



ABRIR CAPÍTULO 5

CAPITULO 6

DETERMINACION DE LA SUPERFICIE MEDIA DEL MAR

En este capítulo se presentan los resultados sobre la superficie media del mar obtenidos mediante ajustes colineal y crossover con datos de altimetría por satélites sobre una zona que contiene a la de estudio. Se establecen las bases para la mejor aplicación del método desarrollando procedimientos validatorios y de selección de datos. Con la comparación de los diferentes resultados, se pueden establecer criterios sobre las condiciones óptimas de aplicación en cuanto a tipo de datos, resolución espacial y temporal de los mismos se refiere.

6.1. DATOS A NO UTILIZAR EN ALTIMETRÍA

Para el uso habitual de altimetría por satélites se eliminan aquellos datos que pertenecen a zonas en las que los tramos de satélite sean muy curvados (latitudes superiores a 50°), y aquéllos en los que las condiciones atmosféricas en el momento de tomarlos hayan sido anómalas. También se eliminan las medidas que se sospeche estén afectadas por errores. Los criterios para hacerlo son muy variados. Por ejemplo, entre los de aplicación más frecuente están: como se espera que la superficie que reproducen sea suave, se rechazan los datos que tengan altitudes residuales, tras sustraer los modelos de geoide y de superficie topográfica marina, de más de 6 metros y también los que tengan una desviación típica de más de 0,25 metros respecto del resto de cada trazo tomado individualmente (Estos valores son de referencia). Si el tipo de proceso que se va a hacer es un ajuste *crossover* no se consideran los arcos muy cortos, por ejemplo de menos de 23 puntos, o 150 kilómetros (Arabelos et al, 1993). La mayor parte de las veces se eliminan también los datos sobre hielo, fáciles de reconocer porque la señal detecta que provienen de una superficie lisa, como se vió en el capítulo anterior, página 148, por una razón de respuesta de la señal grande (parte de señal que vuelve al receptor del satélite), además de la gran correlación existente entre este tipo de respuesta y las latitudes donde es esperable la presencia de hielo. Otro criterio que se ha utilizado es eliminar las medidas que presenten una diferencia mayor que 0,3 metros entre

dos puntos consecutivos. Este último criterio tiene detractores por la posible existencia de correlación entre la batimetría y las medidas del altímetro de forma que los accidentes del fondo puedan provocar tales diferencias. La idoneidad del criterio y el planteamiento de otros alternativos se desarrollará posteriormente en este trabajo. Se prefiere entonces validar los datos en conjunto y no trazos independientes. Así, se quita el modelo, se corrige de aquello de lo que se disponga formulación y datos, y se hace un ajuste colineal tomando un trazo medio ponderado para cada uno. Se eliminarán los valores con diferencias mayores que 0,3 m respecto de los puntos colindantes que no se repiten en los pasos sucesivos del satélite, y los datos residuales del ajuste colineal con desviación típica tres veces mayor que las de los otros puntos (Seierup, 1994). Este método tiene la ventaja, además de tener en cuenta la influencia de la batimetría, de no necesitar un modelo de geoide puesto que la parte estacionaria de larga longitud de onda se elimina de los datos en el ajuste.

Pese a esta eliminación de datos no válidos se tienen recubrimientos bastante globales. Así se obtiene información sobre la topografía marina en zonas en las que no se tenía y todos los puntos están referidos a un mismo sistema de altitudes.

Esto puede usarse no sólo en superficie oceánica, sino también, aunque con muchas limitaciones, en algunas zonas terrestres. En aquellas donde su uso es posible, es muy útil para detectar grandes movimientos verticales de la corteza en un intervalo pequeño de tiempo, por la resolución de los datos. Se puede emplear sobre lagos en el interior, aunque de forma bastante restrictiva en cuanto a la profundidad y al área de los mismos (Olliver, 1987, Morris y Gill, 1994). En estos dos últimos casos la precisión está muy influenciada por los accidentes de la zona colindantes así como por la determinación de la órbita puesto que los instrumentos suelen tener, al estar diseñados para usarse sobre océano, poca habilidad para acomodarse a los cambios excesivos de nivel. La cantidad de señal que vuelve, como se vió en el capítulo anterior, depende de la naturaleza de la superficie.

