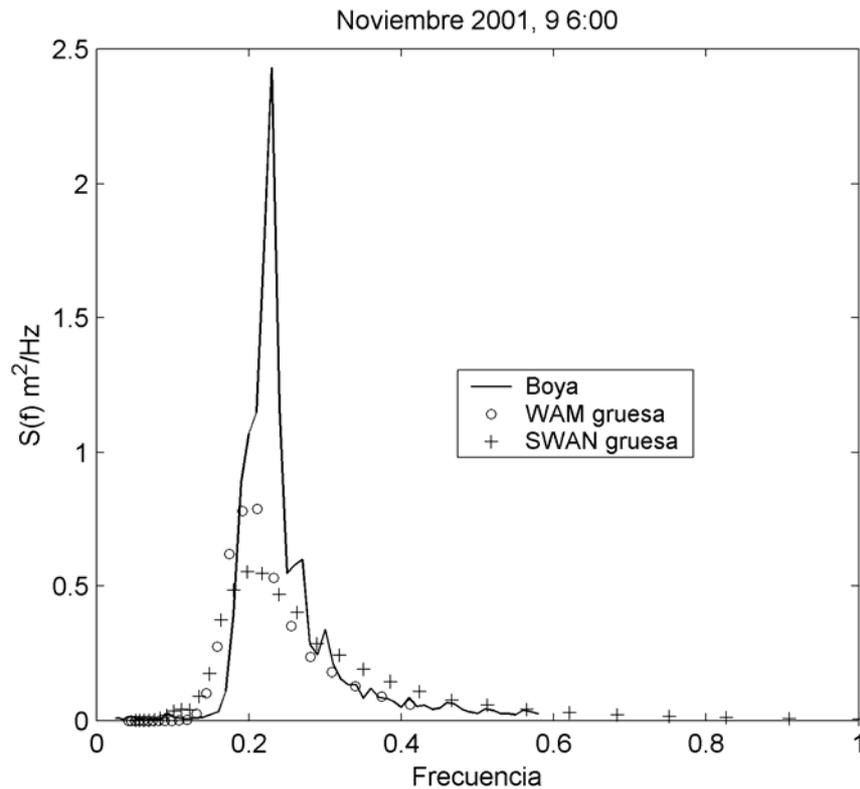


Figura 5.37. Espectros frecuenciales medidos en Tortosa y predichos por WAM y SWAN.

En la figura 5.38 del espectro direccional obtenido con el WAM se observa un solo pico cuya características de dirección y frecuencia son 330° (de donde viene) y 0.2 Hz, respectivamente, con una distribución simétrica. El SWAN muestra una distribución direccional y frecuencial más irregular presentando el pico del espectro con mayor componente oeste que el WAM. El pico del espectro direccional del registro tomado en la misma hora coincide con el del modelo de predicción sin embargo, distan en valor, ya que en realidad se obtuvo una densidad espectral real pico de $2.42 \text{ m}^2/\text{Hz}$ frente el $0.7 \text{ m}^2/\text{Hz}$ que predijo el modelo. En este caso la dirección de donde viene el oleaje es la misma la del viento. Este registro se sitúa en las primeras horas de la primera tormenta.

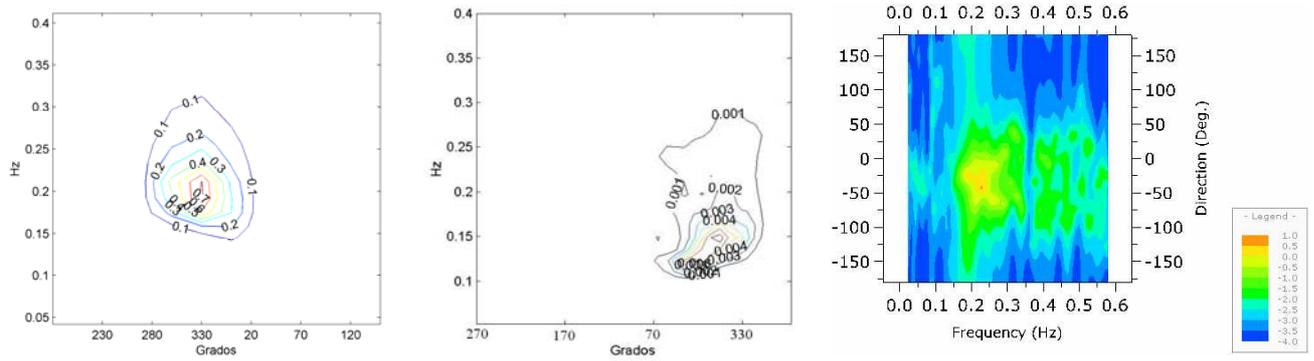


Figura 5.38. Espectro del modelo de WAM, SWAN y boya.

La figura 5.39 (día 10 a las 6:00) muestra los espectros frecuenciales de los modelos y la boya en el inicio de la tormenta, se observa una clara bimodalidad en la boya la cual sólo es representada como espectros anchos. Ambos modelos subestiman el pico del espectro y el SWAN presenta sobrepredicción de energía en frecuencias altas.

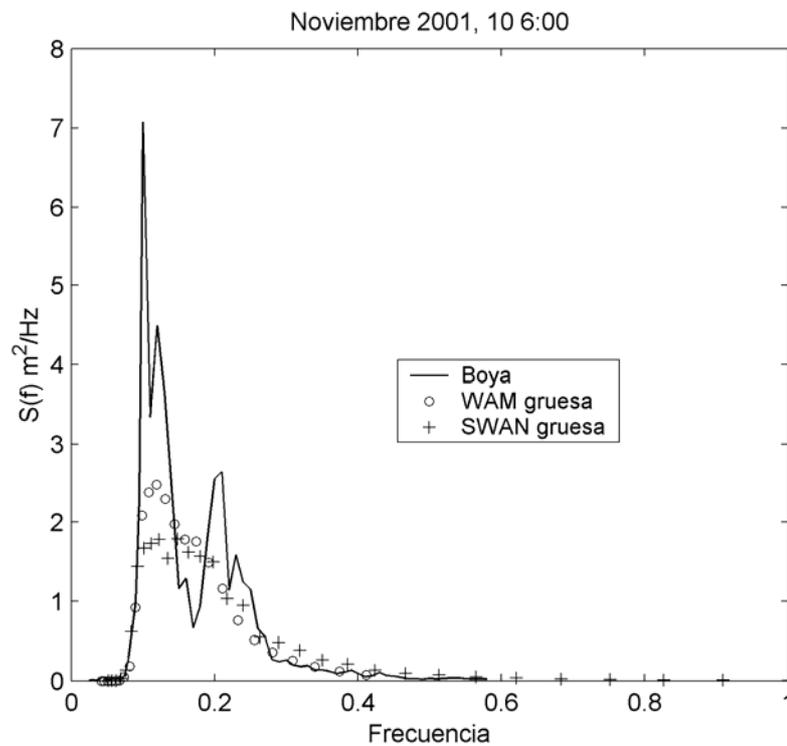


Figura 5.39 Espectros frecuenciales medidos en Tortosa y predichos por WAM y SWAN (día 10 a las 6:00).

En el gráfico del espectro direccional del WAM (Fig. 5.40) se observa el pico con frecuencia alrededor de los 0.12 Hz con dirección de 70°. Por otra parte, la dirección de donde viene el viento que se produjo para este registro es 330°, en consecuencia ese pico no pertenece a un oleaje generado por el mismo. La energía se reparte hacia frecuencias más altas. El SWAN presenta de forma menos clara la bimodalidad direccional de la boya aunque presenta ligeramente esa tendencia (por el sesgo de los contornos).

Si comparamos los modelos con el registro observamos dos picos bien diferenciados. Uno de ellos coincide con el pico de los modelos de predicción. En la figura 5.40 se puede ver la relación entre los picos y se observa que el que corresponde al pico *sea* en frecuencia a 0.21 Hz y dirección (de donde viene) 330°, no es correctamente definido por el WAM aunque sí lo sitúa en la misma posición de frecuencia y dirección.

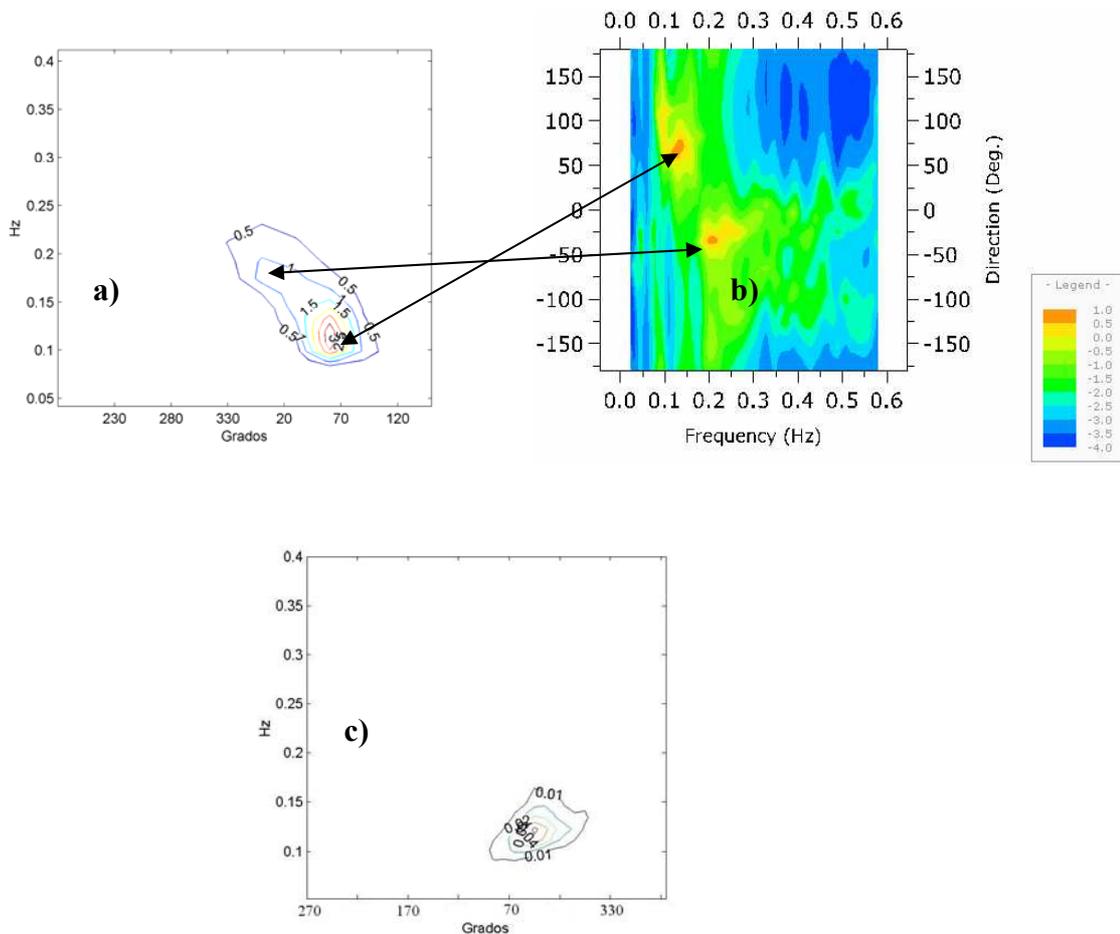


Figura 5.40. Espectros direccionales. a) WAM. b) Boya. c) SWAN.

En el registro real, el valor energético del pico es de $7.07 \text{ m}^2/\text{Hz}$ y para el segundo pico, no detectado por la predicción, su aportación es de $2.65 \text{ m}^2/\text{Hz}$. Esta última aportación energética secundaria es un 37 % respecto el pico principal, es decir, una aportación significativa que no se aprecia bien en los modelos de predicción. La mala predicción del segundo pico debido al *sea* puede ser debido a que este pico es generado de una manera muy local y no siempre los modelos de viento detectan esta situación de viento de noroeste.

La figura 5.41 (día 11 a las 0:00) muestra los espectros en un momento cercano al primer máximo de altura de ola de la tormenta de Noviembre 2001. Se observa nuevamente una bimodalidad clara en el registro de la boya. Si valoramos la aportación energética de ambos, en el registro se observa que el pico (0.1 Hz , 60°) tiene una aportación de $43.5 \text{ m}^2/\text{Hz}$ (valor mucho más superior al que marca la predicción), mientras que el segundo, es decir (0.175 Hz , 335°) tiene una aportación de $11.7 \text{ m}^2/\text{Hz}$, es decir un 27% respecto al pico principal considerado. Ambos modelos subestiman el pico, aunque a diferencia de los espectros anteriores, el SWAN predice más energía en el pico que el WAM y la sobrepredicción de energía en altas frecuencias no es tan evidente. Ninguno de los dos modelos predice la bimodalidad.

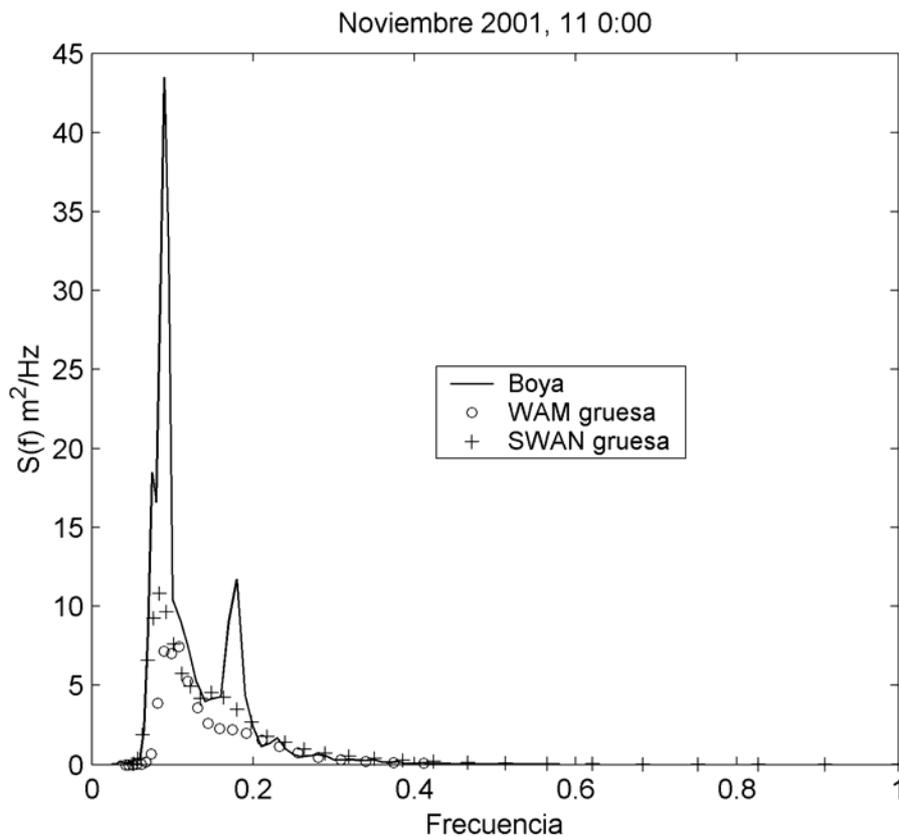


Figura 5.41. Espectros frecuenciales medidos en Tortosa y predichos por WAM y SWAN (día 11 a las 0:00).

En el análisis del espectro direccional del WAM (Fig. 5.42) se observa un único pico situado en la frecuencia 0.1 Hz que proviene de la dirección 60°. Este es un oleaje *swell* ya que no se sitúa en la dirección de donde viene el viento para tal registro. En este caso, el SWAN muestra una situación muy similar a la del WAM sin mostrar claramente la bimodalidad en la dirección.

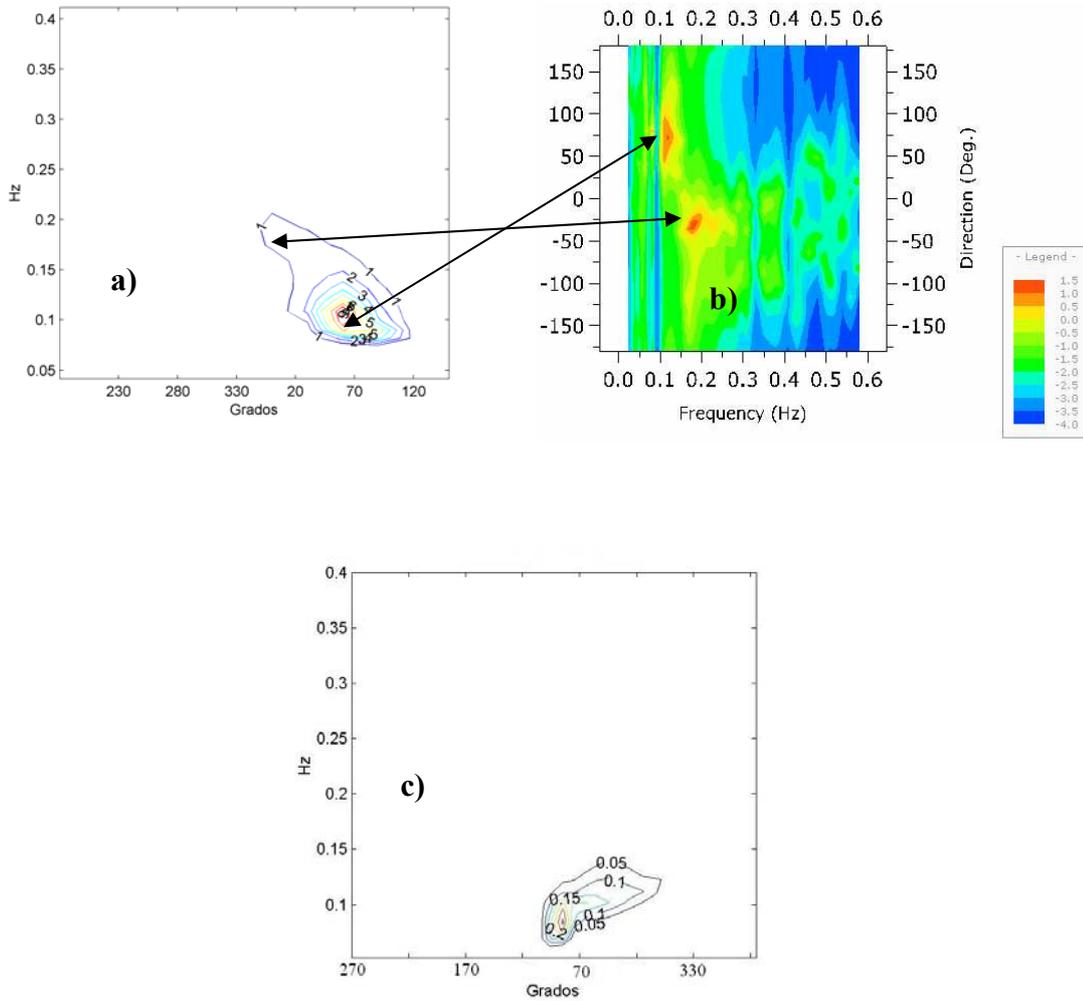


Figura 5.42. Espectros direccionales. a) WAM. b) Boya. c) SWAN.

La figura 5.43 (día 12 a las 18:00) muestra los espectros medidos y predichos al final del primer pico de la tormenta. Se continúa observando una clara bimodalidad en el registro medido. En este caso, sí se predice la bimodalidad, aunque el pico de bajas frecuencias es subestimado, especialmente por el SWAN, y el pico de altas frecuencias es sobrestimado (especialmente por WAM). El periodo pico del *sea* es sobrestimado por ambos modelos. Es en estos casos donde se pueden presentar grandes errores en la estima de los periodos en un sistema operativo de predicción de oleaje.

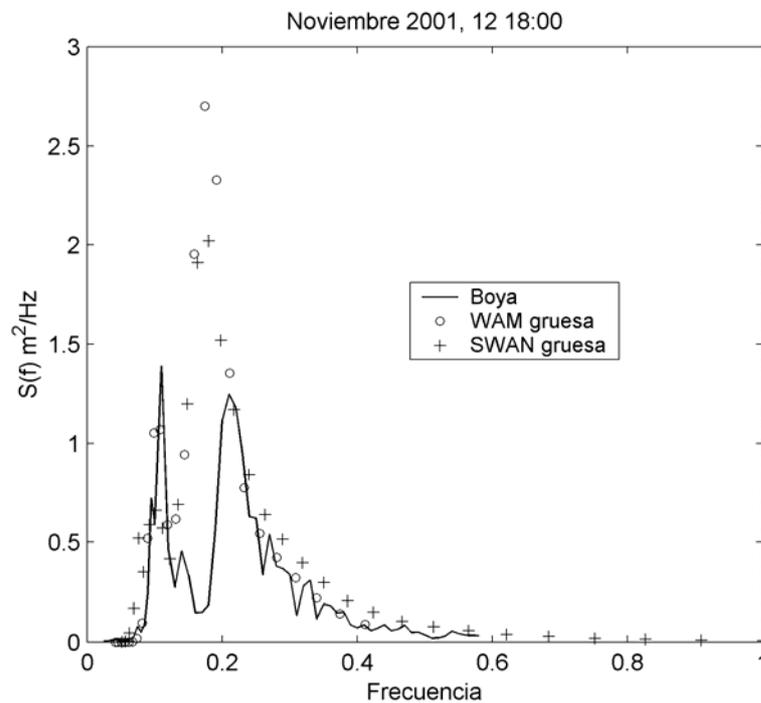


Figura 5.43. Espectros frecuenciales medidos en Tortosa y predichos por WAM y SWAN (día 12 a las 18:00).

En la predicción direccional del WAM (Fig. 5.44) se observará un registro bimodal, con picos situados en (0.175 Hz, 355°) y (0.1 Hz, 65°). Por otro lado, el espectro direccional real muestra un único pico en 0.21 Hz y 325° correspondiente al *sea* y ligeramente se observa el *swell*. Se observará que no coincide con ninguno de los picos predichos. En este caso el oleaje que produce este pico se sitúa en la misma dirección de donde viene el viento. El SWAN predice el espectro direccional con una forma similar al medido, encontrándose la energía en un rango de direcciones menores al presentado por el WAM.