6.2. GEOIDE ALTIMETRICO

En ocasiones se toma como geoide altimétrico, por un exceso de notación, la superficie resultante de eliminar de los datos los efectos conocidos o modelados de la sección 5.1. además de la corrección del efecto del error orbital radial, (representado por ejemplo por los parámetros de sesgo e inclinación sobre la zona según el modelo expuesto en el capítulo anterior), estimados a partir del análisis de puntos de cruce entre trayectorias ascendentes y descendentes de datos del satélite. La superficie obtenida en realidad es una superficie media del mar libre de errores orbitales, que eliminando los efectos y variaciones estacionales, lo que en este trabajo haremos mediante el promedio de datos correspondientes a múltiples enteros de años, constituye en sí misma una buena aproximación del geoide marino. La diferencia entre ambas superficies (media y geoide) es la topografía dinámica de la superficie media del mar, que da información sobre la circulación marina a escala de tiempo mayor que el empleado en el promedio. La precisión de esta topografía está limitada por la precisión del geoide marino que se use para separarla, ya que el dato altimétrico en sí mismo no da las dos cantidades de forma independiente.

En las siguientes secciones se presentan los resultados obtenidos para distintas fases del altímetro ERS-1 con menor precisión que el TOPEX/Poseidon, pero que es más adecuado en una zona pequeña como es el Mediterráneo por tener una resolución espacial muy superior.

6.3. RESULTADO CON DATOS ERS-1 DE FASE MULTIDISCIPLINAR

6.3.1. Datos empleados y validación

Para esta primera prueba se tomaron datos de satélite correspondientes a la fase C multidisciplinar del mismo, con periodo exacto de repetición de 35 días. A cada órbita completa la vamos a llamar ciclo. Para el cálculo utilizamos 14 ciclos que contienen un total de 107495 datos de altura instantánea y error (Banco de datos de GEOMED). Siguiendo los pasos especificados en 5.1. se sustrajo de ésta en primer lugar la contribución de un modelo de superficie topográfica marina, en nuestro caso el OSU91, de grado y orden 10 y tras esto un modelo de geode que elimina casi toda la parte estacionaria de la medida, para lo que aquí se ha usado el modelo OSU91A de orden y grado 360. Sobre la zona los resultados obtenidos con este modelo y con el EGM96 son comparables. Se quitó también la parte de la señal de marea de los datos con un modelo local (más adecuado para cuencas como la que nos ocupa) elaborado según lo expuesto en 5.1, (de Toro et al, 1994) de las componentes M2, N2 y S2 pero sólo para la parte oeste del Mediterráneo ($35^\circ < \phi < 45^\circ$, $-5^\circ 5' < \lambda < 8^\circ 25'$). Por esto, en comparaciones posteriores nos limitaremos a estos límites.

Como se dijo en 6.1, no todos los datos son útiles para aplicar algún tipo de ajuste. Antes de aplicar criterios analíticos se hizo una validación gráfica. Para cada trazo se representó, por cada arco, distinguiendo entre ascendentes denotados por a y descendentes, por d, la relación entre el residual resultante al eliminar los efectos modelizados y la latitud del punto de medida. Las curvas obtenidas se muestran en el apéndice I de este capítulo. Se ve que de un ciclo a otro se suele definir la misma curva, pero trasladada, suponemos que por efecto del error orbital, ya que el valor de tales traslaciones está acotado por 2 metros. En cualquier caso, la validación gráfica no resulta muy determinante. Para algunos trazos es claro que alguno de los ciclos está muy desviado de la media de los demás (por ejemplo a19, d1, d2, d5 ...) pero en otros casos no está tan claro ya que hay un número parecido de ciclos en unas y otras posiciones en lugar de aparecer mayoritariamente agrupados (d6, d12) o bien, no existir suficientes repeticiones como para poder seleccionar (d15, d16).

Tras esto, se eligen criterios numéricos para la validación. Éstos se basaron en primer lugar en que la superficie residual obtenida fuese suave. Para asegurarlo se eliminaron los datos con altura residual mayor que 6 metros (CRITERIO 1) y los que tengan una desviación típica mayor que 0,25 metros (CRITERIO 2). Además se eliminan los arcos cortos, considerando como tales los que tuviesen menos de 23 puntos (CRITERIO 3). No existe la necesidad de quitar arcos muy curvos ya que el Mediterráneo no tiene zonas de latitudes altas.

TOTAL DE DATOS:	107495	% DEL TOTAL	% DE ELIMINADOS
ELIMINADOS CRITERIO 1:	198	0,18 %	0,22 %
ELIMINADOS CRITERIO 2:	3391	3,15 %	3,77 %
ELIMINADOS CRITERIO 3:	2173	2,02 %	2,42 %
ELIMINADOS CRITERIO 4:	84207	78,34 %	93,60 %
TOTAL DE VALIDADOS :	17526		

TABLA 6.1.: Resultado de la validación de datos altimétricos

	MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO	RANGO
h OBSERVADA	45,4252	2,21	37,7890	51,5970	13,8080
CORR. DE MAREA	-0,0074	0,04	-0,1638	0,2133	0,3770
D.TIPICA	0,0740	0,04	0,0100	0,2500	0,2400
GEOIDE MODELO	46,023	2,21	41,2600	50,4500	9,1900
MODELO SUP. MAR	-0,392	0,11	-0,6840	-0,185	0,4900
h RES (SIN MAREA)	-0,205	1,430	-3,9770	4,637	8,6140
h RES (CON MAREA)	-0,213	1,425	-3,9570	4,672	8,6290

TABLA 6.2: Estadística de los datos altimétricos validados y reducidos

El resto de datos eliminados corresponde a los exteriores a la zona de Mediterráneo y del modelo de marea usado (CRITERIO 4, primero en aplicación). Además se aplicó el mencionado criterio de eliminación de los datos que presentasen diferencias con los consecutivos mayores que 0,3 metros (CRITERIO 5) aunque no con carácter definitivo dada la controversia de opinión sobre su aplicación. Los resultados de la validación se muestran en la tabla 6.1. Se aprecia que la mayor parte de los datos eliminados corresponden al criterio 4. El pequeño número de datos afectados por los criterios 1 y 2 muestran la adecuación de los tres modelos usados sobre la zona. El efecto del criterio 3 es en general independiente de la precisión de los datos obtenidos, sólo dependerá de la forma de las costas en la zona. La estadística de los datos válidos con sus correspondientes reducciones se muestra en la tabla 6.2. Se puede observar a la vista de la misma que en la zona la contribución de marea es muy pequeña como es lógico dada sus características de mar cerrado. Esto hace que las dos superficies residuales obtenidas, considerando o no la corrección de marea, sean prácticamente iguales. La aportación del modelo de superficie topográfica marina también es pequeña y en la zona tiene valor negativo. Así, la mayor contribución a la reducción es la de geoide modelo. Esta cantidad además de ser mayor coincide casi con la observación pero reproduce una superficie más suave con un rango de variación menor.

En la tabla 6.2. tenemos que se alcanzan valores extremos de altitud residual demasiado grandes para identificarlos como superficie dinámica del mar. En principio se podría corresponder con cualquier tipo de error en las lecturas del altímetro, pero las suponemos debidas a error orbital radial, ya que en la validación gráfica del apéndice I, se observa que en los distintos pasos del satélite se reproducen los mismos accidentes de la superficie del mar pero desplazada, luego no se trata de errores puntuales.