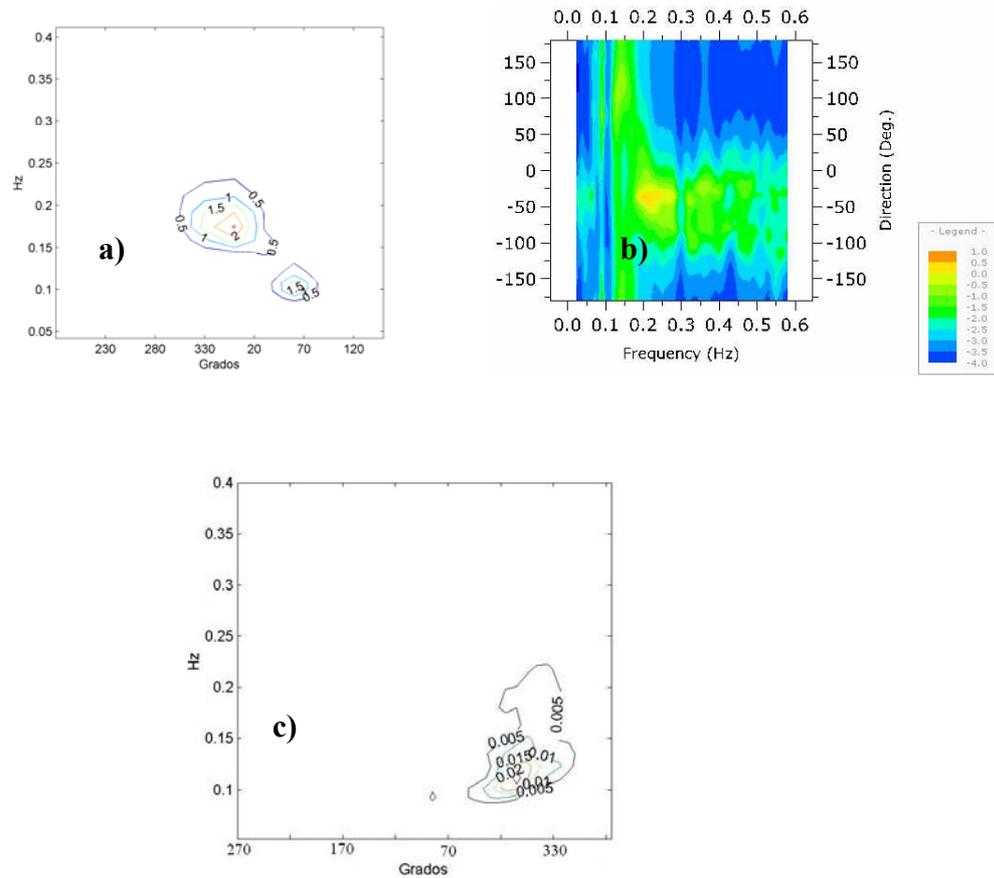


Figura 5.44. Espectros direccionales. a) WAM. b) Boya. c) SWAN.

Por otro lado, en la figura del espectro real (Fig. 5.44b) se puede observar la forma típica de un oleaje *sea* presentando bidireccionalidad en las frecuencias más altas. Esta situación no se puede observar en los espectros de los modelos de predicción ya que esta característica no es considerada en la física de los modelos.

Al final del segundo pico de tormenta (día 17 a las 18:00) los espectros (Fig. 5.45) de los modelos muestran una sobrepredicción de la energía y periodo pico. El SWAN muestra un espectro ancho que se aproxima a la bimodalidad del espectro de la boya, en este caso no se presenta la sobrepredicción de energía en altas frecuencias. El WAM muestra un único pico angosto, sobrestimando el periodo pico y subestimando energía en altas frecuencias.

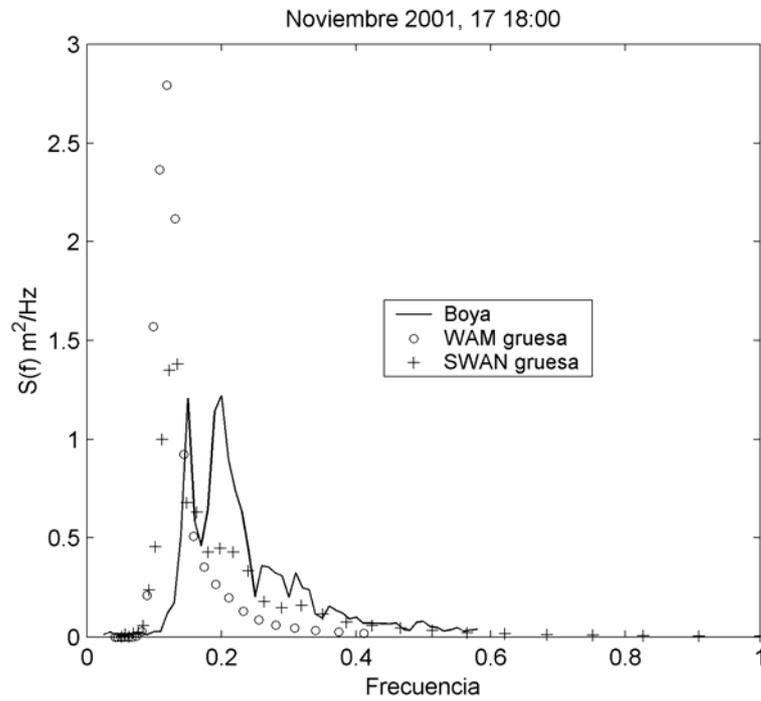
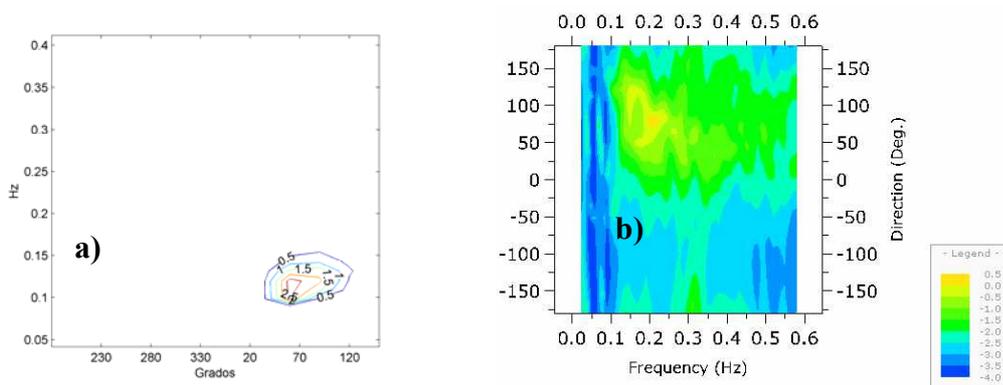


Figura 5.45. Espectros frecuenciales de la boya WAM y SWAN (día 17 a las 18:00).

Se observa en el espectro direccional del WAM un único pico energético con características (0.12 Hz, 60°). Si lo comparamos con los datos reales aportados por el registro tomado en esta hora, se observa un espectro unimodal que aunque coincide en dirección, se sitúa en la frecuencia 0.2 Hz. El SWAN muestra un espectro direccional unimodal y menor rango de direcciones que el presentado por el WAM.



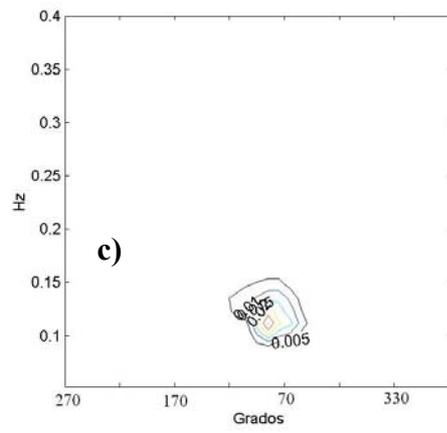


Figura 5.46. Espectros direccionales. a) WAM. b) Boya. c) SWAN.

5.5 Simulación de la tormenta de Marzo-Abril 2002

5.5.1 Condiciones generales

De la misma manera que en la sección 5.4 aquí se describirá la simulación de la tormenta de Marzo-Abril 2002, considerando series de tiempo, distribuciones espaciales y espectros. Los modelos fueron utilizados en su configuración original y modificaciones de estas también serán discutidas.

5.5.2 Altura de ola, periodo medio y dirección

De la figura 5.47 a la 5.50 se muestran las series de tiempo de las predicciones para las cuatro posiciones de las boyas utilizando el WAM y SWAN en la malla gruesa y media. El comportamiento del WAM varía según la posición: en Rosas subestima Hs en el primer pico, mientras que el segundo es bien predicho. En Tortosa el primer pico es simulado mejor que el segundo, donde se da una subestimación de 1.3 m. La malla anidada del WAM presenta una disminución drástica de la altura de ola, especialmente en Blanes y Rosas (Fig. 5.50) donde se observan grandes errores en la predicción. Este hecho se puede explicar al analizar los vientos de la malla gruesa y anidada, donde se da una gran variación de la velocidad del viento. Las predicciones en la malla gruesa con el WAM subestimaron la altura de ola en todas las posiciones excepto para el Llobregat (Fig. 5.47), donde la predicción se ajusta bien a los datos de la boya. Esto coincide con los vientos locales provenientes del modelo MASS que muestran velocidades altas sobre el delta del Llobregat y alrededores.

El SWAN, que en principio es un modelo diseñado para escalas espaciales “limitadas”, predice la altura de ola en la malla gruesa de forma aceptable. En Tortosa (Fig. 5.47) el modelo predice los picos y su crecimiento y descenso correctamente en tiempo y magnitud. En el Llobregat la predicción no es precisa mostrando subestimaciones de 0.6 m. En Blanes y Rosas el primer pico es subestimado y el segundo sobrestimado. La malla anidada del SWAN muestra un patrón similar, subestimación durante el primer pico y sobrestimación para el segundo excepto en Tortosa (Fig. 5.49) donde ambos picos son subestimados.

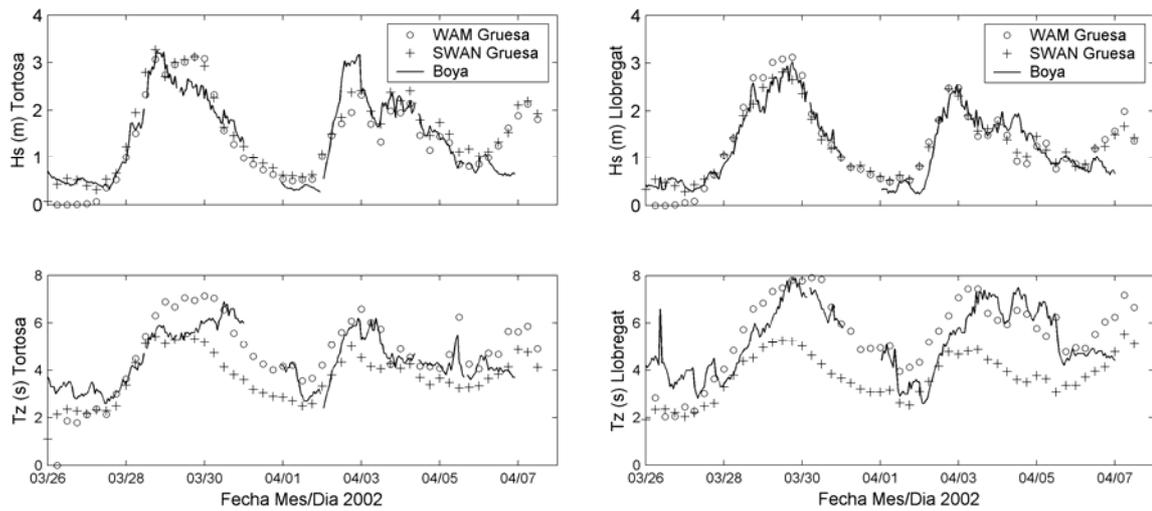


Figura 5.47. Predicciones de Hs y Tz del WAM y SWAN en la malla gruesa para la boya de Tortosa(izquierda) y Llobregat (derecha).

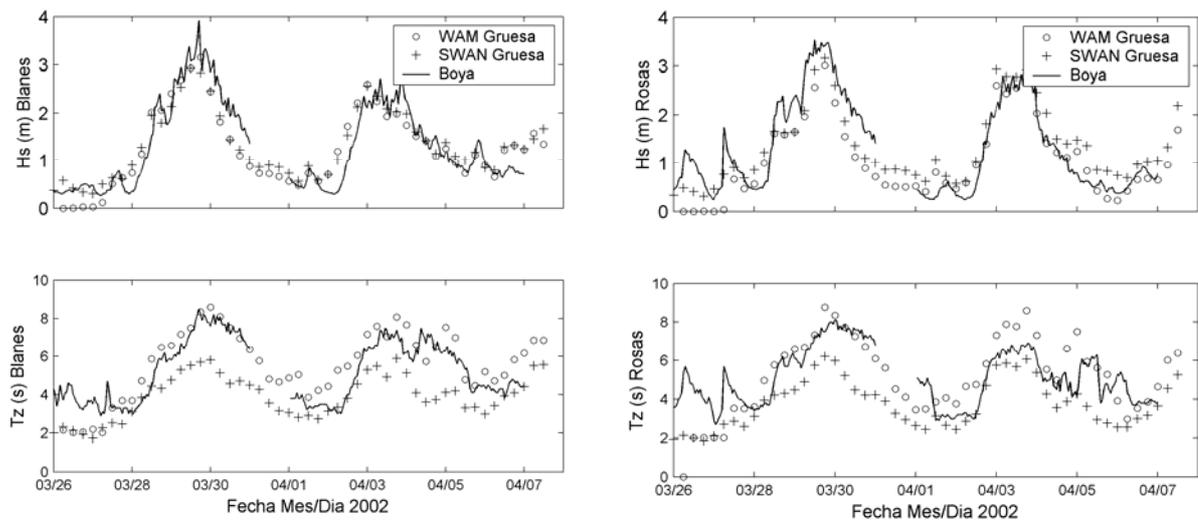


Figura 5.48. Predicciones de Hs y Tz del WAM y SWAN en la malla gruesa para la boya de Blanes (Izquierda) y Rosas (derecha).

Los errores estadísticos (Tab. 5.6) muestran que no existe una clara mejora producida por el anidamiento en WAM y SWAN. Los pases del WAM muestran mayor error e índice de esparcimiento para la malla anidada (media). El bias muestra una tendencia de subestimación de Hs para el WAM y sobrestimación del SWAN. Estadísticamente, la mejor predicción fue para la posición del Llobregat y la peor en Rosas.

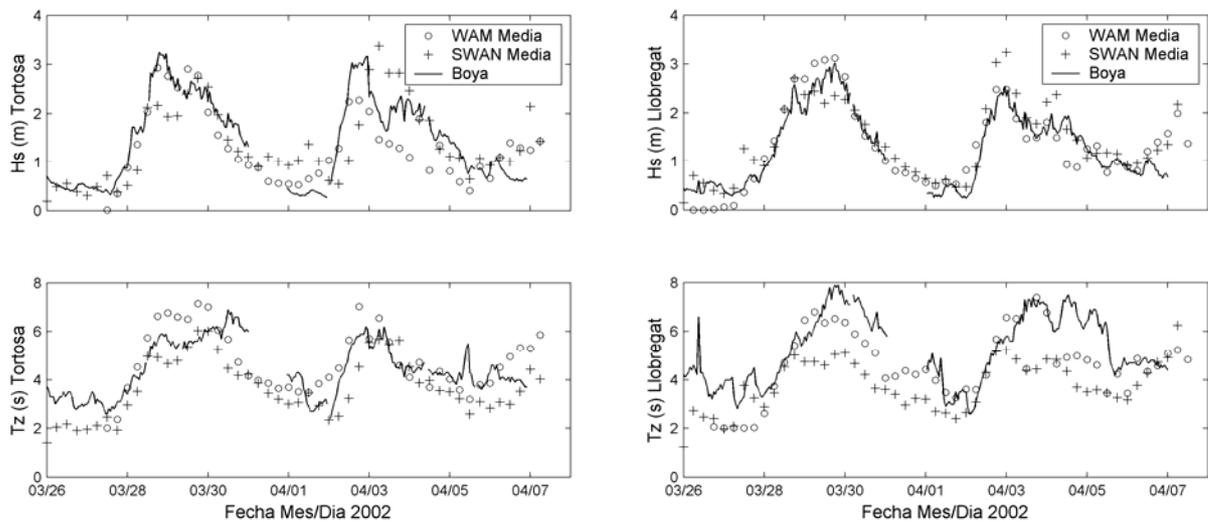


Figura 5.49. Predicciones de Hs y Tz del WAM y SWAN en la malla anidada (media) para la boya de Tortosa (izquierda) y Llobregat (derecha).

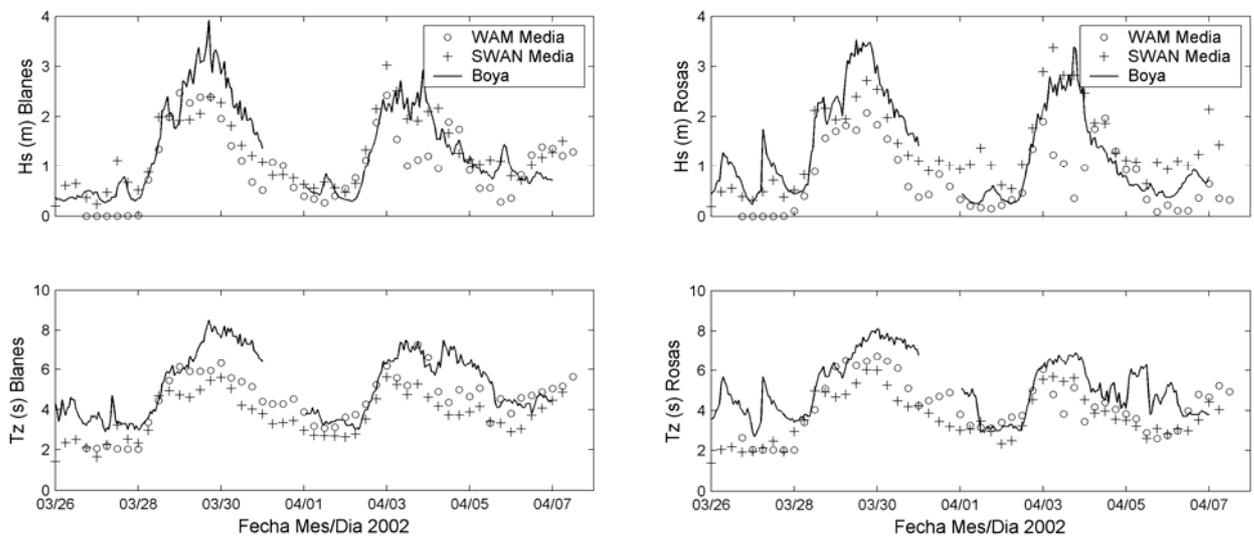


Figura 5.50. Predicciones de Hs y Tz del WAM y SWAN en la malla anidada para la boya de Blanes (izquierda) y Rosas (derecha).

En términos generales el WAM (en la malla gruesa) sobrestima el periodo (T_z) para todas las localidades, presentándose valores máximos de sobrestimación de 2 segundos en la segunda tormenta en Rosas (Fig. 5.49), mientras que en el resto de las localidades se presentan sobrestimaciones máximas de menos de 1 segundo. En la malla anidada (Fig. 5.49 y 5.50) se modifica el comportamiento observado en la malla gruesa. En todas las localidades (a excepción de Tortosa) se reduce el periodo produciendo subestimaciones de hasta 2 s. En Tortosa la sobrepredicción se produce de forma similar la observada en la malla gruesa.

El error medio absoluto muestra que no existe mejora al realizar el anidamiento en la malla anidada ni para el WAM ni para el SWAN. También es notorio un mayor error para las predicciones realizadas con el WAM. A pesar de que entre las mallas hay diferencias en los errores, estos no son muy considerables, sin embargo el índice de dispersión aumenta considerablemente (aumento de 50 % aprox.) al pasar de la malla gruesa a la media. El Bias muestra una tendencia del WAM a subestimar y del SWAN a sobrestimar. La posición en la que mejor se realizó la predicción fue el Llobregat mientras que la peor simulada fue la localidad de Rosas.

Los cálculos del periodo medio por el SWAN, a diferencia de las altura de ola, presentan mayores errores especialmente para los picos de las tormentas donde se observan subestimaciones de hasta 3 segundos. Las mejores predicciones se observan para Tortosa (Fig. 5.47) y el segundo pico de tormenta en Rosas. La malla media no mejora los cálculos, presentando variaciones insignificantes entre las series de tiempo.

La tabla 5.7 muestra los errores estadísticos para el periodo, y se observa que el WAM da mejores resultados que el SWAN (menor error e índice de esparcimiento). Todos los pases excepto con el WAM en la malla gruesa mostraron subestimaciones del periodo con bias de -1.5 s.

Localidad	Modelo utilizado	Error medio absoluto (cm)	Raiz cuadrada media (RMSE) (cm)	Índice de dispersión	Bias (cm)
Tortosa	WAM gruesa	39.4	49	0.34	-24.4
	WAM anidada	45.8	55	0.37	-27.5
	SWAN gruesa	30.4	38	0.26	12.7
	SWAN anidada	36.9	47	0.33	30.1
Rosas	WAM gruesa	42.4	56	0.4	-23.9
	WAM anidada	68.7	91	0.66	-56.4
	SWAN gruesa	49.8	57	0.43	26.1
	SWAN anidada	47	54	0.4	4.4
Blanes	WAM gruesa	29.4	36	0.27	-4.3
	WAM anidada	50.6	60	0.44	-27.5
	SWAN gruesa	26.4	32	0.24	4.6
	SWAN anidada	30.9	40	0.31	-1.6
Llobregat	WAM gruesa	24.7	32	0.25	5
	WAM anidada	33.3	38	0.28	-19
	SWAN gruesa	20.7	26	0.2	2.8
	SWAN anidada	26.3	33	0.26	15.2

Tabla 5.6. Errores calculados de Hs para cada posición y modelo utilizado.

Localidad	Modelo utilizado	Error medio absoluto (s)	Raíz cuadrada media (RMSE) (s)	Indice de dispersión	Bias (s)
Tortosa	WAM gruesa	0.71	0.9	0.2	0.2
	WAM anidada	0.68	0.8	0.17	-0.06
	SWAN gruesa	0.85	1.1	0.25	-0.8
	SWAN anidada	0.71	1	0.23	-0.64
Rosas	WAM gruesa	1.1	1.5	0.28	0.02
	WAM anidada	1.24	1.5	0.28	-1.0
	SWAN gruesa	1.29	1.59	0.3	-1.2
	SWAN anidada	1.5	1.7	0.34	-1.4
Blanes	WAM gruesa	0.84	0.9	0.19	0.41
	WAM anidada	0.98	1.2	0.23	-0.68
	SWAN gruesa	1.35	1.6	0.31	-1.3
	SWAN anidada	1.5	1.7	0.34	-1.5
Llobregat	WAM gruesa	0.81	0.95	0.18	0.21
	WAM anidada	0.9	1.1	0.22	-0.61
	SWAN gruesa	1.5	11.8	0.34	-1.5
	SWAN anidada	1.5	1.7	0.33	-1.4

Tabla 5.7. Errores calculados de Tz para cada posición y modelo utilizado.