Al existir estas desviaciones tan grandes, no es posible aplicar un ajuste *crossover* directamente, puesto que se pueden obtener diferencias con distintos valores sobre un mismo punto en los distintos trazos del satélite, con lo que no es posible encontrar unos parámetros que las minimicen todas. Por esto, primero hacemos un ajuste colineal al promediar los trazos correspondientes a un mismo trazo subsatélite, usando programación en FORTAN 90. Así las observaciones se reducen a un único arco para cada trayectoria como media de todos los arcos correspondientes al mismo trazo subsatélite. Promediamos los datos correspondientes a un año para evitar efectos estacionales en los resultados. Al hacer esto, se reduce el número de datos a 1802. La estadística de los residuales aparece en la tabla 6.3. y se puede apreciar que los

	MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO	RANGO
h RES (SIN MAREA)	-0,121 m	1,24	-3,0 m	2,527 m	5,527 m
h RES (CON MAREA)	-0,112 m	1,25	-3,192 m	2,540 m	5,732 m

TABLA 6.3: Estadística de los residuales tras ajuste colineal.

extremos se reducen significativamente y por lo tanto, los rangos de variación y las desviaciones típicas. Al corregir la marea se suavizan levemente los resultados, pero como ya se esperaba y hemos querido comprobar aquí, no de una forma en absoluto significativa.

6.3.2. Ajuste *crossover*

Con los datos reducidos se practica un ajuste *crossover* como el descrito en secciones anteriores. Se toma como el mismo punto aquéllos que disten entre sí menos que 6,7 Kilómetros. Este límite se toma en función del espaciamiento de los puntos subsatélites obtenidos en la fase usada. Como los puntos que se toman como el mismo pueden estar separados de la posición a la que se da coordenadas un factor del orden del límite en distancias elegido, la asignación de alturas se hace guardando una proporcionalidad con la distancia del dato al punto *crossover*. Los datos validados que entran en el proceso se distribuyen en 30 trazos de los que, por control de las latitudes, 17 se identifican como dirigidos hacia el norte y 13 hacia el sur. En ellos se encontraron 50 puntos *crossover*.

El gran problema de este tipo de ajustes hemos visto que es la deficiencia de rango de la matriz de diseño o la presencia en ella de autovalores nulos. Hará falta imponer constreñimientos.

		<u>SESGO</u>	<u>INCLINACION</u>
HACIA EL NORTE:	CORR.MAREA	-1,085 m	0,397
	SIN CORREGIR	-1,077 m	0,406
HACIA EL SUR:	CORR.MAREA	0,793 m	-0,137
	SIN CORREGIR	0,808 m	-0,140
TODOS JUNTOS:	CORR.MAREA	-0,146 m	0,130
	SIN CORREGIR	-0,134 m	0,133

TABLA 6.4: Resultados de sesgos e inclinaciones en el ajuste crossover

	MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO	RANGO
CORR.MAREA	0,1 cm	1,111	-2,038 m	1,970 m	4,008 m
SIN CORREGIR	0,1 cm	1,117	-2,011 m	2,049 m	4,06 m

TABLA 6.5: Estadística de los residuales después del ajuste.

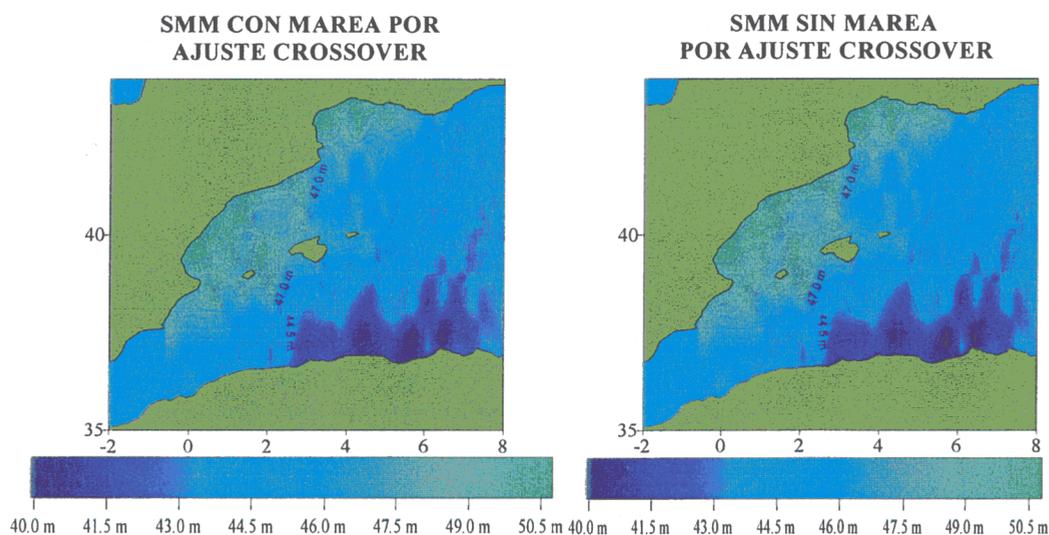


FIGURA 6.1.: Distribución de las diferencias entre resultados al usar o no corrección de marea contorneadas a 5 centímetros.

MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO	RANGO	CEROS
0 cm	0,02	-8,4 cm	8,5 cm	16,9 cm	33

TABLA 6.6: Estadística de las diferencias entre residuales después del ajuste usando corrección de marea y sin usarla.

La posibilidad que usamos en este trabajo es fijar el datum minimizando las diferencias respecto de la superficie media reproducida por los datos. Así, se minimizan no sólo las diferencias *crossover* sino esta cantidad más las diferencias entre las alturas obtenidas y las de una superficie modelo construída para cada trazo multiplicadas por un factor de peso, cantidad pequeña que se suma a la diagonal de la matriz del ajuste que pretende controlar la estabilidad de la solución. Como la matriz de nuestro ajuste no es tan regular como la descrita en el capítulo anterior, tomamos este factor pequeño (10^{-5}), para dar más peso a conseguir hacer mínimas las diferencias *crossover* después del ajuste. Se ha utilizado el programa CRSADJ2 (P.Knudsen). Se encontraron 29 puntos *crossover* para 25 arcos. En la tabla 6.4. se expone la estadística de los parámetros obtenidos y en la tabla 6.5, la de los residuales ajustados con ellos, que resultan ser bastante más suaves que los que se tenían antes del ajuste. Se puede observar que los resultados obtenidos con y sin aplicación de la corrección de modelo de marea son muy similares. De hecho, en la tabla 6.6 aparece la estadística de las diferencias entre ambos resultados y se observa que los valores extremos están por debajo de 10 centímetros. En la figura 6.1. aparecen representadas, en color más oscuro, las zonas donde están las diferencias mayores aunque están al nivel de centímetros.



FIGURAS 6.2 Y 6.3: Curvas de nivel de la superficie media del mar obtenida por ajuste crossover sobre la zona considerando o no corrección de marea.

	MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO
SMM CORREGIDA DE MAREA	45,49 m	2,465	39,698 m	50,998 m
SMM SIN CORRECCION	45,49 m	2,469	39,702 m	51,077 m

TABLA 6.7: Estadística de la superficie media del mar sobre la zona.

6.3.3. Superficie media del mar

Al haber promediado con el ajuste colineal sobre un periodo de tiempo, si éste es lo suficientemente largo, se supone eliminada la variación estacional de la superficie del mar. Con el ajuste *crossover* se ha pretendido eliminar el efecto de errores orbitales residuales. Si se añade a los residuales ajustados la contribución de los modelos de geoide y de superficie topográfica del mar que se habían sustraído en la primera parte del trabajo, se obtiene la superficie media del mar corregida durante el tiempo promediado. Con esto se obtienen unos valores de altitudes cuya estadística se muestra en la tabla 6.7. y las curvas de nivel contorneadas a 1 metro en las figuras 6.2. y 6.3. Los resultados al considerar la corrección de marea y al no hacerlo son prácticamente iguales.