En la figura 5.51 se muestran los resultados obtenidos por los modelos y las mediciones en la boya de Tortosa para la dirección del oleaje. Se muestra que para el primer pico (días 28-1) el oleaje es predominantemente de Levante (E) y los modelos resuelven satisfactoriamente la dirección. Sin embargo, en la segunda tormenta en la que se presenta gran variabilidad en las direcciones (hasta 100 grados de diferencia en intervalos cortos de tiempo), ningún modelo detectó dicha variabilidad y la dirección se estabilizó alrededor de los 150 grados, con excepción del final de la tormenta cuando esta se ubica en los 200 grados. Los modelos reaccionan a dicho cambio pero no con la velocidad observada. Los modelos no mostraron muchas diferencias entre ellos a excepción de la malla anidada del WAM que mostró entre el día 3 y 5 un cambio brusco del ángulo de la dirección del oleaje.

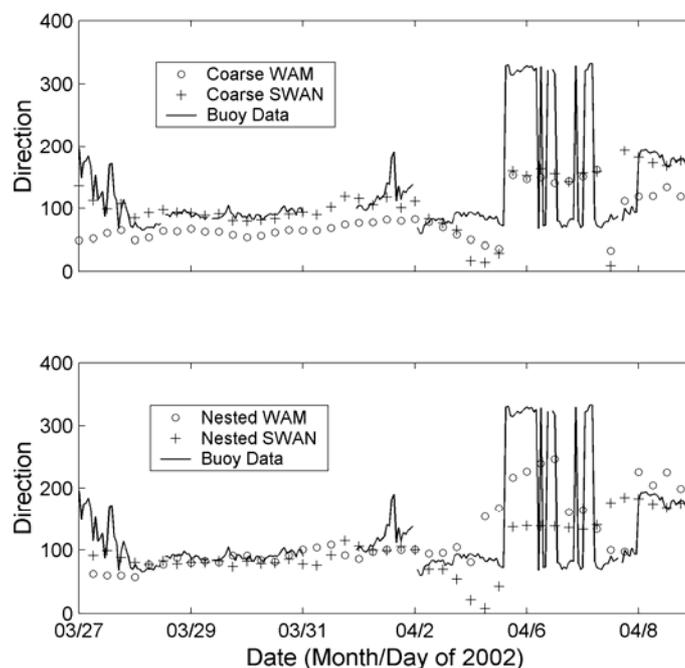


Figura 5.51. Dirección medida y predicha por modelos.

Los errores estadísticos de las series de tiempo se observan en la tabla 5.8. El SWAN en la malla gruesa representó mejor el comportamiento de la dirección del oleaje presentando el menor error y la menor dispersión. Los errores no mostraron una diferencia estadística considerable entre la malla gruesa y la anidada a pesar de que en la figura 5.51 se aprecia lo contrario.

Localización	Malla	Error medio absoluto (grados)	Raíz cuadrada media (RMSE) (grados)	Índice de dispersión (SI)	Diferencias máximas
Tortosa	WAM gruesa	55	100	0.4	160
	WAM anidada	54	98	0.39	170
	SWAN gruesa	30	45	0.18	110
	SWAN anidada	40	61	0.24	165

Tabla 5.8. Errores en la predicción de la dirección, Marzo-Abril.

5.5.3 Distribuciones espaciales

Vientos del modelo MASS

En la malla gruesa se observa que al inicio de la tormenta las condiciones sobre todo el Mediterráneo fueron de Levante con valores máximos en la parte sureste del Mediterráneo. Durante el primer pico de la tormenta los máximos se dieron en el sur del Mediterráneo y en el golfo de León. Al disminuir la intensidad (30/Marzo) el viento empieza a rotar para formar una estructura ciclónica. Del 31 de marzo al 1 de Abril el viento se relaja y muestra direcciones del este y de sur. A partir del día 2 la velocidad comienza a aumentar formando una estructura ciclónica clara sobre Mallorca. Durante el día 3 (crecimiento del segundo pico de tormenta), la estructura se mueve hacia el norte, dejando vientos del oeste con Mestral intenso para el sur de Cataluña pero de Levante para el norte (Figura 5.52). El Mestral se mantiene durante 36 horas hasta el día 5 mientras que el levante de la costa norte se vuelve norte (Figura 5.53). El día 5 a las 12:00 el Mestral se relaja y el viento del oeste predomina sobre todo el Mediterráneo. Haciendo un acercamiento al a costa catalana es interesante ver la estructura y variabilidad a lo largo de la costa durante el día 3 0:00 donde se aprecia claramente el fuerte Mestral sobre la zona del delta del Ebro y el levante para la parte centro y norte. Es muy apreciable también el aumento del Mestral al pasar de tierra a mar.

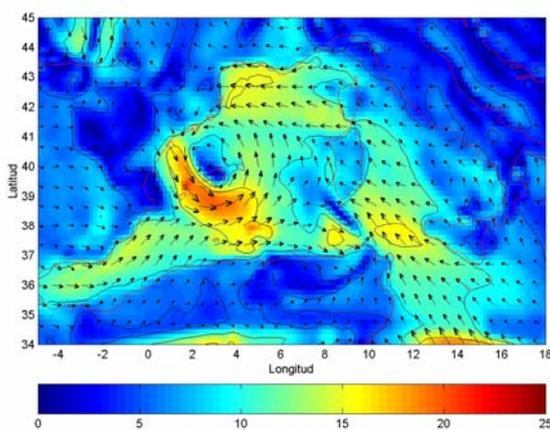


Figura 5.52. Campo de viento del MASS, 3 0:00.

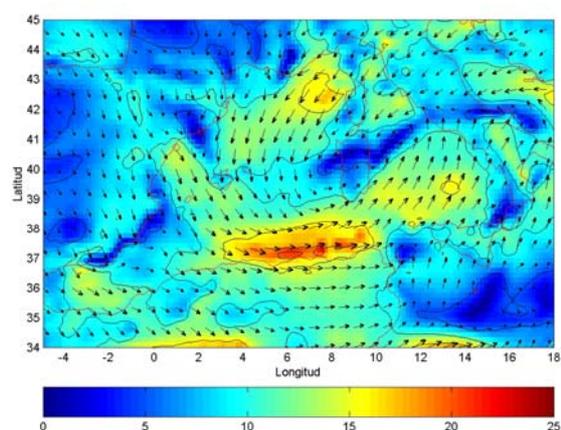


Figura 5.53. Campo de viento del MASS 4 12:00.

Al comparar la malla gruesa y la malla anidada observamos que la malla media sigue el patrón de la gruesa pero con velocidades mayores (Fig. 5.54). Durante el periodo de calma entre picos se observan algunas diferencias notables entre las direcciones siendo de Levante en la gruesa y Tramuntana (N) en la media. Al inicio del segundo pico de tormenta se observan diferencias en la direcciones del viento de alrededor de 30° . La estructura ciclónica del día 3 0:00 es representada de manera muy similar a la malla gruesa. En los tiempos posteriores las direcciones concuerdan entre mallas pero se observan grandes diferencias con magnitudes de 5 m/s (30%).

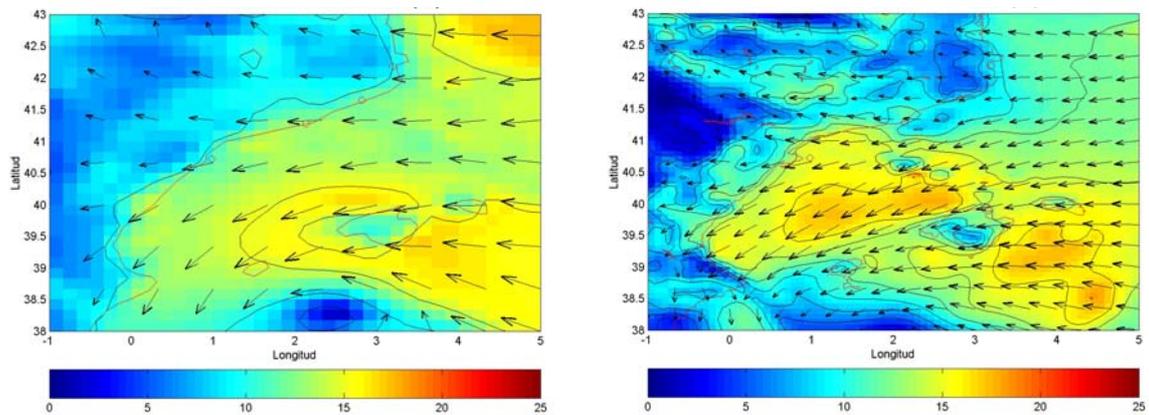


Figura 5.54. Campo de viento para el día 29, 12:00 con la malla gruesa (izquierda) y anidada (derecha).

Altura significativa. WAM forzado por vientos del MASS

La malla gruesa del WAM se comporta de forma similar a la del viento, con algunas variaciones en las posiciones de los máximos de velocidad y altura de ola. Se presentan pequeñas diferencias de dirección pero se reproduce la estructura ciclónica.

Al comparar los resultados de la malla gruesa y malla anidada vemos que en general la malla anidada disminuye la altura de ola. También se observan grandes diferencias en dirección (40°) y la estructura ciclónica del día 3 0:00 no es reproducida, siendo principalmente Mestral y del oeste para la malla anidada (Fig. 5.55).

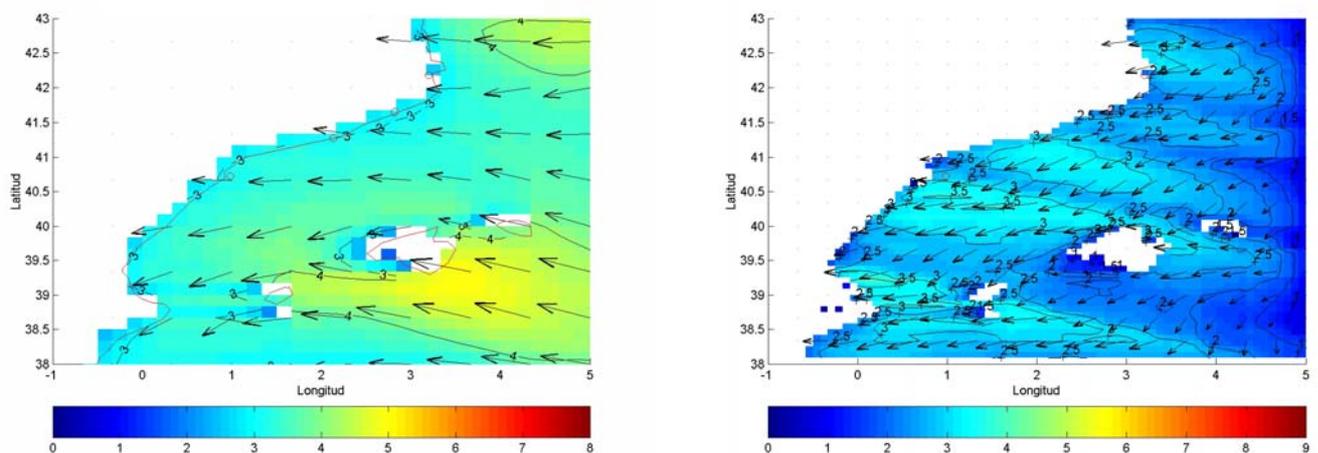


Figura 5.55. Campo de oleaje (WAM) para el día 29, 12:00 con la malla gruesa (izquierda) y anidada (derecha).

Variaciones en la distribución de altura entre las mallas gruesas y anidadas del WAM y SWAN

En la malla gruesa el SWAN muestra el mismo patrón direccional que el WAM pero con mayores alturas de ola alrededor de los máximos (Fig. 5.56). Al comparar las mallas anidadas de ambos modelos se observa grandes diferencias en las posiciones de los máximos y en las magnitudes de la altura de ola. El SWAN sigue más detalladamente los vientos de la malla anidada tanto en dirección como en altura, reproduciendo la estructura ciclónica y el intenso Mestral predicho por la malla media.

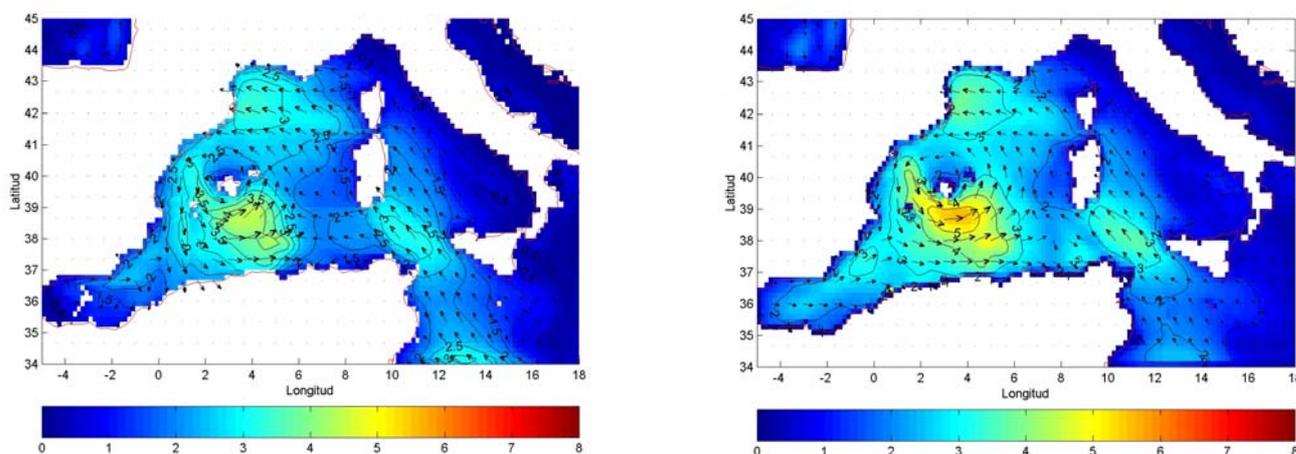


Figura 5.56. Campo de oleaje para el día 3, 0:00 con WAM (izquierda) y SWAN (derecha).

Distribución espacial de viento por el modelo ARPEGE y su efecto en los modelos de oleaje

En esta tormenta ocurre lo contrario a la de noviembre. Se observan velocidades menores sobre el Mediterráneo con el modelo ARPEGE. Se observan fuertes diferencias durante el día 4 y 5 de abril donde la distribución de velocidades y direcciones son considerablemente diferentes (Fig. 5.57).

Espacialmente, los modelos WAM y SWAN muestran, con la distribución de la altura de ola, los mismos patrones encontrados en los vientos, proporcionando menores alturas al utilizar el forzamiento del ARPEGE (Fig. 5.58 y 5.59).

Al comparar la predicción del oleaje en las boyas se observan fuertes subestimaciones por el WAM y SWAN en las 4 posiciones (Fig. 5.60 y 5.61). El WAM no muestra diferencias considerables en la predicción de T_z con ambos campos de vientos, siendo los dos precisos al predecir el crecimiento, el pico y disminución de las tormentas. Tampoco se observan diferencias entre las predicciones del SWAN de T_z , donde ambos campos de viento producen subestimación del periodo medio.

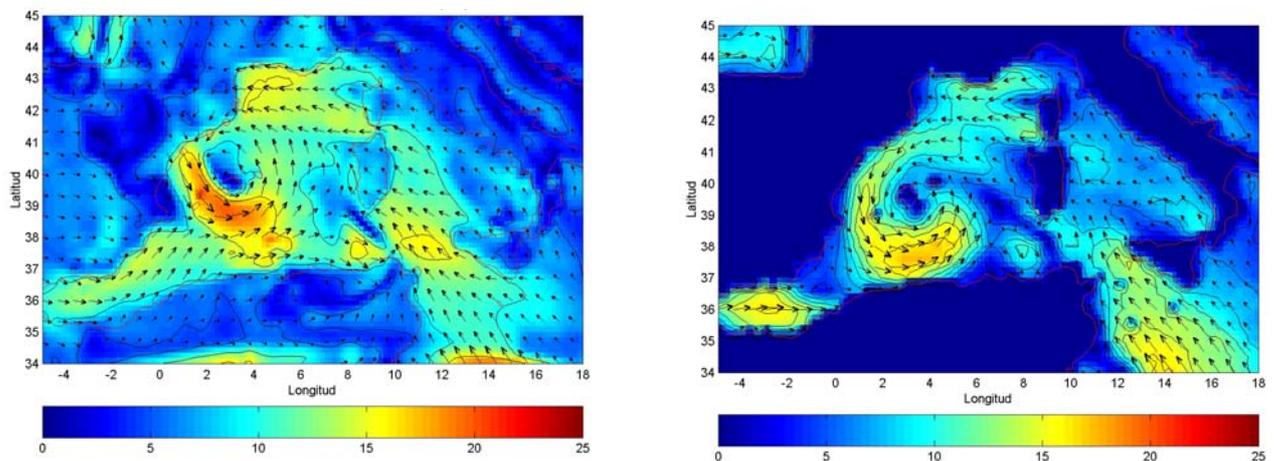


Figura 5.57. Distribución de viento por MASS (izquierda) y ARPEGE (derecha), 3 0:00.

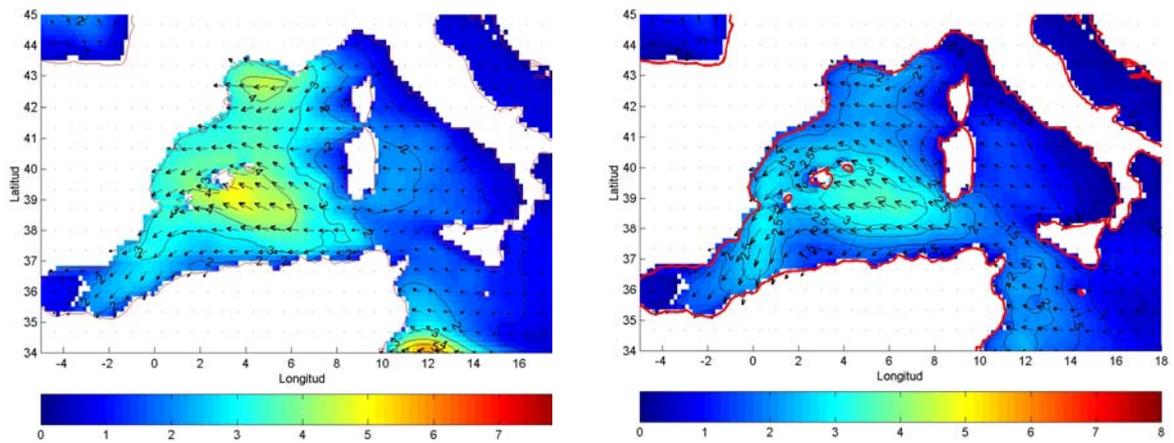


Figura 5.58 Distribución espacial de Hs por WAM forzado por MASS (izquierda) y por ARPEGE (derecha).

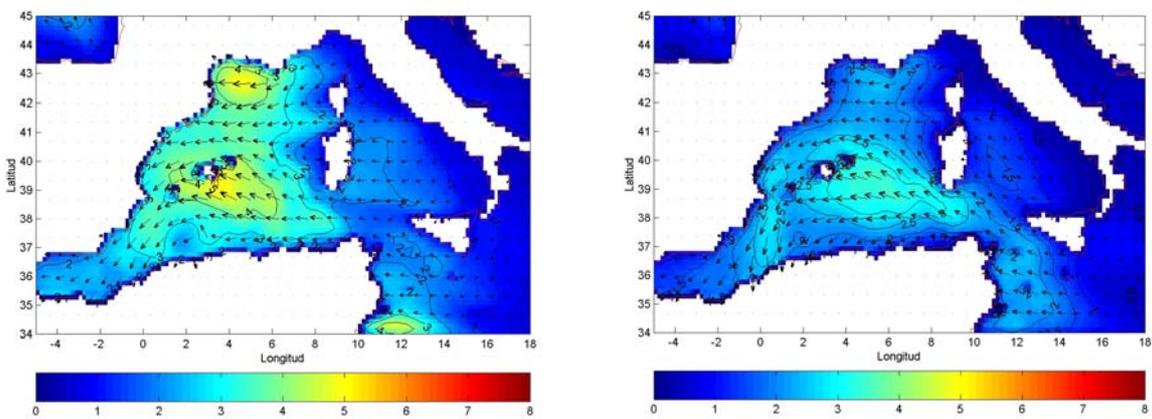


Figura 5.59. Distribución espacial de Hs por SWAN forzado por MASS (izquierda) y por ARPEGE (derecha).

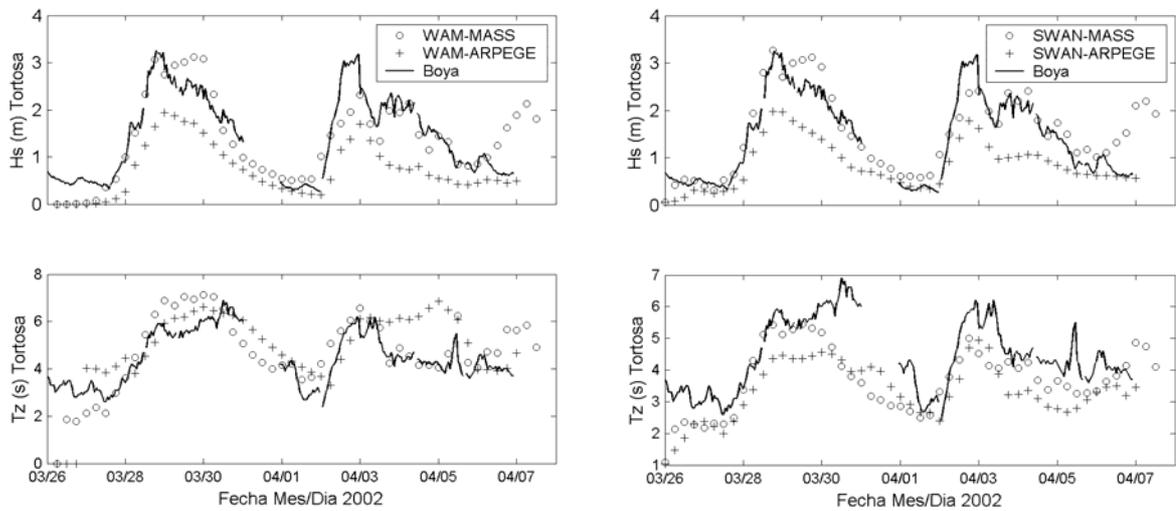


Figura 5.60. Predicciones de Hs y Tz en Tortosa por el WAM (izquierda) y SWAN (derecha) en la malla gruesa forzados por MASS y ARPEGE.

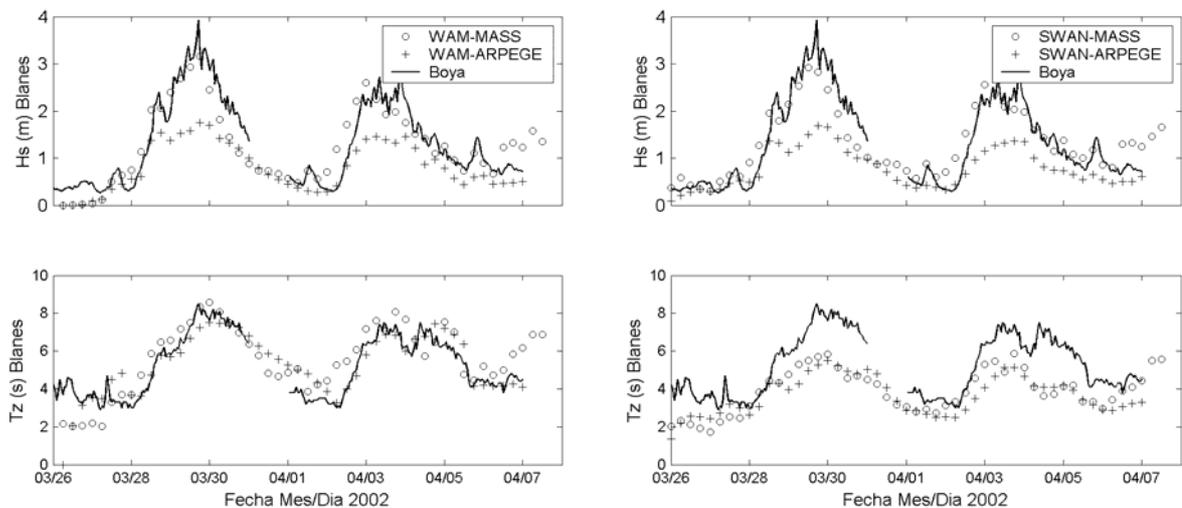


Figura 5.61. Predicciones de Hs y Tz en Blanes por el WAM (izquierda) y SWAN (derecha) en la malla gruesa forzados por MASS y ARPEGE.

5.5.4 Predicción de los espectros

En la figura 5.62 se observan los contornos de los espectros escalares medidos y predichos por ambos modelos en las mallas gruesas. Los registros de las boyas presentan valores máximos de $16 \text{ m}^2/\text{Hz}$ mientras que el WAM y SWAN predicen máximos de 12 y $8 \text{ m}^2/\text{Hz}$ respectivamente. Además de la diferencia en magnitud, los modelos presentan el máximo de energía en el primer pico cuando la boya lo hace para el segundo pico y de manera muy puntual. Los modelos presentan aproximadamente la misma estructura siendo el SWAN el que predice menores picos.

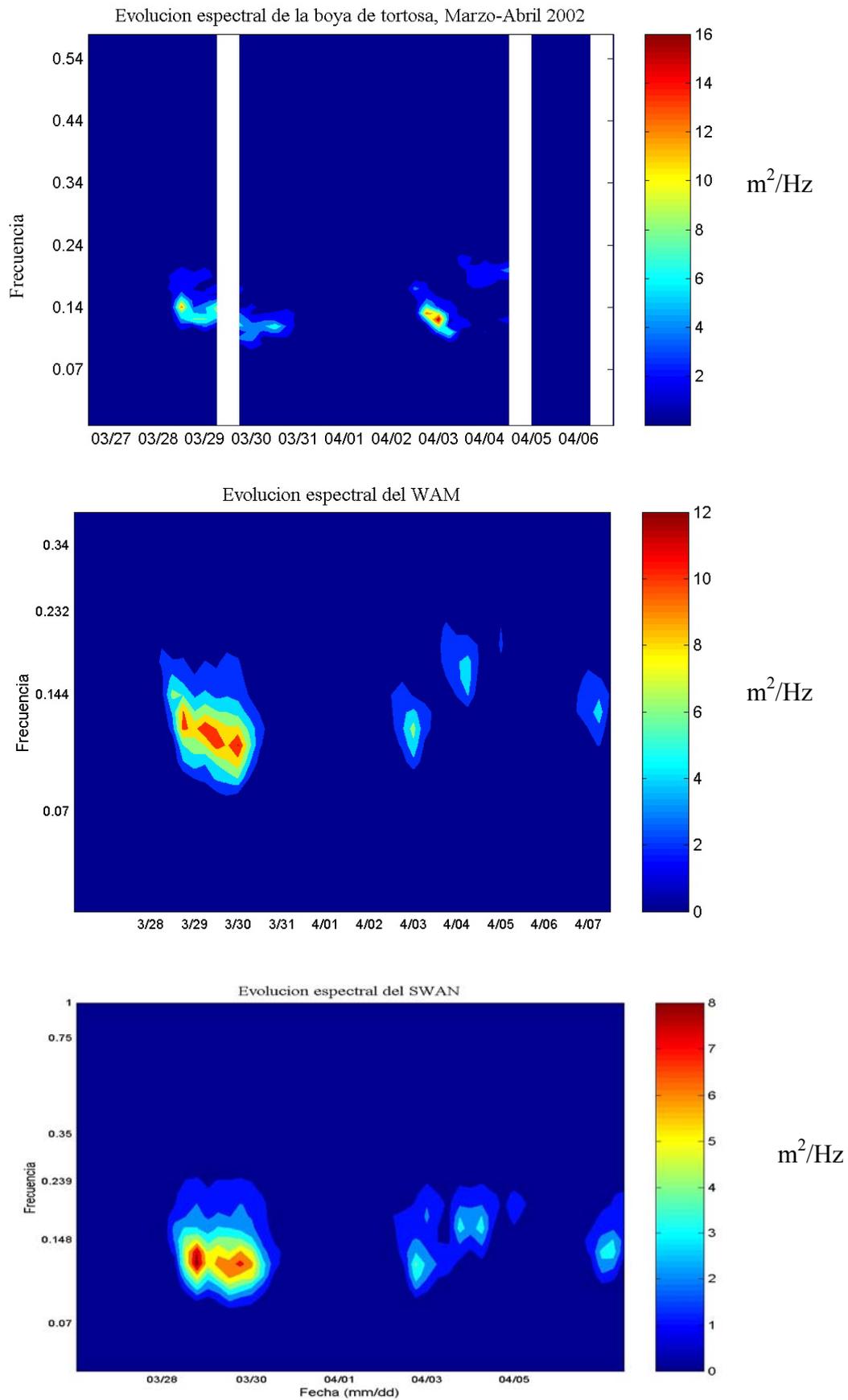


Figura 5.62. Contornos de espectros escalares. Boya, WAM y SWAN.

Espectros frecuenciales y direccionales

Al inicio del primer pico de la tormenta (día 28 a las 6:00) se presenta un espectro unimodal. Los modelos representan de forma precisa la forma del espectro, mostrando una ligera sobrestimación especialmente por el SWAN en bajas y altas frecuencias (Fig. 5.63).

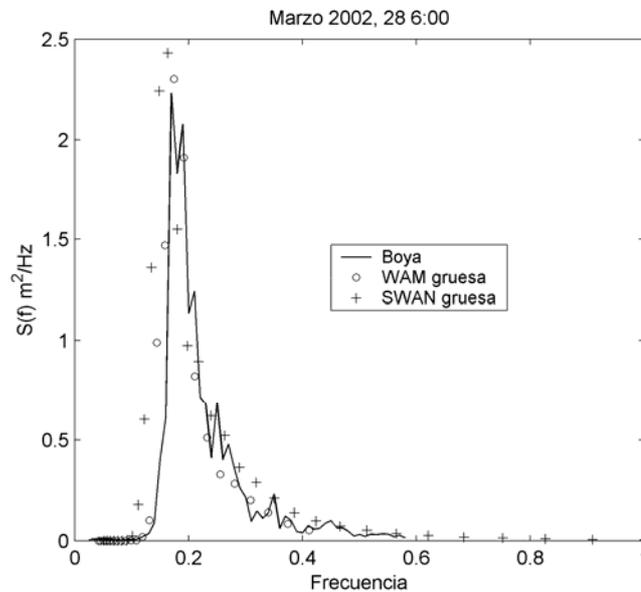


Figura 5.63. Espectros frecuenciales de la boya y los modelos (día 28 a las 6:00).

En este caso el pico del WAM coincide con el pico real, tanto en dirección como en frecuencia (Fig. 5.64). El valor del pico energético en ambos casos también coincide en aproximadamente $2.3 \text{ m}^2/\text{Hz}$. Debe mencionarse que en la predicción no puede observarse la dispersión direccional del oleaje *sea*, aunque el aporte de energía de dicha dispersión es bajo. El SWAN muestra una distribución direccional similar pero un mayor rango de frecuencias.

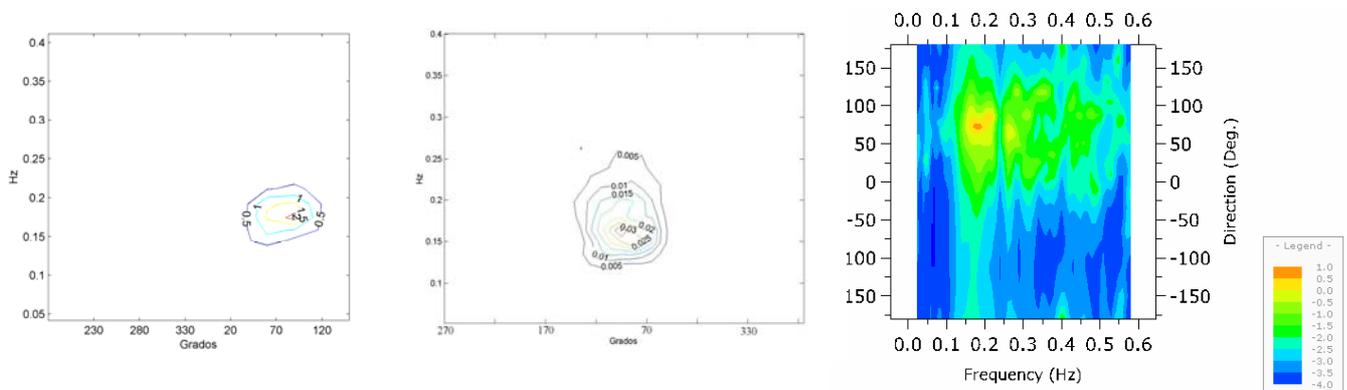


Figura 5.64. Espectro del modelo de predicción: WAM, SWAN y Boya.

En el primer pico de la tormenta (día 29 a las 0:00) los modelos representan adecuadamente los espectros escalares, sobrestimando el pico por el WAM y subestimándolo por SWAN (Fig. 5.65). La forma del espectro es bien predicha sin contar con los picos del espectro, medido que pueden tener orígenes en los errores de muestreo o de cálculo.

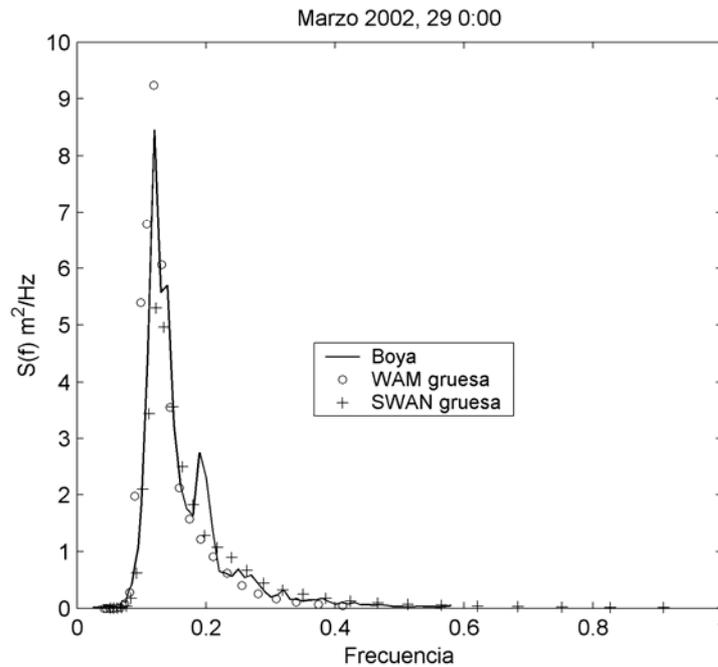


Figura 5.65. Espectros escalares medidos y predichos por WAM y SWAN (día 29 a las 0:00).

La predicción direccional vuelve a ser acertada tanto en dirección, como frecuencia para el pico (Fig. 5.66). Como en el caso anterior, el valor energético predicho se acerca al valor real aunque en este caso tampoco puede observarse la dispersión direccional del oleaje *sea* para frecuencias más grandes que el pico.

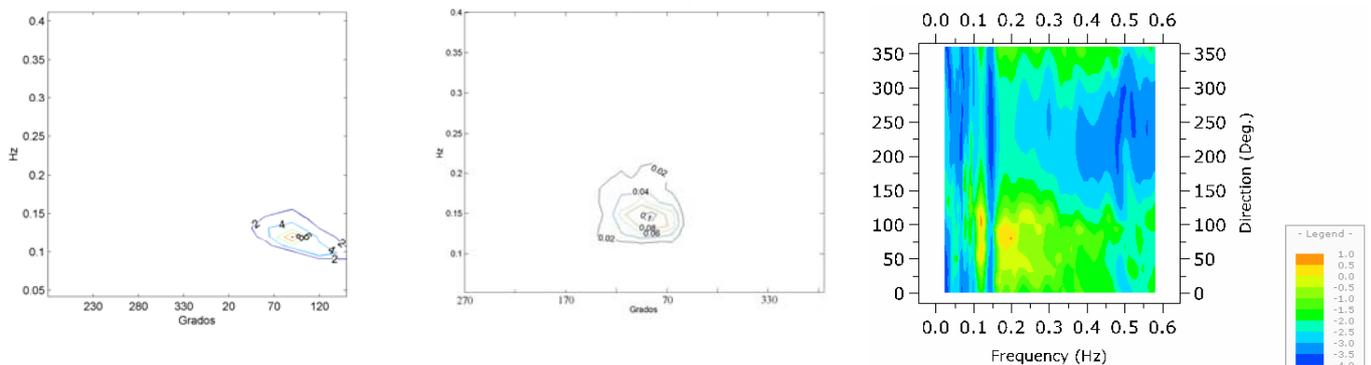


Figura 5.66. Espectro del modelo direccionales del WAM, SWAN y Boya.

Al menguar el primer pico de la tormenta (día 30 a las 6:00) los modelos de oleaje, especialmente el WAM, predicen aceptablemente el pico del espectro aunque se observa una sobrestimación de energía en frecuencias altas (Fig. 5.67). Esto podría indicar una sobrestimación del viento local o subestimación de la rotura. Por otro lado, los espectros direccionales (Fig. 5.68) predichos se adecuan correctamente al observado.

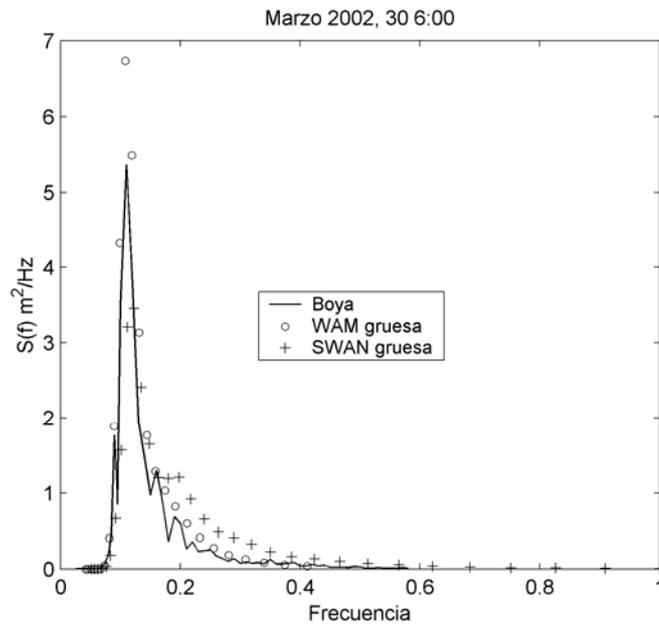


Figura 5.67. Espectros frecuenciales medidos y predichos por WAM y SWAN.

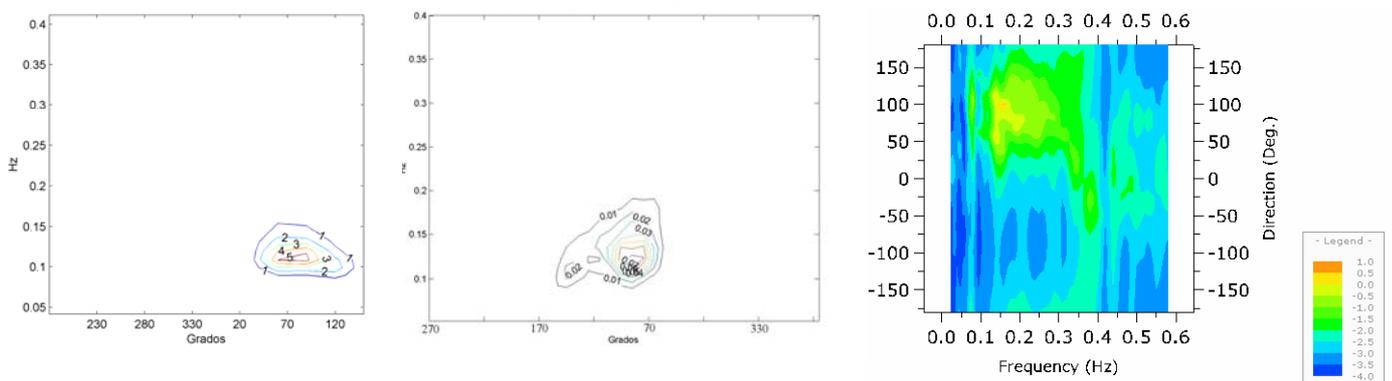


Figura 5.68. Espectros direccionales del WAM, SWAN y Boya.

Al final del primer pico de tormenta (día 31 a las 6:00) el espectro de la boya presenta un pico no predicho por los modelos ni en su intensidad ni frecuencia (Fig. 5.69). Los modelos predicen un espectro ancho, produciendo una sobrestimación de la energía en altas frecuencias, especialmente por el SWAN. Ambos modelos subestiman el periodo pico.

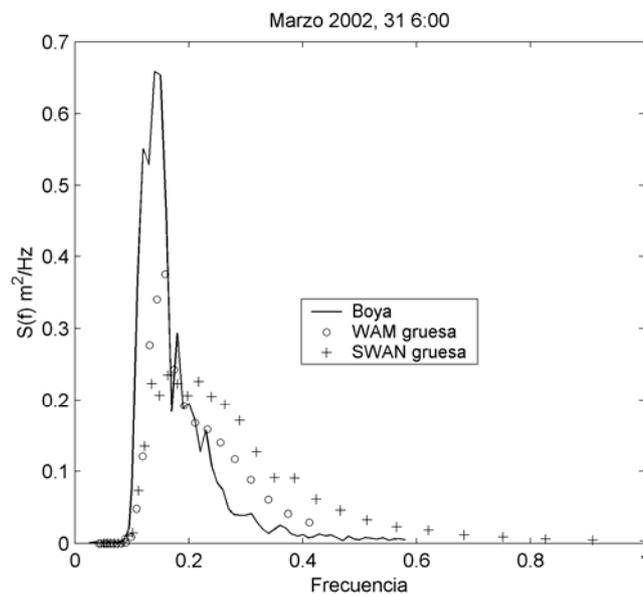


Figura 5.69. Espectros frecuenciales medido y predichos por WAM y SWAN.

Los modelos dan una buena aproximación a la forma espectral direccional medida del oleaje, donde todavía domina el *sea*. En este registro se observa que los valores energéticos son muy bajos y que la predicción se acerca más a la dispersión direccional del oleaje *sea* lejos del pico espectral, hecho que en los registros anteriores para la misma tormenta no sucedía.

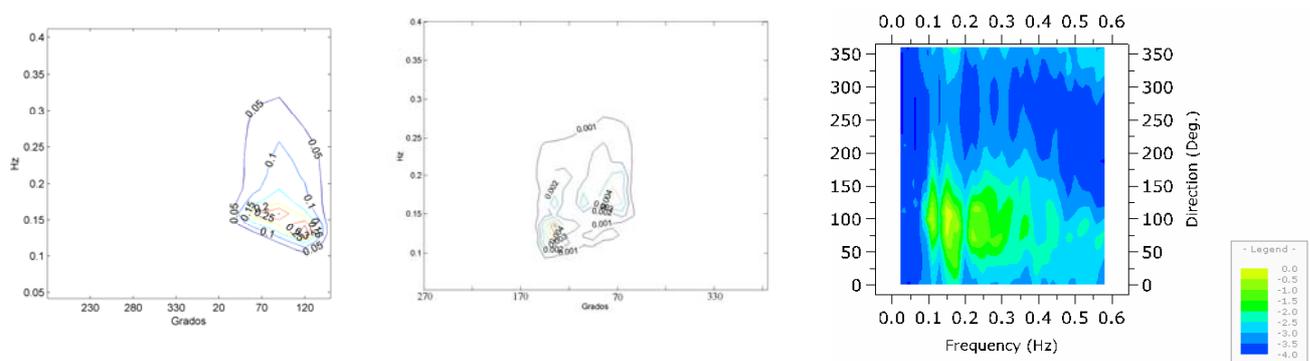


Figura 5.70. Espectros direccionales de WAM, SWAN y Boya.

En el segundo pico de la tormenta (día 4 a las 0:00) hay una mayor presencia de espectros bimodales, como se puede ver en la figura 5.71. El WAM reproduce de manera muy precisa los dos picos que se observan en la boya, y el SWAN, en cambio, identifica los picos pero los reproduce con menor energía.

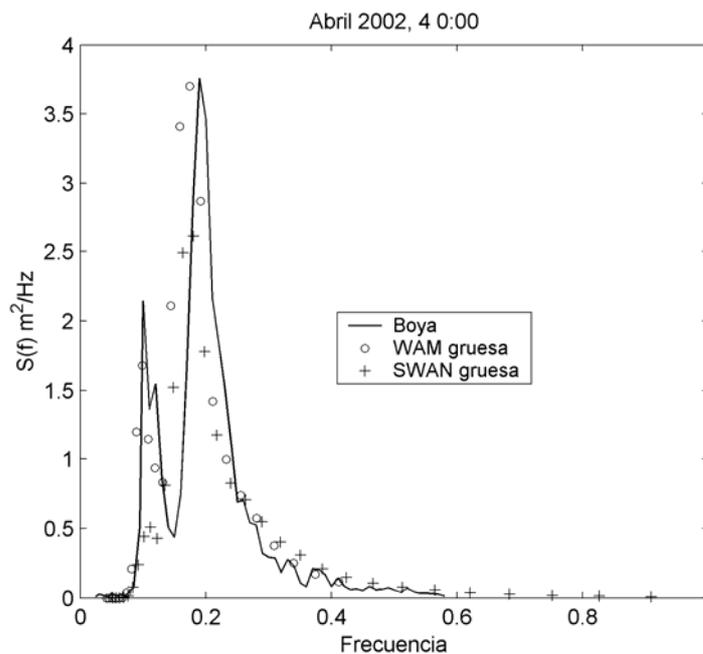


Figura 5.71. Espectros frecuenciales medido y predichos por WAM y SWAN.