6.3.4. Superficie media obtenida por ajuste colineal

En este caso se ha obtenido un número limitado de puntos *crossover* insuficiente para hacer que se verifique la redundancia enunciada en el capítulo anterior. La deficiencia de rango es por tanto imprecisa y puede no resolverse adecuadamente con el modelo empleado. Tampoco se obtienen diferencias sobre algunas zonas o bien hay arcos demasiado cortos en cuanto a número de diferencias obtenidas sobre ellos se refiere y por lo tanto no se hace ajuste sobre ellos.

Por todo esto, nos podemos plantear si el ajuste *crossover* es adecuado en este caso (zona pequeña, y muchos puntos eliminados). Así, se calculó otra superficie media, al restituir

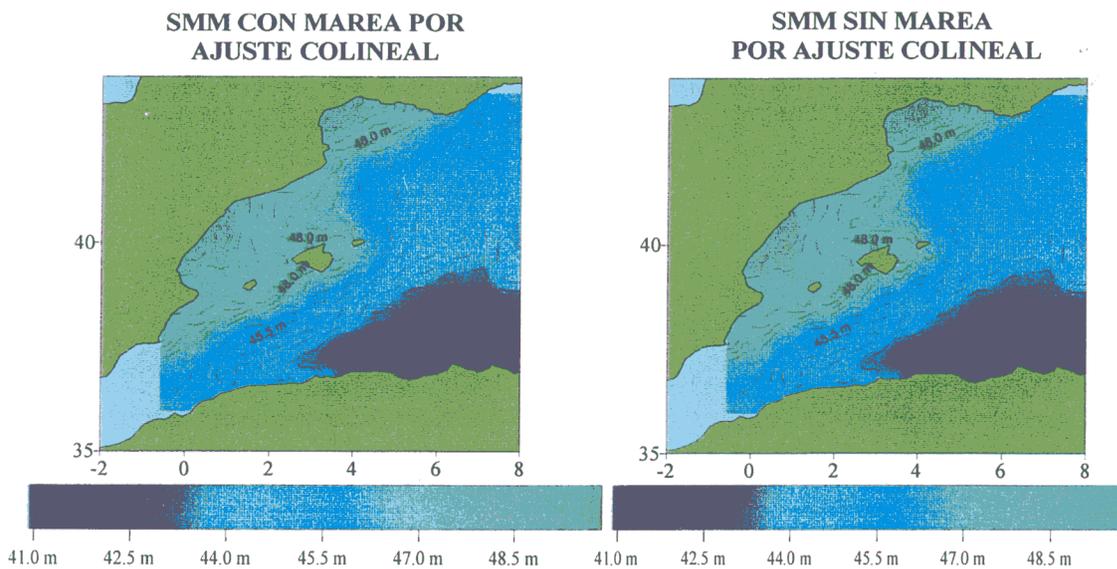


FIGURA 6.4: Curvas de nivel de la superficie media del mar obtenida por ajuste colineal sobre la zona considerando o no corrección de marea.

	MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO
SMM CORREGIDA DE MAREA	45,448 m	2,176	40,85 m	49,94 m
SMM SIN CORRECCION	45,448 m	2,176	49,85 m	49,94 m

TABLA 6.8: Estadística de la superficie media del mar sobre la zona.

el efecto de modelos de geoide y de superficie topográfica del mar sobre las diferencias promediadas. El proceso es así similar a un ajuste colineal aunque lo que se promedian son los residuales para evitar errores en la interpolación de los modelos).