La predicción del espectro direccional (Fig. 5.72) es acertada por el WAM, sin embargo, en el espectro del SWAN no se aprecia la bimodalidad direccional. En este caso se observan dos picos, uno es de tipo *swell* siendo el que aporta menor energía, y el otro es de tipo *sea*, siendo el principal. Los aportes energéticos son de $3.76 \text{ m}^2/\text{Hz}$ para el pico *sea* y de $2.2 \text{ m}^2/\text{Hz}$ para el *swell*.

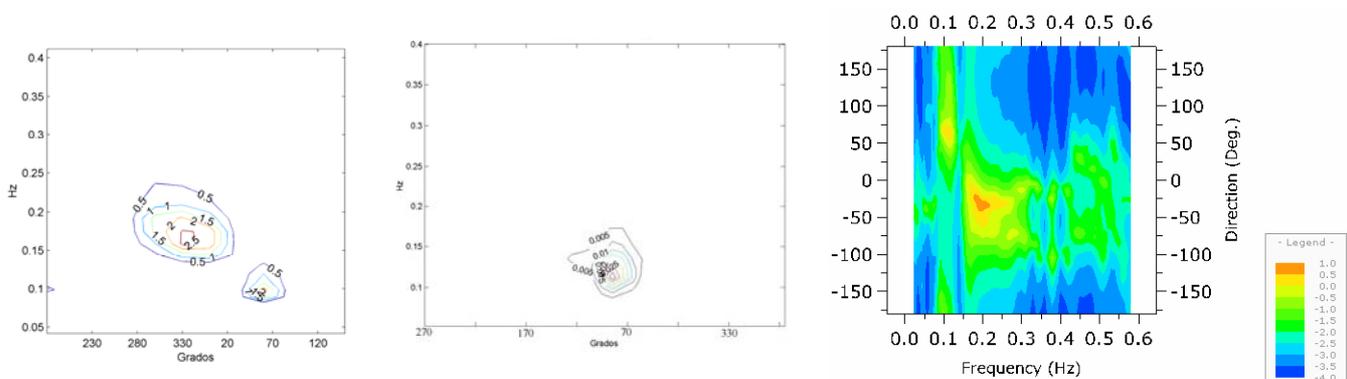


Figura 5.72. Espectros direccionales de WAM, SWAN y Boya.

Al final del segundo pico (día 5 a las 6:00) hay una marcada bimodalidad, hecho que se representa parcialmente en los modelos de menor manera, por una subestiamación del pico de bajas frecuencias y sobrestimación del pico de altas frecuencias (Fig. 5.73).

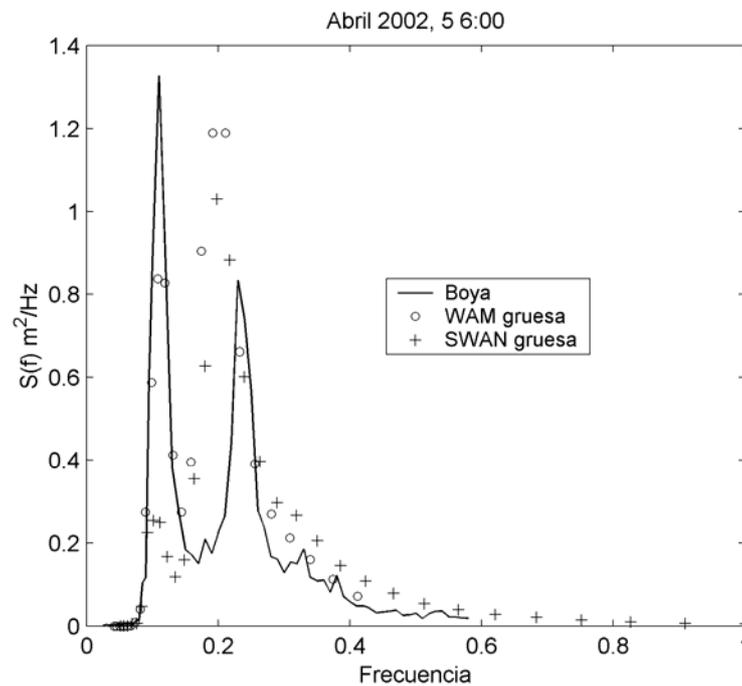


Figura 5.73. Espectros frecuenciales medido y predichos por WAM y SWAN.

Lo anterior se puede apreciar en los espectros direccionales (Fig. 5.74) donde se observa una buena predicción de la forma del espectro. Sin embargo, en la realidad el pico *swell* es más grande que el *sea* aunque la predicción no lo indique de este modo.

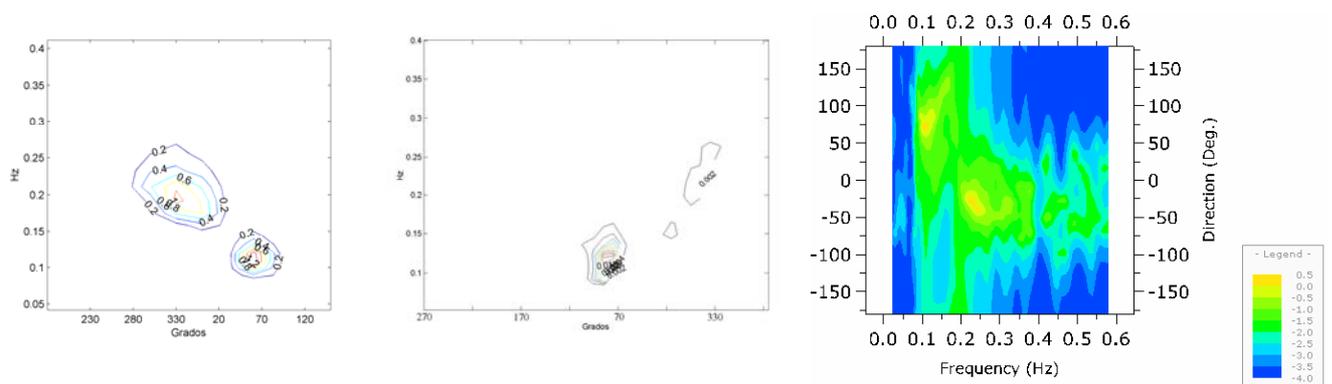


Figura 5.74. Espectros direccionales de WAM, SWAN y Boya.

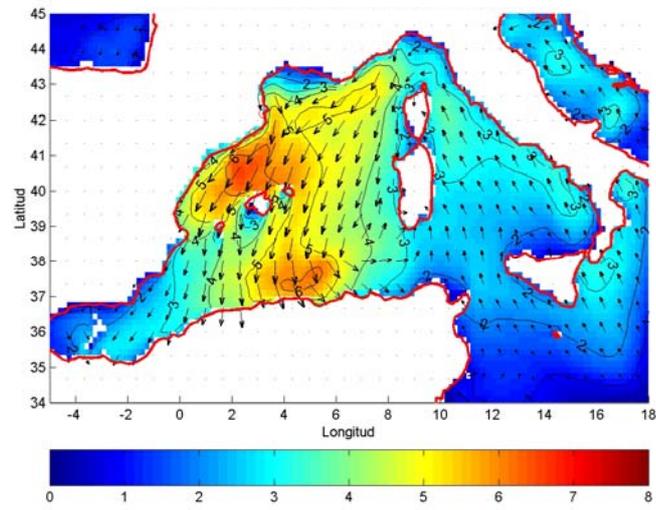


Figura 5.80. Predicción de oleaje con el WAM modificando la malla direccional.

5.8 Análisis del anidamiento en el Mediterráneo noroccidental

Una consideración importante al determinar la resolución espacial dentro de los modelos de oleaje, es la necesidad de resolver adecuadamente la línea de costa, islas y las características batimétricas importantes. Por esto son necesarias altas resoluciones para definir islas, cañones submarinos y cabos, o características peculiares de la línea de costa que pudieran tener un efecto considerable en el modelado del oleaje.

La predicción de oleaje en el Mediterráneo se realiza utilizando una malla gruesa con resolución de 0.166° y una malla anidada con una resolución de 0.083° . Sin embargo no existe evidencia del efecto del anidamiento, y es necesario realizar un estudio del impacto de un anidamiento a esta escala para determinar si es la adecuada o si requiere mayor definición. Para lograr este objetivo se han realizado varias pruebas: una con la malla “anidada” (media) y otras con mallas “finas” ubicadas en la zona del delta del Ebro.

La primera prueba consistió en realizar pases anidados utilizando vientos de la malla gruesa y con esto eliminar el efecto de la modificación de los vientos anidados del modelo MASS. Se realizaron pruebas con las tormentas de Noviembre 2001 y Marzo-Abril 2002 con ambos modelos (WAM y SWAN) resultando que la predicción de la malla media fue similar a la malla gruesa. La mejora en la resolución de la batimetría y línea de costa que se puede alcanzar con la malla media produjo sólo una modificación notable para los picos y no siempre mejorando la predicción en la posición de las boyas (Fig. 5.81). De hecho, por la posición de las boyas (aguas profundas) era de esperarse que el anidamiento no fuera por si sólo una mejora en la predicción, si no una mejora por la mejor resolución de los vientos.

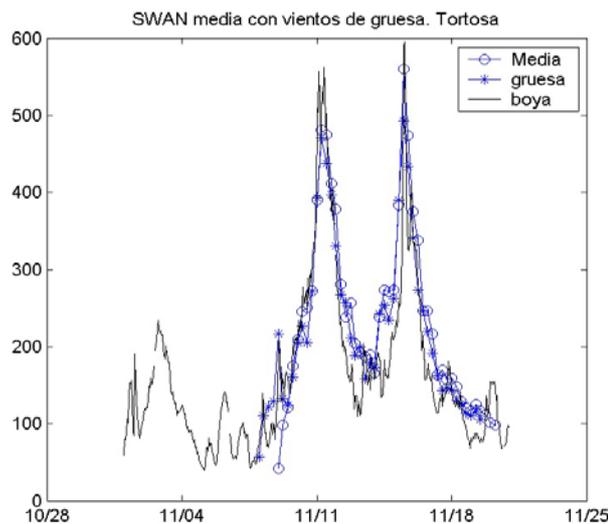


Figura 5.81. Serie de tiempo de mediciones y predicciones con malla gruesa y media utilizando vientos interpolados.

Ante estos antecedentes se planteó la posibilidad de que realizando un anidamiento directo de la malla gruesa a una malla de mayor resolución que la “anidada” podría producir una mejora por la mejor consideración de la línea de costa (definición del *fetch* para casos de Mestral) y una mejora en la definición del viento. Así se lograría un progreso en la predicción de procesos como los que producen los espectros bimodales en el delta del Ebro. En este caso “alta resolución” se refiere a una resolución que permita delinear la línea de costa de mejor manera y con esto definir el *fetch* (de tierra a la boya) que se produce con los vientos Mestrales locales del delta del Ebro.

Se han utilizado 3 mallas “finas”. La primera con los límites en 40N, 41.5N, 0.0E y 2E (Fig. 5.82) con resolución de 5 minutos (0.0833° o aproximadamente 7 km); otra con límites en 40N, 41.5N, 0.5E y 1.5E con resolución de 5 minutos y una tercera con límites en 40N, 41.5N, 0.0E y 1.5E de 1 minuto (0.0167° o aproximadamente 1.4 km) de resolución. Utilizando el modelo SWAN en su formato estándar se generaron condiciones de contorno para las mallas finas en el periodo de la tormenta de Noviembre 2001. Para forzar las mallas finas se utilizaron los vientos de la estación meteorológica de Illa de Buda y se evaluaron los resultados por medio de series de tiempo y por los espectros frecuenciales. El objetivo no fue realizar un estudio cuantitativo si no cualitativo del efecto del anidamiento a esta escala y la utilización de vientos medidos en vez de vientos predichos.

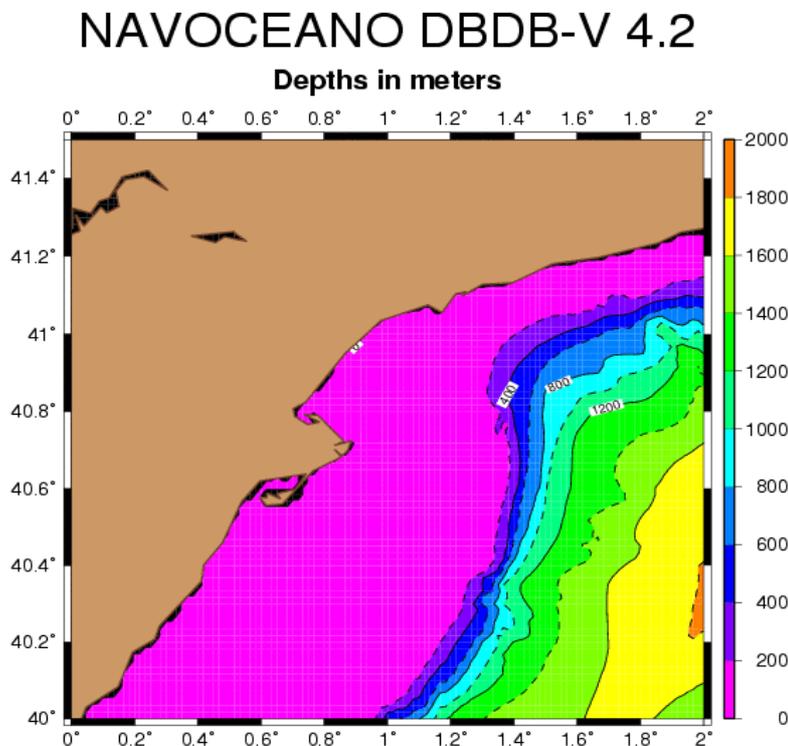


Figura 5.82. Batimetría utilizada para una de las mallas “finas”.

La primera malla (40N, 41.5N, 0.0E y 2E con resolución de 5 minutos) muestra una mejora en la simulación de espectros bimodales en el crecimiento y relajación de los picos pero no en los puntos máximos de las tormentas. La altura de ola se reduce (Fig. 5.83) mejorando la predicción de las calmas pero no de los picos. Los espectros en los máximos de los picos no se mejoran ya que en estas condiciones el *swell* es dominante el cual es condicionado por la malla gruesa, la malla pequeña mejorara las condiciones de *sea* además de mejorar la resolución en la batimetría y línea de costa. Esta misma malla fue utilizada utilizando el modelo sin considerar la rotura (*Withcapping*). Esto mejoró la predicción de altura significativa respecto a la prueba anterior ya que disminuyó la pérdida de energía. Los espectros se presentan más anchos y con mayor energía en la zona de altas frecuencias (mayor desarrollo del *sea*). Se realizó una tercera prueba con esta malla empleando para la malla gruesa un factor de 1.1 sobre los vientos ya que como se ha discutido el viento podría ser subestimado sobre el océano. Esto tuvo un impacto fuerte en la malla gruesa y en la fina. En la gruesa la predicción en Tortosa fue mejorada considerablemente, siendo los picos predichos con mucha precisión a pesar de que se observa una sobrepredicción en el periodo de calmas entre picos. Para el resto de las posiciones la malla gruesa produjo una sobrepredicción considerable. El efecto de esto en la malla pequeña fue mejorar la predicción de la altura de ola respecto a la original pero la precisión no fue comparable con la serie de tiempo de la malla gruesa. En los espectros se observa un aumento considerable en el pico del *swell* que se aproxima más al observado pero una disminución en el del *sea*.

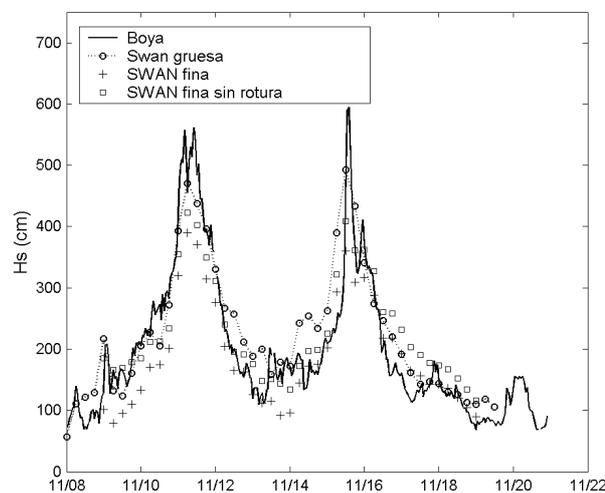


Figura 5.83. Serie de tiempo de medida y predicciones del SWAN en diferentes mallas.

5.6 Análisis estadístico de un periodo invernal

Con la finalidad de comparar y evaluar el comportamiento de los modelos, además de los realizados para las tormentas extremas de Noviembre 2001 y Marzo-Abril 2002, se implementó el modelo SWAN para realizar predicciones operacionales. Así se compararon los modelos en un periodo largo de tormentas no extremas para el periodo invernal de 10/Dic/2002 al 23/Ene/2003. Con esto se pretende ampliar el rango de condiciones utilizadas para estudiar el comportamiento de ambos modelos en el Mediterráneo. Se han realizado las comparaciones solamente utilizando la malla gruesa y utilizando como mínimo de tormenta el valor de 150 cm y duración mínima de 6 horas. Las series de tiempo de mediciones y predicciones se observan en las figuras 5.75 a 5.78.

La altura máxima registrada en Rosas y el Llobregat se presenta durante las 18 horas del día 10/12/2002 mientras que para Blanes y Tortosa durante el día 7/1/2003. El máximo observado ocurrió en Rosas siendo Hs de 4 m. Los modelos de predicción se comportaron de manera diferente dependiendo de la localización. En el Llobregat se observa un comportamiento similar entre los modelos y por lo general sobrestimando la altura de ola. En Rosas las series de tiempo se separan más claramente siendo la altura de ola sobrestimada por el modelo SWAN excepto para el pico mostrado por la boya el 6/1/2003. Se observa un periodo de sobrestimación por el WAM y otro de subestimación. En Blanes al igual que en el Llobregat los modelos presentan series muy similares y bastante cerca de los registros de la boya con excepción del periodo entre el 10/1/2003 y 13/1/2003. En Tortosa se observa una ligera separación entre las series de tiempo de los modelos notando siempre una Hs mayor por SWAN. El WAM se acerca más a la serie de tiempo registrada por la boya.

El WAM mostró en todas las posiciones subestimación de tormentas y sobrestimación de calmas exceptuando en Rosas donde se registraron las peores predicciones debido a su posición “protegida” dentro de la bahía y a las escalas espaciales y temporales de los modelos. Los eventos de tormenta fueron registrados mejor en el Llobregat mientras que las calmas fueron en Blanes y Tortosa. El SWAN mostró menores RMSE para las condiciones de tormenta y sobrestimaciones para la mayoría de los casos tanto en calma como tormenta. Los mayores RMSE y Bias se observaron en Rosas.

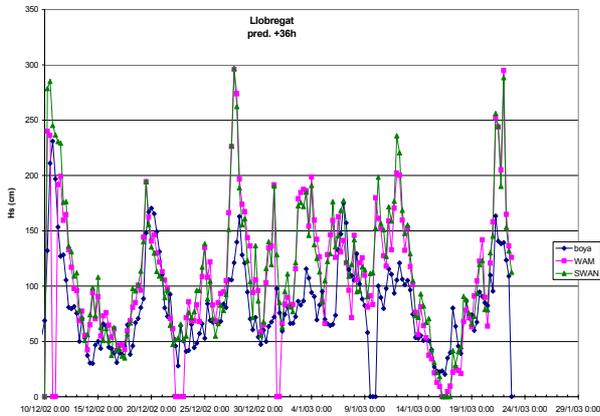


Figura 5.75. Serie de tiempo en Llobregat.

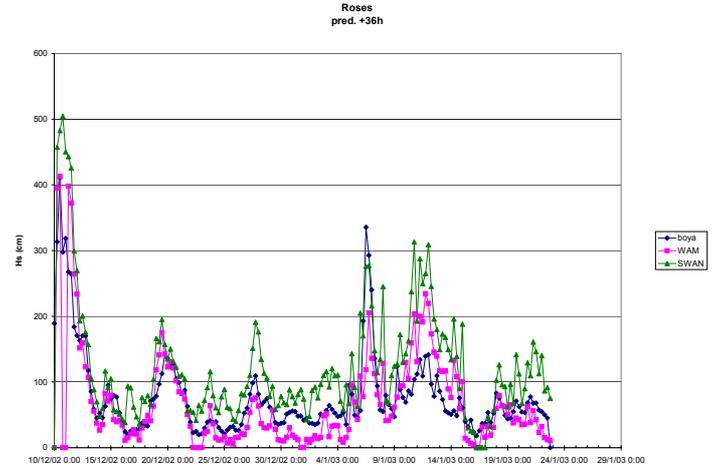


Figura 5.76. Serie de tiempo en Rosas.

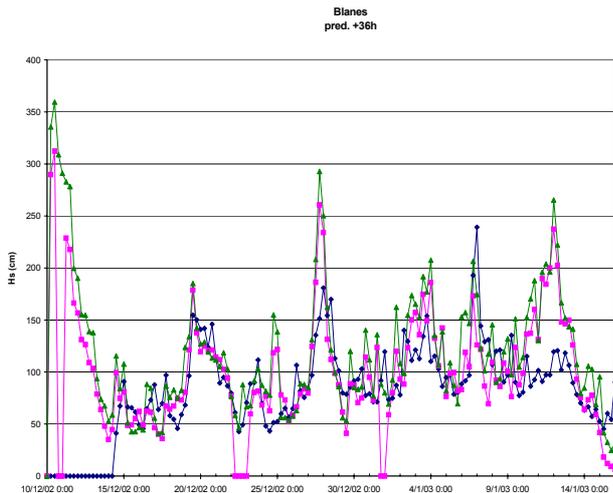


Figura 5.77. Serie de tiempo en Blanes.

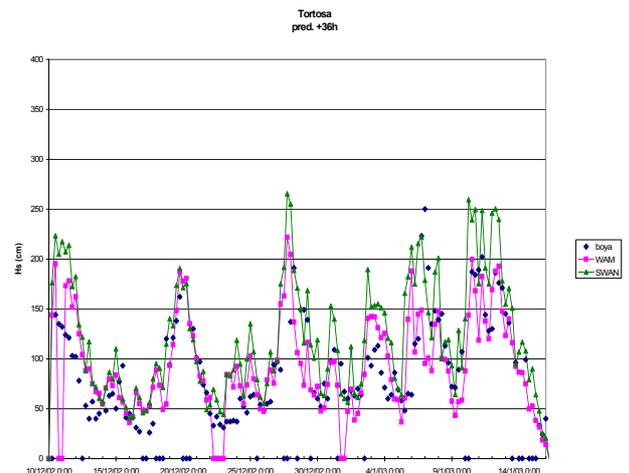


Figura 5.78. Serie de tiempo en Tortosa.

La tabla 5.9 muestra las estadísticas de los dos modelos. Se han evaluado los datos en conjunto, y separándolos por tormentas y calmas en cada boya. Ya que los datos en calmas conforman la mayoría, estas tendrán mayor peso en la evaluación global. Sin embargo, es importante observar los comportamientos de los modelos en las tormentas ya que son los eventos de importancia y de interés al realizar una predicción operativa.

Tortosa

Comparando el WAM y SWAN en toda la serie de tiempo se muestra un comportamiento general mejor para el WAM, teniendo menos RMSE y menor Bias. Sin embargo, al separar la serie de tiempo en tormentas y calmas la estadística es diferente. Para las tormentas el SWAN mostró menor error, bias y dispersión. Durante calmas el comportamiento se invierte mostrando estadística más favorable el WAM. En general el WAM mostró una tendencia a sobrepredecir las calmas y subpredecir las tormentas, mostrando errores mayores durante las tormentas. El SWAN muestra errores más uniformes para calmas y tormentas mostrando un mejor comportamiento para condiciones de tormenta.

Blanes

En Blanes el comportamiento de los modelos es similar al de Tortosa. Sin embargo, el SWAN incluso en tormentas muestra un error similar al WAM pero un bias de mayor magnitud. La tendencia del WAM es de subestimar tormentas y sobrestimar calmas mientras que el SWAN sobrestima ambas. En general el WAM mostró un mejor comportamiento.

Rosas

En la posición de Rosas es donde los modelos muestran mayores diferencias estadísticas y visuales en el gráfico de la serie de tiempo. Es en esta posición donde el SWAN muestra mayores errores, teniendo valores de Bias de hasta 70 y RMSE de 107. Por el contrario, el WAM, mostró un comportamiento más estable en comparación con las otras boyas, muestra subestimación incluso para periodos de calma. El índice de dispersión (SI) durante las tormentas fue muy similar para ambos modelos pero la del SWAN se elevó considerablemente durante periodos de calmas.

Llobregat

En el Llobregat los patrones son muy similares a Tortosa y Blanes, pero en este caso el SWAN tiene menor error que el WAM durante las calmas y viceversa durante tormentas. El WAM continúa subestimando tormentas y sobrestimando calmas. El SWAN, en contraste con otras posiciones, muestra subestimación de tormentas en las predicciones realizadas a +12 y +24.

Boya, periodo y horizonte temporal utilizado		WAM					SWAN					
		Corr.	RMSE	%	Bias	SI	Corr	RMSE	%	Bias	SI	
TORTOSA	Todo	+36	0.687	37.28	41	4.15	0.408	0.764	48.48	54	29.96	0.535
		+24	0.741	32.95	36	0.42	0.362	0.797	35.98	40	14.23	0.397
		+12	0.783	30.94	34	0.98	0.343	0.702	40.95	46	-7.62	0.455
	Tormenta	+36	-0.504	66.49	34	-41.77	0.339	-0.180	49.7	25	16.86	0.254
		+24	-0.572	57.48	29	-39.93	0.293	-0.095	42.67	22	7.7	0.218
		+12	0.006	48.08	25	-36.67	0.245	0.603	51.3	26	-17.78	0.262
	Calmas	+36	0.677	33.49	41	8.21	0.408	0.722	48.38	59	31.05	0.592
		+24	0.706	29.91	36	3.9	0.364	0.733	35.36	43	14.78	0.432
		+12	0.746	29.03	36	4.17	0.357	0.584	40	49	-6.79	0.491
LLOBREGAT	Todo	+36	0.749	48.74	58	29.89	0.585	0.745	46.77	54	28.77	0.536
		+24	0.733	44.19	53	25	0.529	0.683	41.69	48	16.59	0.478
		+12	0.788	41.97	50	24.19	0.499	0.587	40.54	47	-5.4	0.468
	Tormenta	+36	0.679	28.86	17	-8.59	0.168	0.709	43.59	24	10.09	0.241
		+24	0.613	27.35	15	-16.74	0.154	0.809	28.75	16	-11.14	0.159
		+12	0.835	17.81	10	-11.29	0.098	0.579	74.53	41	-66.14	0.412
	Calmas	+36	0.78	49.45	62	31.62	0.623	0.733	46.92	57	29.69	0.568
		+24	0.763	44.88	57	27.14	0.57	0.662	42.22	51	17.93	0.511
		+12	0.818	42.94	55	26.22	0.547	0.620	38.16	46	-2.5	0.465
BLANES	Todo	+36	0.606	37.4	40	7.4	0.396	0.608	44.4	48	19.75	0.476
		+24	0.624	36.46	38	4.44	0.384	0.595	43.07	46	9.99	0.46
		+12	0.619	38.68	41	4.45	0.41	0.478	47.29	50	-9.83	0.502
	Tormenta	+36	-0.245	63.81	37	-5.02	0.366	-0.047	63.86	37	17.74	0.367
		+24	-0.219	55.15	32	-6.97	0.317	-0.021	62.69	36	6.33	0.36
		+12	-0.025	47.78	27	-6.69	0.274	0.468	57.11	33	-24.54	0.328
	Calmas	+36	0.573	34.85	39	8.26	0.392	0.544	42.81	49	19.88	0.486
		+24	0.582	34.79	39	5.24	0.389	0.538	41.44	47	10.23	0.469
		+12	0.566	37.96	43	5.24	0.427	0.363	46.56	52	8.84	0.524
ROSAS	Todo	+36	0.831	41.79	54	-4.77	0.543	0.861	63.69	86	45.55	0.864
		+24	0.797	42.5	56	-5	0.556	0.84	56.64	76	34.41	0.761
		+12	0.859	35.08	45	-6.72	0.455	0.718	49.08	66	11.48	0.661
	Tormenta	+36	0.549	98.88	40	-9.75	0.405	0.743	107.36	42	70.01	0.425
		+24	0.506	91.71	39	-28.09	0.394	0.763	84.46	34	39.26	0.34
		+12	0.804	69.09	27	-46.18	0.273	0.838	72.71	29	-43.21	0.292
	Calmas	+36	0.778	32.55	52	-4.34	0.52	0.702	58.63	100	43.53	0.995
		+24	0.765	34.67	56	-2.88	0.558	0.696	53.51	91	33.99	0.906
		+12	0.782	30.41	50	-2.88	0.496	0.45	46.46	79	16.24	0.786

Tabla 5.9. Estadísticas para las predicciones del periodo invernal. Correlación (Corr), Error cuadrático medio absoluto (RMSE), RMSE en porcentaje, Bias e Índice de esparcimiento (SI) para el WAM y SWAN utilizando los horizontes temporales de +12, +24 y +36.

5.7 Efecto de las islas en las predicciones de oleaje en el Mediterráneo

En el Mediterráneo noroccidental la presencia de las islas Baleares, Córcega y Cerdeña producen un efecto barrera que por sus dimensiones pueden ser de importancia para la predicción de oleaje en la zona. *Dalrymple et al. (1984)* menciona que en islas “pequeñas” el efecto de la sombra puede notarse hasta distancias 10 veces el ancho de la isla.

Pawka (1983) analiza observaciones de las sombras de las islas en espectros direccionales de las costas de California. Los resultados muestran que las islas restringen los espectros a ciertas frecuencias. Una aproximación unimodal de espectros direccionales cerca de islas, es generalmente no adecuado para predicción de oleaje. *Pawka et al. (1984)* realizan un experimento para evaluar un modelo numérico alrededor de las islas del sur de California considerando el bloqueo y la reflexión. El modelo concuerda con las mediciones únicamente en un rango limitado de frecuencias.

Las “sombras” de las islas limitan parcialmente la energía de las olas que les llega y que es disipada en la zona de *surf* o reflejada. Sin embargo, existen procesos que pueden llevar energía a estas zonas protegidas. Estos procesos incluyen la refracción, difracción, interacciones ola-corriente y efectos no lineales.

La generación local de olas de alta frecuencia, generalmente complican la identificación del efecto de sombra de las islas y muchas veces, crean picos en el espectro en los sectores de dirección en que son bloqueados por las islas. Formas complicadas de los espectros direccionales pueden ser esperadas en complejas situaciones ambientales. Por esto son necesarios métodos que estimen los espectros con una alta resolución.

Errores en la propagación del oleaje debido a la discretización de las frecuencias y direcciones generan el llamado “*Garden Sprinkler Effect*” (GSE) que se ve incrementado en una mala resolución espectral con fuertes vientos y altas resoluciones espaciales. El GSE se observa en los mapas de periodo pico ya que es el periodo el más afectado por este error numérico. (*Tolman, 2002b*).

Las islas presentan una fuente de errores locales en los modelos de predicción de oleaje, *Tolman (2003b)* implementa una metodología para considerar el bloqueo por las islas en los modelos globales de predicción para casos donde las islas no son definidas de ninguna manera por el modelo. La mejora observada con esta metodología fue evidente en las cercanías de las islas reduciendo el bias y RMSE. Para el caso del Mediterráneo, las islas sí son representadas por la resolución de la batimetría por lo que el problema se reduce a la mejora en la propagación del oleaje alrededor de dichos nodos y evitar efectos como el GSE.

Hasta ahora el modelo WAM se ha utilizado de manera operacional con una resolución de 30 grados (12 bins) y 25 frecuencias. La discretización en grados se inicia en los 0° con lo que la frontera de cada tres secciones coincide con la dirección de los ejes de la malla y en algunos casos con las direcciones de viento de Tramuntana y Levante. En dichas condiciones el modelo presenta “irregularidades” con la presencia de las islas, generando sombras homogéneas y físicamente poco reales que se prolongan hasta la costa de África (Fig. 5.79) para el caso de Tramuntana o la costa española para el caso de Levante

Para resolver esta deficiencia se han realizado pruebas para la tormenta de noviembre. Se ha rotado la discretización de los grados por 15° para evitar los solapes. La figura muestra que con dicha rotación el efecto se difumina generando así una imagen aceptable (Fig. 5.80).

Además de la mejora de la predicción en presencia de las islas, la rotación de la discretización no mostró otras variaciones y presentó la misma distribución espacial que el modelo con la discretización original. En cuanto a las series de tiempo, ninguno de los parámetros (H_s , T_z , Dir) en las boyas costeras mostraron diferencias significativas. Las diferencias pueden ser encontradas cerca de las islas lo que debe de ser validado con mediciones para la evaluación del modelo en estas zonas.

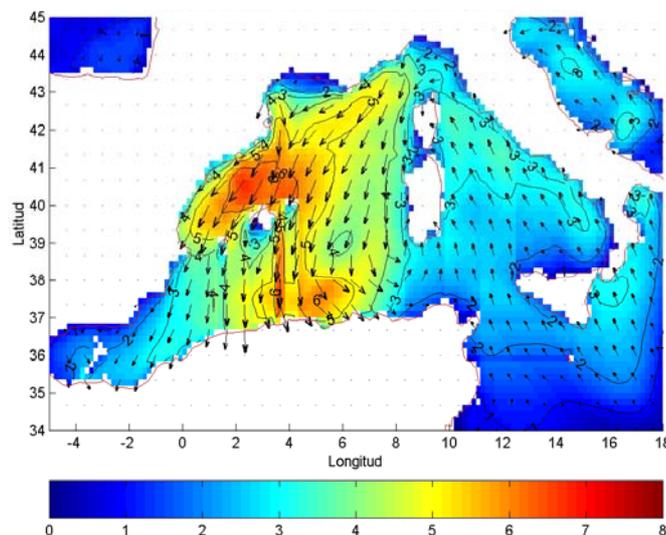


Figura 5.79. Predicción de oleaje con el modelo WAM con la resolución espectral original.

La segunda malla (40N, 41.N, 0.5E y 1.5E con resolución de 5 minutos) muestra los mismos resultados que la malla pequeña anterior considerando todos los procesos. La eliminación de la rotura por viento produjo un aumento de la altura de ola debida al aumento de la energía de las frecuencias altas.

La tercera malla (40N, 41.5N, 0.0E y 1.5E de 1 minuto de resolución) muestra que al utilizar una zona más pequeña los vientos medidos influyen menos que las condiciones de los vientos de la gruesa y la altura de ola no disminuye tanto como en las mallas anteriores (Fig. 5.84). Se reproducen mejor los espectros bimodales reduciendo el *swell* y aumentando el *sea* excepto en los picos de la tormenta. La prueba sin rotura por viento, muestra una mejora debida al aumento de energía en zona de altas frecuencias y con ello al aumento de la altura de ola. Comparando con la serie de tiempo de la malla gruesa, sólo en las “calmas” es donde se produce una mejora en la predicción de Hs, aunque en los pico se produce una mayor subestimación. En los espectros se observa la bimodalidad especialmente al no considerar la rotura por viento.

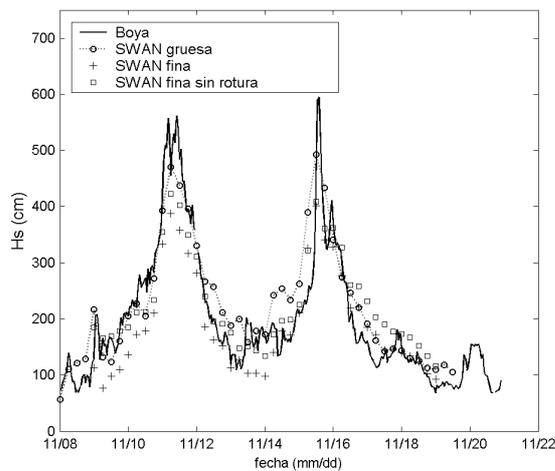


Figura 5.84. Serie de tiempo de medida y predicciones del SWAN en diferentes mallas.

5.9 Implicaciones de características espectrales para la predicción de oleaje en el Mediterráneo

Aportación de energía de los picos secundarios del espectro respecto al pico principal

Hasta ahora se ha hablado de la presencia de espectros bimodales en la costa catalana pero no se ha cuantificado su importancia. En la sección 5.8 se ha mencionado el anidamiento y su posible influencia en la predicción de espectros bimodales. En esta sección se realizará una aproximación del valor relativo del pico secundario y sus posibles implicaciones para la predicción de oleaje. Los datos utilizados serán los de la boya direccional de Tortosa.

En el primer pico de la tormenta de noviembre del 2001, que es donde este tipo de espectro tiene más relevancia, se observa la presencia principalmente, de un pico *swell* (con frecuencia menor a 0.15 Hz) que está alrededor de 0.1 Hz y con una dirección de 75°, mientras que el pico *sea* se observa (por encima de 0.15 Hz) alrededor de 0.21 Hz y con una dirección de 335°, (ω_{pico2} , θ_{pico2}) = (0.21 Hz, 335°). Se puede observar que ambos picos pueden tener alguna variación de frecuencia y/o dirección a lo largo de los registros, ya que los valores anteriores son valores promedio de la orientación y la frecuencia de ambos picos. El valor crítico de 0.15 Hz ha sido tomado después de analizar los diferentes espectros como valor de separación de altas frecuencias, asociadas a oleaje *sea*, y de bajas frecuencias, asociadas a oleaje *swell*.

El objetivo ahora es demostrar la importancia de picos no principales. Tomando los diferentes picos energéticos diferenciando entre el principal (suele ser *swell*) y el secundario (*sea*) se obtiene la figura 5.85. En muchos casos en la costa catalana y en particular en la zona del delta del Ebro el oleaje *sea* puede ser de NE y coexistir con un *swell* de E. Esto indica un viento local de Mestral el cual no siempre es bien representado por los modelos atmosféricos de mesoescala.

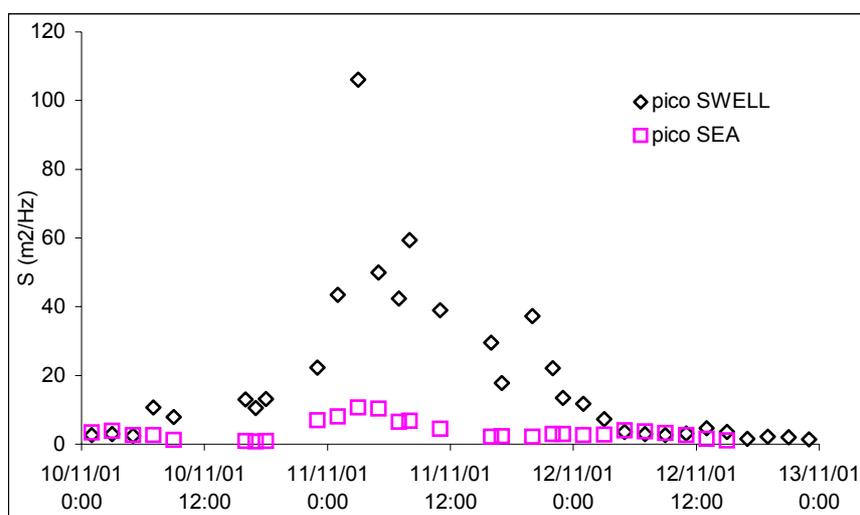


Figura. 5.85. Evolución temporal de la relación oleaje *swell* – oleaje *sea* en el primer pico de la tormenta.

En la figura 5.85 se puede observar la evolución energética en el primer pico de la tormenta. Se distinguen los registros con una clara bimodalidad. La tendencia bimodal se presenta en el inicio de la tormenta donde ambos picos presentan una densidad energética de valor similar. Para poder observar dicha relación se presentan la relación energética entre el pico *swell* y el *sea* para el inicio del día 10 de noviembre en la tabla 5.10. Se aprecia que hacia el final de este día el pico *sea* disminuye su aporte en relación con el *swell*.

Fecha y hora	$\% = \frac{S_{pico\ sea}}{S_{pico\ swell}} \cdot 100$
10/11/01 1:00	125.47
10/11/01 3:00	128.72
10/11/01 5:00	107.47
10/11/01 7:00	24.89
10/11/01 9:00	15.00
10/11/01 16:00	7.65
10/11/01 17:00	6.68
10/11/01 18:00	7.61

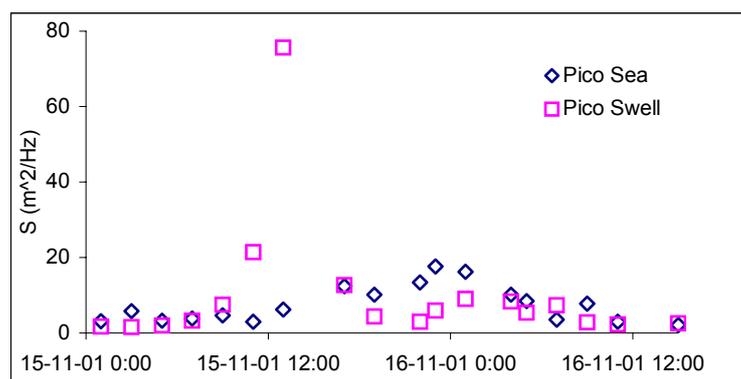
Tabla 5.10 Relación pico *sea* – pico *swell*.

Hay que destacar que, aunque el oleaje tipo *swell* aporta más energía que el oleaje *sea*, la densidad energética de este último puede llegar a ser un 32% de la energía que aporta el *swell* (este es el caso del registro de las 23:00 horas del día 11, momento en el que se produce el máximo de la tormenta). Las relaciones entre ambos picos aparecen en la tabla 5.11. En los últimos registros la energía de ambos picos mengua y ambos llegan a tener una relación próxima a la unidad.

Fecha y hora	$\% = \frac{S_{pico\ sea}}{S_{pico\ swell}} \cdot 100$
10/11/01 23:00	31.49
11/11/01 1:00	18.63
11/11/01 3:00	9.99
11/11/01 5:00	20.67
11/11/01 7:00	15.24
11/11/01 8:00	11.43
11/11/01 11:00	11.58
11/11/01 16:00	7.45
11/11/01 17:00	13.03
11/11/01 20:00	5.81
11/11/01 22:00	13.13
11/11/01 23:00	22.01
12/11/01 1:00	22.31
12/11/01 3:00	38.24
12/11/01 5:00	114.90
12/11/01 7:00	122.48
12/11/01 9:00	124.22
12/11/01 11:00	83.62
12/11/01 13:00	32.67
12/11/01 15:00	31.67

Tabla 5.11. Relación pico *sea* – pico *swell*.

El segundo pico de la tormenta de noviembre del 2001 está caracterizado por un oleaje *sea* aunque la máxima aportación energética la produce un oleaje *swell*. Se observa en la figura 5.86 que, a parte del breve periodo donde el *swell* llega a tener máximos alrededor de $80 \text{ m}^2/\text{Hz}$, el oleaje *sea* y *swell* tienen una aportación similar a lo largo del temporal.

Figura 5.86. Evolución temporal de la relación oleaje *swell* – oleaje *sea* en el segundo pico de la tormenta de noviembre.

El segundo pico de la tormenta de Marzo-Abril 2002 se caracteriza en gran parte por un oleaje tipo II-1. Tomando los diferentes picos energéticos diferenciando entre el pico principal y el secundario se obtiene la figura 5.87:

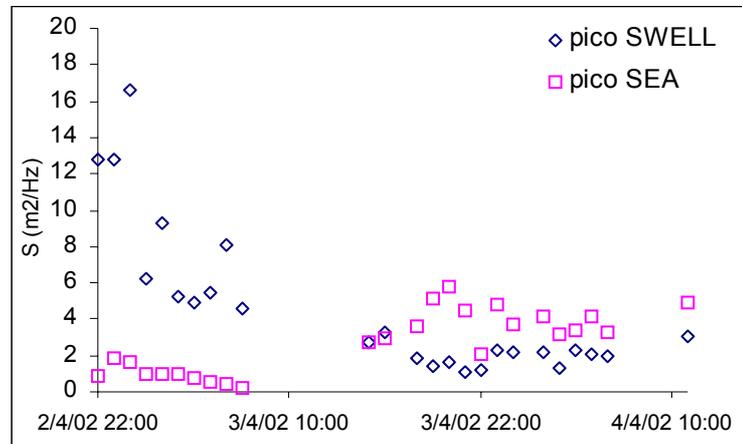


Figura 5.87 Evolución temporal de la relación oleaje *swell* – oleaje *sea* en el primer pico de la tormenta de Marzo-Abril.

Los registros entre las 7:00 horas y las 15:00 horas del día 3 de abril presentan distorsiones. Se observa que la aportación del pico *sea* es mínima en el inicio del pico pero que en la evolución del temporal dicho oleaje presenta una aportación superior al pico *swell*.

Para reflejar la aportación del oleaje secundario frente a la aportación del oleaje principal se valora el porcentaje unitario del segundo pico de la densidad energética frente al pico principal obteniendo la figura 5.88.

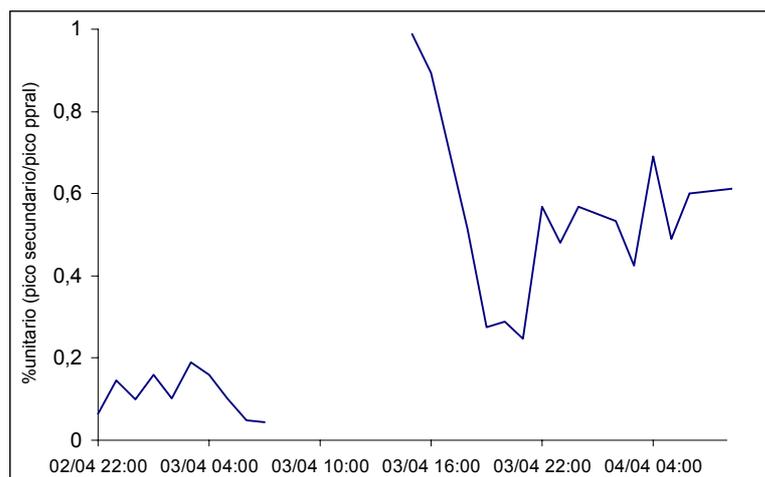


Figura 5.88. Aportación del pico secundario frente al pico principal.

En el inicio, el oleaje secundario presenta una aportación débil respecto al principal pero al inicio del día 3 de abril la aportación experimenta un crecimiento llegando a ser prácticamente igual para el registro de las 15:00 horas. La aportación se mantiene alta para el resto de los registros hasta el final del periodo considerado como segundo pico de la tormenta de Marzo-Abril.

Aplicabilidad de espectros paramétricos para la costa catalana

Desde un punto de vista ingenieril, se han utilizado tradicionalmente los espectros paramétricos para describir el estado del mar. Estos espectros normalmente son empleados para describir espectros escalares y de menor manera direccionales. Sin embargo, no siempre los espectros paramétricos representan adecuadamente la realidad. Es por esto que en esta sección se realiza una evaluación sobre dichas formulaciones y sus errores al utilizarlos para situaciones como las presentadas durante Noviembre 2001 y Marzo-Abril 2002.

Se han presentado a lo largo de los años diferentes formas del espectro de frecuencias y de la función de dispersión direccional, basadas tanto en los datos de campo como en teorías. La primera propuesta para representar un estado de mar mixto con una densidad espectral bimodal fue dada por *Strekalov et al. (1972)* quienes propusieron que esto debería resultar de la suma de dos modelos espectrales unimodales, uno para cada uno de los sistemas de olas coexistentes. Propusieron una distribución normal para representar las bajas frecuencias del espectro y una formulación Pierson-Moskowitz para la componente *sea*. Desde entonces, diferentes autores han intentado representar tales estados de mar. Por ejemplo, *Ochi y Hubble (1976)* han adoptado la misma idea y representaron el espectro bimodal con una superposición de dos espectros Pierson-Moskowitz modificados. El modelo resultante tiene 6 parámetros espectrales.

A continuación mediante la utilización de diferentes modelos se pretende estudiar su proximidad a las mediciones. Es necesario decir que se han escogido tipos de modelos de características distintas. El objetivo es, proceder a la comparación con los registros reales mediante la formulación DI (Índice de desviación, *Liu 1983*), para observar de este modo sus aproximaciones e intentar obtener una orientación del tipo de error o incertidumbres que se puede producir en el cálculo o predicción de los espectros de las tormentas con las que se ha trabajado, y que representan una situación de una magnitud energética importante.

Espectro Bretschneider-Mitsuyasu

Bretschneider (1959) propuso una forma funcional como la ecuación del espectro de *Pierson-Moskowitz (1964)*:

$$S(f) = 8.10 \cdot 10^{-3} (2\pi)^{-4} g^2 f^{-5} \exp[-0.74(g/2\pi f U)^4] \quad [5.10]$$

Posteriormente, *Mitsuyasu (1970)* ajustó los valores de los coeficientes. Así las relaciones teóricas entre el espectro del oleaje y la altura de las olas y los periodos estadísticos pudieron ser satisfechas. La forma ajustada es conocida en Japón como el espectro de Bretschneider- Mitsuyasu y se expresa como sigue:

$$S(f) = 0.257 H_{1/3}^2 T_{1/3}^{-4} f^{-5} \exp(-1.03(T_{1/3} f)^{-4}) \quad [5.11]$$

donde $H_{1/3}$ y $T_{1/3}$ denotan la altura y periodo significantes, respectivamente. El periodo del pico espectral T_p o el inverso de la frecuencia pico f_p fue correlacionado con $T_{1/3}$ por *Mitsuyasu (1970)* basado en datos de campo por la siguiente ecuación:

$$T_p = 1.05 T_{1/3} \quad [5.12]$$

Espectro JONSWAP

Mientras el espectro de Pierson-Moskowitz representa oleaje completamente desarrollado sobre el océano, las olas desarrolladas en un *fetch* limitado bajo fuertes vientos tienden a mostrar los espectros caracterizados por picos agudos. La forma de dicho espectro ha sido demostrada por un programa de observación de olas conocido con el nombre de *Joint North Sea Wave Project*, el cual produjo una modificación de la ecuación [5.10] para ampliar artificialmente la densidad espectral alrededor del pico (*Hasselmann et al., 1973*). La forma espectral propuesta es conocida como el espectro JONSWAP y contiene el *fetch* adimensional como parámetro gobernante. Sin embargo, *Goda (1988)* lo ha re-escrito en términos de altura de ola significativa y periodo pico, basandose en el análisis numérico de perfiles de olas simuladas bajo formas espectrales dadas:

$$S(f) = \beta_J \cdot H_{1/3}^2 \cdot T_p^{-4} \cdot f^{-5} \cdot \exp[-1.25 \cdot (T_p \cdot f)^{-4}] \gamma^{\exp\left[\frac{-(T_p \cdot f - 1)^2}{2 \cdot \sigma^2}\right]} \quad [5.13]$$

$$\beta_J \approx \frac{0.06238}{0.23 + 0.0336 \cdot \gamma - 0.185 \cdot (1.9 + \gamma)^{-1}} \cdot [1.094 - 0.01915 \cdot \ln \gamma] \quad [5.14]$$

$$\sigma = \begin{cases} 0.07 : f \leq f_p \\ 0.09 : f > f_p \end{cases} \quad [5.15]$$

donde γ es el factor de intensificación del pico. *Hasselmann et al. (1973)* mostraron que el valor de γ se encontraba en un rango entre 1 y 7 con una media de 3.3. Sin embargo, las formulaciones empíricas de las ecuaciones de [5.13] a [5.15] han sido derivadas dentro de un rango de γ entre 1 a 20.

Espectro TMA

Es una de las formas del espectro del oleaje más funcionales para ser usado en aguas de profundidad finita. En extensión del espectro de equilibrio de Phillips de f^5 en aguas profundas, *Kitaigorodskii et al. (1975)* derivó la forma funcional del espectro de equilibrio en aguas de profundidad finita. *Bouws et al. (1985)* lo probó con los datos de experimentos de oleaje llamados TEXEL, MARSEN y ARSLOE, y verificaron su aplicabilidad, proponiendo la siguiente forma espectral con el nombre de espectro TMA:

$$S(f) = S_J(f) \cdot \phi(kh) \quad [5.16]$$

donde $S_J(f)$ es el espectro JONSWAP, ϕ es una función dando un límite más alto del rango de equilibrio de espectro de *Kitaigorodskii et al. (1975)*, y k es número de ola de acuerdo con la relación de dispersión con la frecuencia f en las aguas de profundidad h . La función ϕ está dada por (*Tucker 1994*):

$$\phi(kh) = \frac{\tanh^3(kh)}{\tanh(kh) + kh - kh \tanh^2(kh)} = \frac{\tanh^2(kh)}{1 + \frac{2kh}{\sinh(2kh)}} \quad [5.17]$$

El espectro TMA incluye implícitamente los procesos de atenuación del oleaje por la rotura del oleaje por profundidad limitada. *Tucker (1994)* demostró la atenuación del espectro TMA en aguas someras mediante ejemplos numéricos.

Espectro bimodal Guedes-Soares

Guedes-Soares (1984) propuso un modelo de espectros bimodales con únicamente cuatro parámetros espectrales. Esta formulación está basada en modelar cada uno de los dos sistemas de olas por espectros Jonswap, donde dos de sus parámetros espectrales son la altura de ola significativa y el periodo medio, los cuales son variables usadas en la mayoría de las compilaciones estadísticas de datos del oleaje. Los otros dos parámetros espectrales representan la relación de las frecuencias pico de las componentes individuales y la relación de su densidad espectral máxima. Sin embargo, el método de ajuste propuesto en *Guedes-Soares (1984)*, basado en el periodo medio del estado del mar, fallaba en diferentes casos en la predicción de la localización de los periodos pico de los espectros de doble pico.

Guedes-Soares y Henriques (1998) propusieron una modificación para intentar mejorar la predicción considerando el periodo pico de cada uno de los componentes del espectro.

$$S_i(f) = S_{PM}(f) \cdot \gamma^q \quad [5.18]$$

donde S_{PM} es el espectro de Pierson-Moskowitz:

$$S_{PM}(f) = 0.3125 \cdot H_{Si}^2 \cdot T_{Pi} \cdot (T_{Pi} \cdot f)^{-5} \exp(-1.25 \cdot (T_{Pi} \cdot f)^{-4}) \quad [5.19]$$

$$q = \exp\left(-\frac{(T_{Pi} \cdot f - 1)^2}{2 \cdot \sigma^2}\right) \quad [5.20]$$

Guedes-Soares y Henriques proponen evaluar la ecuación [5.19] para el espectro *swell* y *sea*, y su suma será el espectro de ajuste. La altura de ola para cada uno de los dos sistemas de olas es estimado mediante las ecuaciones propuestas a continuación.

Hipótesis consideradas para la aproximación al estado de mar bimodal

Conociendo la bimodalidad presente en las tormentas estudiadas es necesario considerar el estado de mar como la suma de un *swell* (S_s) y de una componente *sea* (S_w). Parte de los modelos anteriormente planteados son unimodales, y para adecuarse a la realidad es necesario adaptarlos a la bimodalidad mediante una serie de hipótesis que se explicarán a continuación.

En primer lugar, el espectro del estado del mar S puede ser representado por la suma de estas dos componentes:

$$S(\omega) = S_s(\omega) + S_w(\omega) \quad [5.21]$$

y sus momentos estadísticos (m_0) pueden ser iguales a la suma de los momentos de sus componentes:

$$m_0 = m_{0s} + m_{0w} \quad [5.22]$$

donde m_{ik} es el momento de orden i del espectro k .

El momento espectral de orden cero está relacionado con la altura de ola significativa (H_s) por:

$$H_s = 4 \cdot (m_0)^{1/2} \quad [5.23]$$

entonces la ecuación [5.23] puede ser mostrada como:

$$H_{ss} = H_s \cdot ((H_R^2) / (H_R^2 + 1))^{1/2} \quad \text{y} \quad H_{sw} = H_s \cdot (1 / (H_R^2 + 1))^{1/2} \quad [6.24] \text{ y } [6.25]$$

donde H_R es la relación entre la altura de ola significativa de los dos componentes espectrales y, H_{ss} y H_{sw} son la altura de ola significativa de los sistemas *swell* y *sea*, respectivamente, (Guedes-Soares y henriques., 1998).

Los valores de la altura de ola significativa, del periodo pico de la componente *sea* (T_{pw}) y del periodo pico de la componente *swell* (T_{ps}) son estimados de los datos procedentes de la boya. La relación S_R de las componentes energéticas espectrales a la frecuencia pico son también estimadas de los mismos datos medidos. Entonces, los valores de los parámetros espectrales:

$$T_R = T_{ps} + T_{pw} \quad [5.26]$$

$$S_R = S_{ps} / S_{pw} \quad [5.27]$$

$$H_R = (S_R / T_R)^{1/2} \quad [5.28]$$

son obtenidos de los registros.

Después de la separación de las componentes, estas se aplicarán a los modelos para obtener como la suma de ambos espectros, el espectro del oleaje de un determinado registro.

Calibración del parámetro γ para los modelos Guedes-Soares (usando PM) y JONSWAP

Dado que el ajuste del modelo es diferente según el valor del parámetro gamma, el objetivo en primer lugar, es encontrar el valor óptimo de dicho parámetro que nos producirá un mejor aproximación. Las gráficas 5.89 y 5.90 muestran la relación de DI con gamma para los modelos JONSWAP y Guedes-Soares (considerando ambos la bimodalidad), respectivamente, que son los dos que dependen directamente de dicho parámetro.

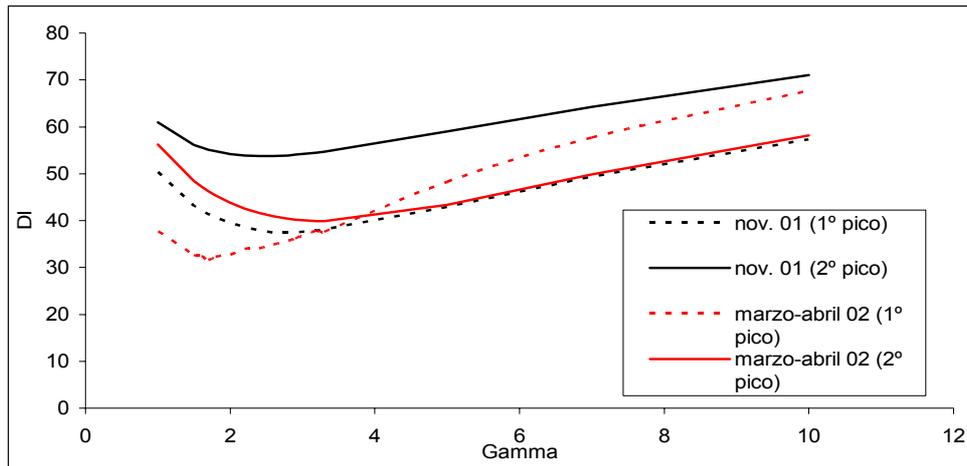


Figura 5.89. Evolución del parámetro DI (JONSWAP).

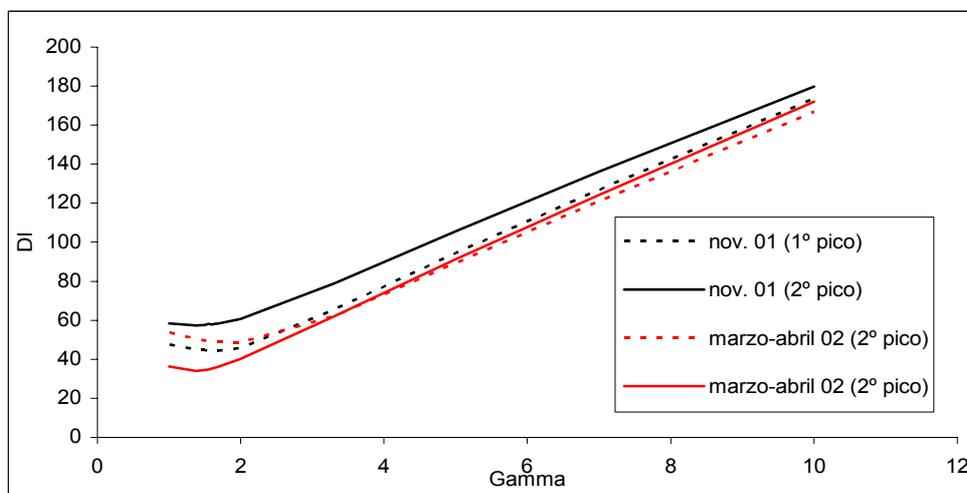


Figura 5.90. Evolución del parámetro DI (Guedes Soares-PM) para los diferentes picos de las tormentas.

Debe observarse en las figuras 5.89 y 5.90, que las diferentes evoluciones presentan un mínimo que implica la mejor aproximación del modelo a los datos. Para la comparación entre los diferentes modelos se toma el valor medio de los mínimos de las gráficas. Para JONSWAP se tomará un valor de $\gamma = 2.55$ y para Guedes-Soares se tomará un valor $\gamma = 1.73$. Recordar que el valor medio típico del parámetro gamma en el caso del espectro JONSWAP es 3.3.

Evolución de DI a lo largo de los diferentes picos de las tormentas

Tormenta noviembre 2001

En las figuras 5.91 y 5.92 se puede ver la evolución de DI para los dos picos de la tormenta de Noviembre, y en la tabla 5.12 la media de dicho parámetro para los cuatro modelos.

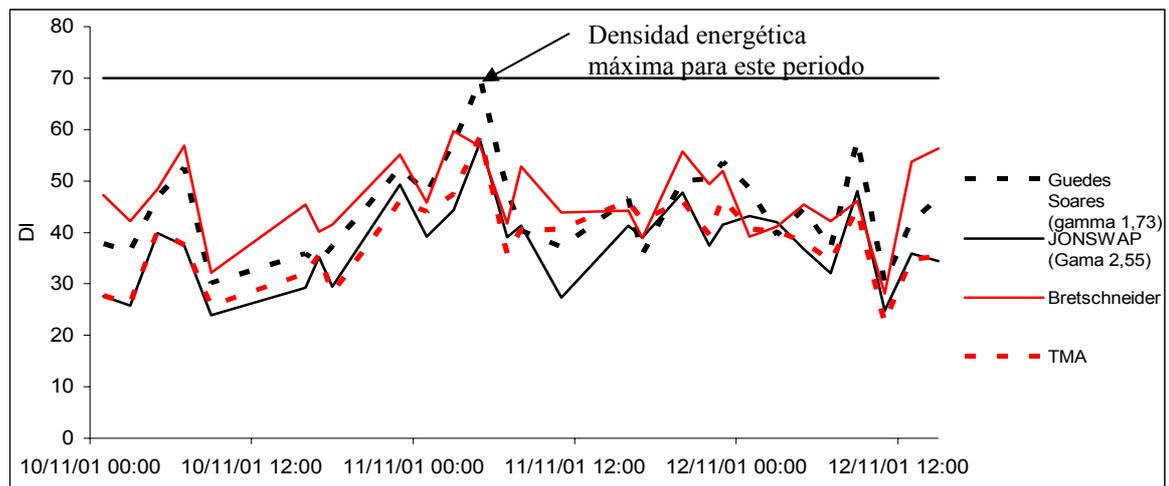


Figura 5.91. Evolución del parámetro DI para diferentes modelos y para el primer pico de la tormenta de noviembre.

En la figura 5.91 se observa que en el registro con la máxima densidad energética se produce el mayor error. Podemos ver que el modelo que mejor predice este pico es el modelo JONSWAP. Sin embargo, todos los modelos se encuentran por debajo de 70 y mayores a 30.

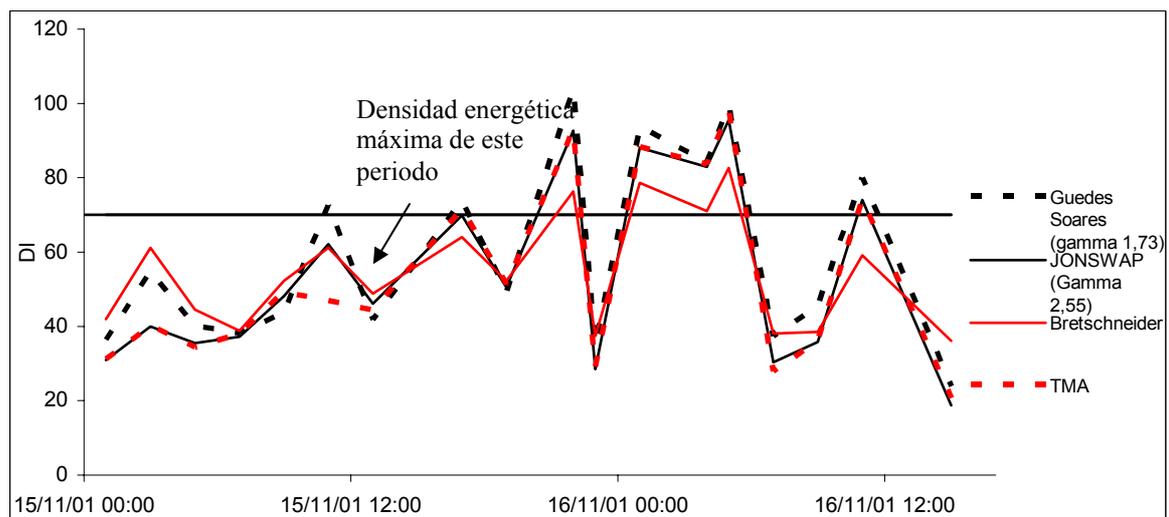


Figura 5.92. Evolución del parámetro DI para diferentes modelos y para el segundo pico de la tormenta de noviembre.

En el segundo pico de la tormenta (Fig. 5.92), la primera mitad está dominada en gran parte por oleaje *swell*, hecho que corresponde en la figura con un valor de DI bajo (similar al primer pico, donde, el oleaje dominante era tipo *swell* y el valor de DI también estaba por debajo del valor considerado como aceptable). Para la segunda mitad del segundo pico de noviembre se puede observar que los modelos pasan a tener valores de DI mucho más altos hecho que podría ser atribuido a una mayor presencia de *sea*. Por otro lado, los modelos que mejor predicen la solución para la primera mitad del pico son el espectro JONSWAP y el TMA (como variante del primero) y para la segunda mitad es el modelo Bretschneider.

Tormenta Marzo – Abril 2002

Para el primer pico de la tormenta de Marzo-Abril del 2002 se observa en la figura 5.93 una buena predicción. Cabe destacar que la reducción del valor de DI es significativa, hecho que indica que los modelos tienen una mejora considerable cuando se trata de un oleaje unimodal. En comparación, para el resto de periodos estudiados, donde existe la bimodalidad y se presupone la superposición lineal de los modelos unimodales como suma de la componente *swell* y *sea*, la predicción es mucho más errónea.

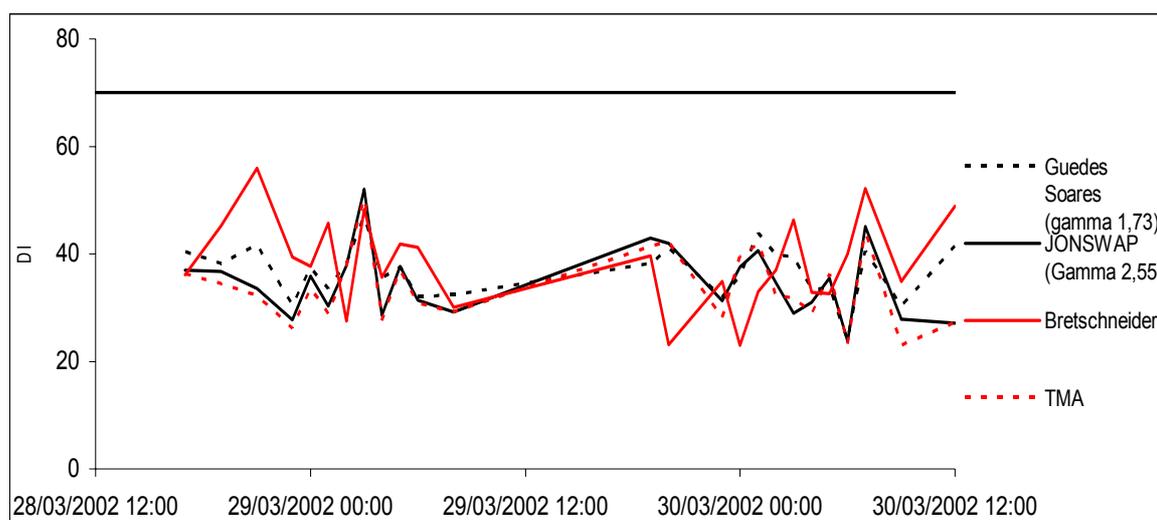


Figura 5.93. Evolución del parámetro DI para diferentes modelos y para el primer pico de la tormenta de Marzo-Abril.

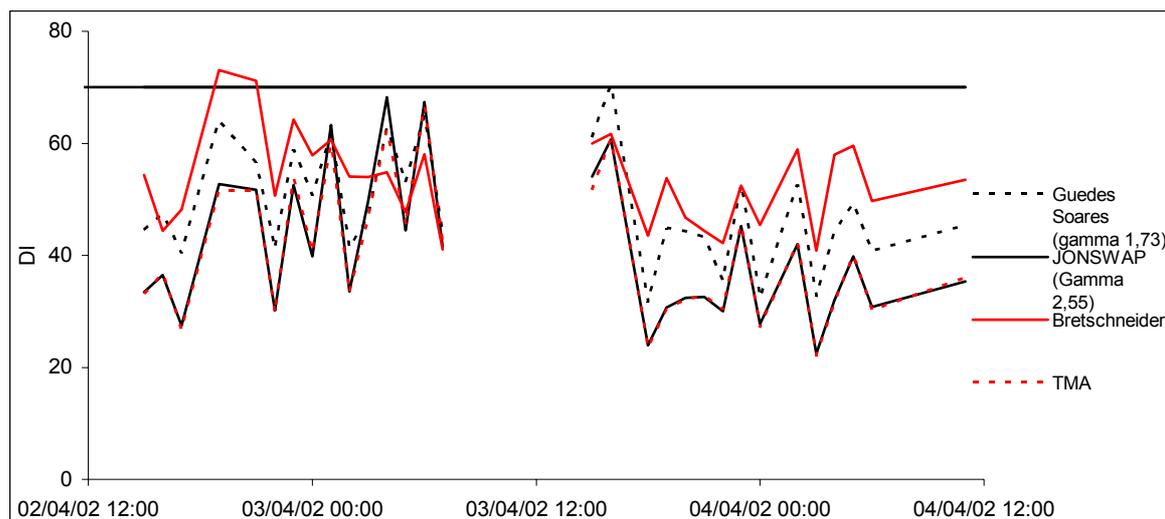


Figura 5.94. Evolución del parámetro DI para diferentes modelos y para el segundo pico de la tormenta de Marzo-Abril.

Para el segundo pico existe bimodalidad. Aquí se presentan densidades de energía pico $S(F)$ mayores para la primera mitad del pico y se observa que los valores de DI son más altos para la primera mitad que para la segunda. Obsérvese que los modelos que mejor se adecuan son el JONSWAP y el TMA.

Modelo	1º pico de nov. 2001	2º pico de nov. 2001	1º pico de marzo - abril 2002	2º pico de marzo - abril 2002
JONSWAP ($\gamma = 2.55$)	37.52	53.73	34.64	41.06
Guedes Soares ($\gamma = 1.73$)	44.52	58.50	36.70	48.62
Bretschneider-Mitsuyasu	46.49	54.60	38.52	53.49
TMA	38.46	53.24	33.76	40.52

Tabla 5.12. Media del parámetro DI para los diferentes periodos y espectros.

DI en los modelos de predicción WAM y SWAN.

En las gráficas 5.95 y 5.96 se puede observar la evolución de DI para la tormenta de Noviembre (2001) y la de Marzo-Abril (2002) utilizando los modelos de predicción de oleaje. En la primera gráfica se observan los dos picos; el primero de ellos, debe recordarse que dominado por un *swell* muy fuerte, tiene una buena predicción. Sin embargo, el segundo de ellos tiene una mala aproximación, recordando que en este caso el oleaje *sea* tiene una importancia superior a la que tiene en el primer pico. Las diferencias de DI entre los modelos no muestran un patrón evidente. Los modelos presentan una tendencia similar para la tormenta de Noviembre, pero para la tormenta de Marzo-Abril se observan diferencias de hasta el 100% entre modelos, siendo el SWAN el que presenta mayor DI.

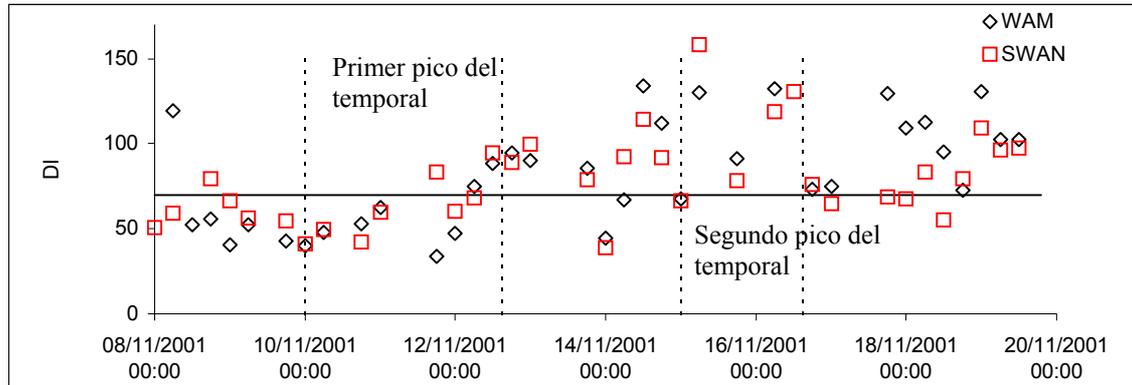


Figura 5.95. Evolución de DI para los modelos WAM y SWAN a lo largo de la tormenta de Noviembre 2001.

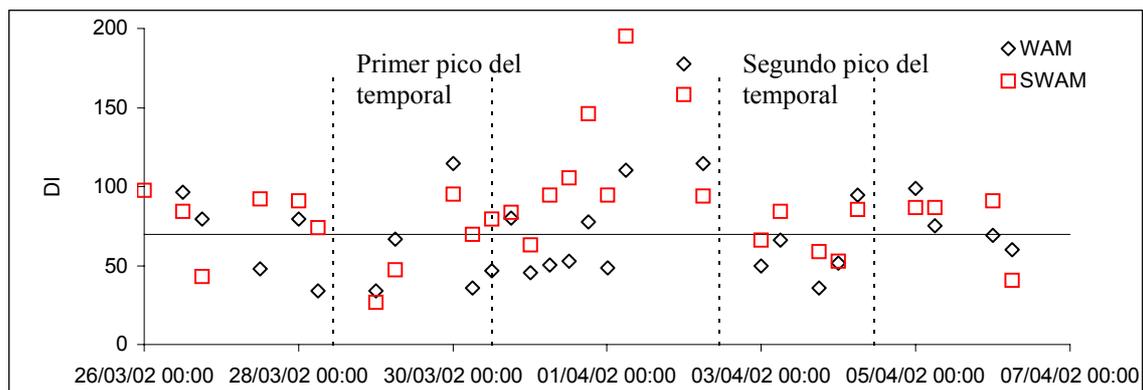


Figura 5.96. Evolución de DI para los modelos WAM y SWAN a lo largo de la tormenta de Marzo-Abril 2002.

En la gráfica 5.96 también pueden observarse los dos picos existentes para la tormenta de Marzo-Abril 2002; puede considerarse que ambos tienen una buena aproximación. El primero de ellos debe recordarse que era unimodal. En el resto de periodos de la tormenta considerados como “calmas” es donde los modelos tienen valores DI más altos. De la tabla 5.13, se puede extraer que, en general, el modelo WAM tiene una mejor aproximación que el modelo SWAN. Para ambos modelos se observa especialmente una mala aproximación al 2º pico de la tormenta de Noviembre. Esto confirma el análisis cualitativo realizado en las secciones 5.4.4 y 5.5.4 donde se observó que los espectros escalares del WAM se aproximaban más a los medidos que el SWAN.

Modelo	1º pico de nov. 2001	2º pico de nov. 2001	1º pico de marzo - abril 2002	2º pico de marzo - abril 2001
WAM	55.87	105.27	59.42	59.52
SWAN	62.46	110.40	69.88	69.53

Tabla 5.13. Valores promedio DI para los modelos y para cada pico.

Dispersión direccional del oleaje *sea*

La dispersión direccional del oleaje *sea* se presenta como un pico unimodal en la región de frecuencias del pico espectral, pero la dispersión se ensancha para frecuencias por encima y por debajo de este pico espectral. Sin embargo, en frecuencias dos veces el pico, la dispersión unimodal se convierte en bimodal y existe más energía propagándose a un ángulo de la dirección del pico que en la propia dirección del pico (*Young et al, 1995*). La forma bimodal continúa separándose incrementando la frecuencia. Esta situación se puede ver en una parte de los registros de los temporales por la generación de oleaje por viento (Fig. 5.97).

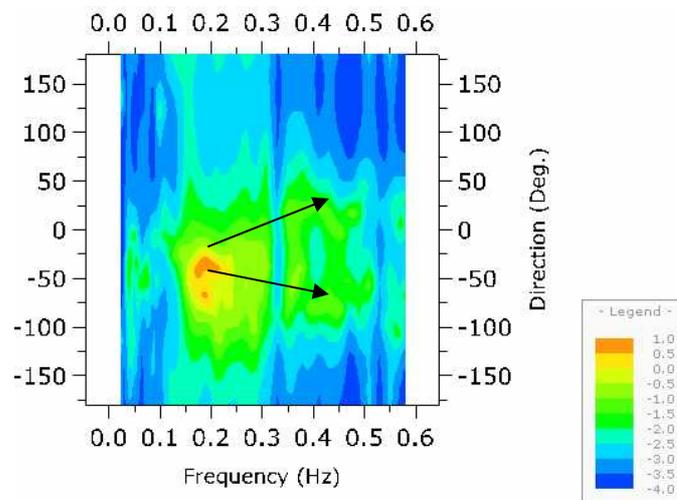


Figura 5.97 Dispersión bimodal para altas frecuencias (00:00 9/11/01).

Si las propiedades a derecha e izquierda fueran iguales entonces la distribución sería perfectamente simétrica, pero en muchos casos no es así (Fig. 5.98).

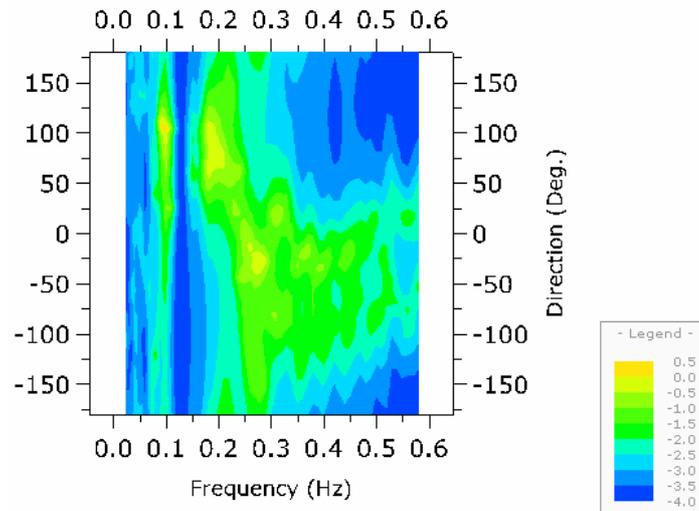


Figura 5.98. Ejemplo de desplazamiento (4:00 horas del 3 de abril 2002).

En algunas distribuciones, las frecuencias en la región del pico espectral son unimodales y simétricas. Aquellas que no lo son, suelen ser cercanas a la unimodalidad, donde la distribución comprende un pico grande y uno secundario más pequeño (*Ewans, 1998*). Sin embargo, la asimetría puede ser evidente en muchos casos en las frecuencias más altas y más bajas.

Probablemente, la predicción de este tipo de bimodalidad no es significativa dentro del estado de mar activo, por lo que los cálculos ingenieriles pueden hacer uso de una descripción unimodal simple para la distribución direccional para el tipo de bimodalidad aquí tratada, aunque puede producirse que debido a la dispersión, la bimodalidad pueda volverse más significativa en la predicción de *swell* en un punto situado a una distancia de la fuente y a ángulos relativamente más grandes de la dirección del campo de viento de la fuente. En tal punto, la magnitud del *swell* podría ser más grande que la predicha por los modelos numéricos. Incluso en un punto situado directamente en línea con el campo de viento de la fuente, sería de esperar, debido otra vez a la dispersión, que la energía del *swell* se atenuase más rápidamente que el tiempo predicho por los modelos (*Ewans, 1998*).

5.10 Análisis de las condiciones iniciales. Importancia para el Mediterráneo Noroccidental

Los eventos meteorológicos en el Mediterráneo occidental, pueden ser intensos y de corta duración, por eso la precisión de las condiciones iniciales en el estado del mar es importante para la efectiva predicción de los eventos.

En una predicción operacional las condiciones iniciales y las primeras horas de la predicción son muy importantes, ya que son las que determinaran la calidad, además las primeras horas en el horizonte temporal deben de ser las predicciones más fiables. En esta sección se muestran los resultados y comparaciones realizadas para los diferentes condiciones iniciales en el modelo operativo.

El modelo de predicción puede utilizar como condición inicial un espectro de energía tipo Jonswap para todos los nodos de la malla. Para condiciones medias iniciales este espectro puede tomarse aproximadamente con una $H_s=0.658$ m y $T_p=5$ s

El modelo necesita varias horas para pasar de este mar en relativa calma hasta el mar “real” generado por el viento, por lo que las previsiones a corto plazo (6-12 horas) son deficientes cuando la situación real del mar difiere mucho de la condición inicial usada. La mejora consiste en modificar las previsiones a corto plazo modificando el espectro de condición inicial por uno más cercano a la realidad (asimilación de datos).

Se realizaron pruebas con datos del día 23/10/2000 00:00 porque había un temporal de Levante intenso durante los días previos y la altura significativa era alta e iba en aumento durante unas cuantas horas más para luego descender.

Para ver el efecto del cambio de la condición inicial se modificó el espectro de manera que los valores de H_s y T_p fuesen exactamente los registrados el 23/10/2000 0:00, hora de inicio de la predicción. Era de esperar que la predicción mejorase aunque sólo fuese en la posición de la boya de Cabo Tortosa, especialmente en las primeras horas del horizonte de predicción.

Se observó que en el caso de las condiciones estándar (Fig. 5.99), la altura predicha fue baja y no llegó a alcanzar los valores de H_s medidos, mientras que cuando se modifican las condiciones iniciales se siguió subprediciendo la altura pero los resultados fueron claramente mejores.

Se realizó otra prueba que consistió en alimentar el modelo con valores reales medidos por las boyas de la red XIOM. En concreto se puso la media del último valor dado por cada una de las boyas justo antes de empezar la previsión. Como frecuencia de pico se tomó el dato dado por la

boya de cabo Tortosa ya que las boyas escalares no proporcionan este dato. La boya de Llobregat no estaba operativa en esa fecha.

Los valores de entrada fueron los correspondientes al 23/10/2000 23:20:

Posición	Hs	Tp
C. Tortosa	2.63	6.67
Roses	1.83	(Tz=5.91)
Blanes	2.04	(Tz=5.85)
MEDIA:	2.17	6.67

Tabla 5.14 Datos utilizados como condición inicial en cada posición.

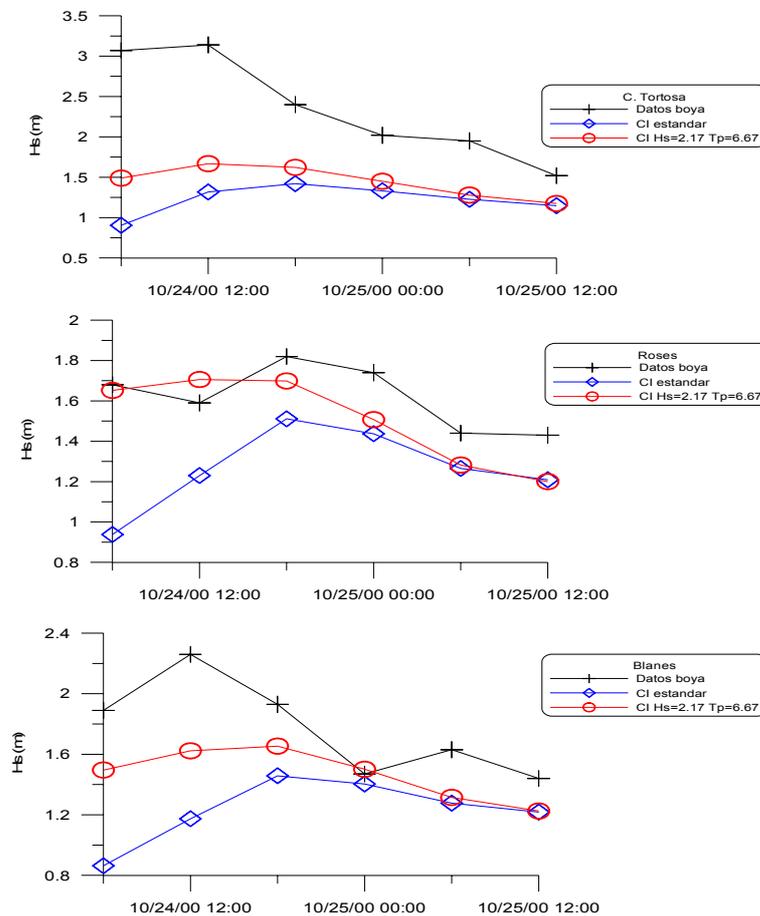


Figura 5.99. Series de tiempo de altura de ola para la boya, WAM en condiciones iniciales originales y WAM en condiciones pre-iniciales equivalentes a los registros de las boyas.

En todos los casos, la condición inicial obtenida a partir de los datos de las boyas mejora la previsión de las primeras horas y tiende a igualarse a la previsión hecha con las condiciones estándar. Cuando han pasado 24 horas dan valores muy similares.

Se ha implementado una versión del WAM en “Caliente” (Hotstart). Esta versión utiliza predicciones previas como condiciones iniciales. La figura 5.100 muestran una serie de tiempo para la primera semana de junio del 2002 en la que se compara el modelo WAM en frío, el WAM en caliente y la boya utilizando predicciones realizadas a +12 horas en Blanes. Se ve una clara mejoría al utilizar el arranque en caliente donde la predicción en la mayoría de los tiempos se acerca considerablemente a la boya. Se realizó un estudio estadístico del sistema operativo utilizando el periodo del 15/mayo/2002 al 3/julio/2002, los resultados se muestran en la tabla 5.15 y tabla 5.16. La tabla 5.15 muestra comparaciones estadísticas para los cálculos de Hs, se observa una mejoría en las predicciones de +12, +24 y + 36 pero principalmente en las de +12 donde los errores disminuyen un 30 %. El bias y el índice de dispersión también se reducen considerablemente. Se observa también que con un arranque en frío los pases muestran mayores errores para menores tiempos de predicción mientras que con un arranque en caliente, y como es de esperarse en cualquier sistema de predicción, el error aumenta con el aumento en el tiempo de la previsión. La estadística del periodo (Tab. 5.16) muestra el mismo comportamiento que la de Hs, con mejoras muy notorias en +12 e incluso perceptible a las 36 hr de predicción.

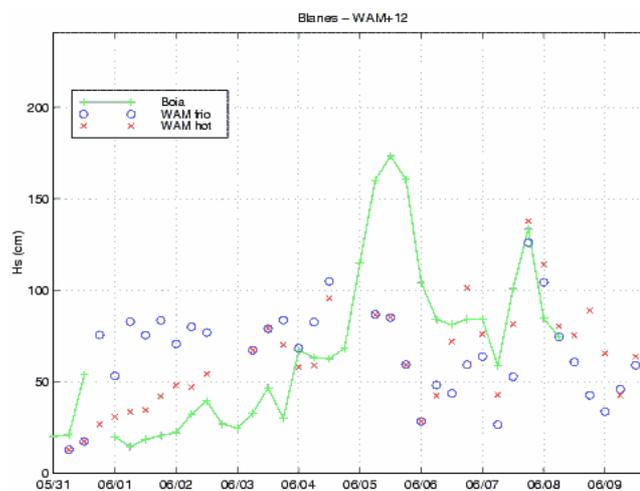


Figura 5.100. Arranque en “caliente”, en “frío” a +12 en Blanes y altura medida.

Boya	Predicción	RMSE		Bias		Indice de dispersión	
		Frío	Caliente	Frío	Caliente	Frío	Caliente
Rosas	+36	24.37	23.2	9.3	6.75	0.66	0.62
	+24	23.53	20.8	11	7.12	0.65	0.57
	+12	25	20.55	13	5.5	0.69	0.56
Blanes	+36	26.4	24.8	17.5	14.5	0.59	0.55
	+24	28.4	24.2	17.8	12.1	0.64	0.54
	+12	35.5	24.1	15.6	7	0.78	0.53
Llobregat	+36	32.45	31.9	19	15	0.66	0.64
	+24	34.2	31.5	20	12.7	0.72	0.66
	+12	37.34	21.7	24.6	7.5	0.77	0.45
Tortosa	+36	32.8	32.4	14.9	12.3	0.65	0.63
	+24	34.6	30.6	16.5	9.2	0.68	0.6
	+12	39.5	28.7	20.3	5.7	0.77	0.56

Tabla 5.15. Tabla comparativa de Hs del modelo WAM con arranque en “frío” y “caliente”.

Boya	Predicción	RMSE		Bias		Indice de dispersión	
		Frío	Caliente	Frío	Caliente	Frío	Caliente
Rosas	+36	1.1	0.96	0.6	0.4	0.33	0.2
	+24	1.2	0.96	0.7	0.44	0.36	0.2
	+12	1.3	0.95	0.8	0.38	0.39	0.2
Blanes	+36	1.34	1.18	1.07	0.86	0.37	0.33
	+24	1.32	1.08	1.02	0.76	0.37	0.30
	+12	1.48	1.07	1.1	0.72	0.41	0.30
Llobregat	+36	1.33	1.19	1	0.79	0.35	0.32
	+24	1.26	1	0.97	0.64	0.34	0.27
	+12	1.3	0.8	0.99	0.52	0.35	0.22
Tortosa	+36	1.67	1.58	1.42	1.29	0.49	0.47
	+24	1.73	1.46	1.5	1.19	0.51	0.43
	+12	1.52	1.29	1.3	1.03	0.45	0.38

Tabla 5.16. Tabla comparativa de Tz del modelo WAM con arranque en “frío” y “caliente”.