La superficie resultante aparece en la figura 6.4. con curvas de nivel contorneadas a 50 centímetros, y sus parámetros estadísticos se muestran en la tabla 6.8. Al comparar sus resultados con los de la tabla 6.8, vemos que en media difieren del orden de centímetros, pero la segunda superficie es más suave, ya que los máximos y mínimos varían, en ambos casos poco más de 1 m; así disminuyen rango de variación y desviación típica. Esto se aprecia también gráficamente en las figuras 6.2, 6.3 y 6.4. Las diferencias entre los dos resultados son los residuales ajustados por *crossover* (tabla 6.5). Parece que los valores obtenidos en este caso no son muy adecuados para hacer ajuste *crossover*, que según las figuras 6.2 y 6.3 tiene resultados demasiado dependientes de de los trazos. Corroboramos así que la aplicación del método cuando la cantidad de puntos no justifica el modelo empleado no es adecuada y resulta preferible hacer un ajuste colineal sin ajuste *crossover* y las correspondientes matrices deficientes de rango.

6.4. RESULTADO CON DATOS ERS-1 DE FASE GEODESICA

6.4.1. Datos empleados

La fase geodésica de la misión del satélite ERS-1 (fase E) comenzó el 23 de mayo de 1994. Como ya se vió en el capítulo anterior, el aumento en el periodo de repetición (de 35 a 168 días), permite la adquisición de datos muy densos.

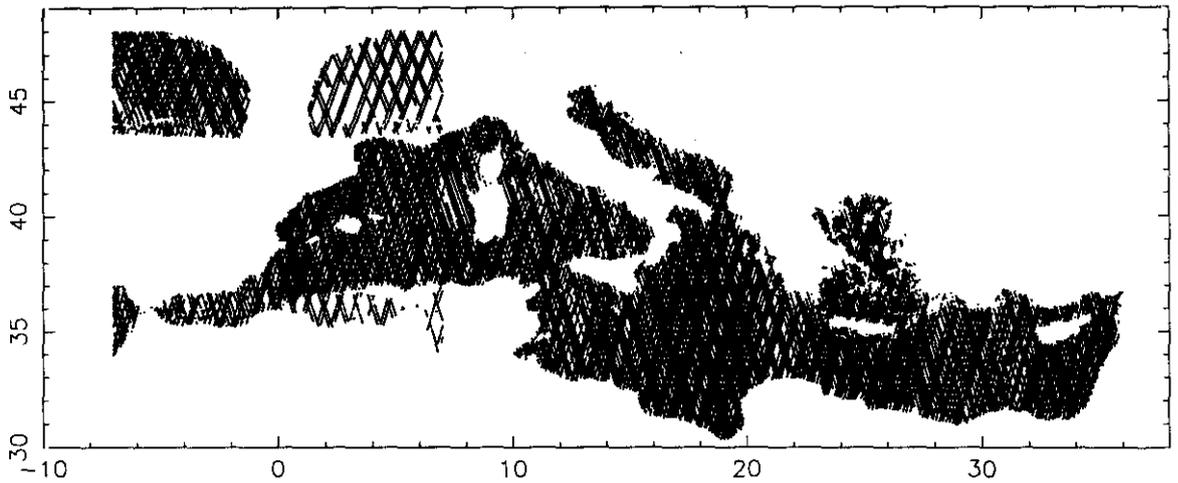


FIGURA 6.5.: Distribución sobre el Mediterráneo de los datos de la fase geodésica.

	MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO	RANGO
ALT.OBSERV.	46.0480 m	2.16	39.077 m	56.800 m	17.723 m
GEOIDE OSU	46.1163 m	2.35	32.510 m	52.860 m	20.350 m
SST (OSU)	-0.3925 m	0.11	-0.693 m	-0.185 m	0.508 m
RESIDUAL	0.3243 m	0.87	-7.730 m	11.392 m	19.122 m

TABLA 6.9: Estadística de los datos sobre la zona de estudio.

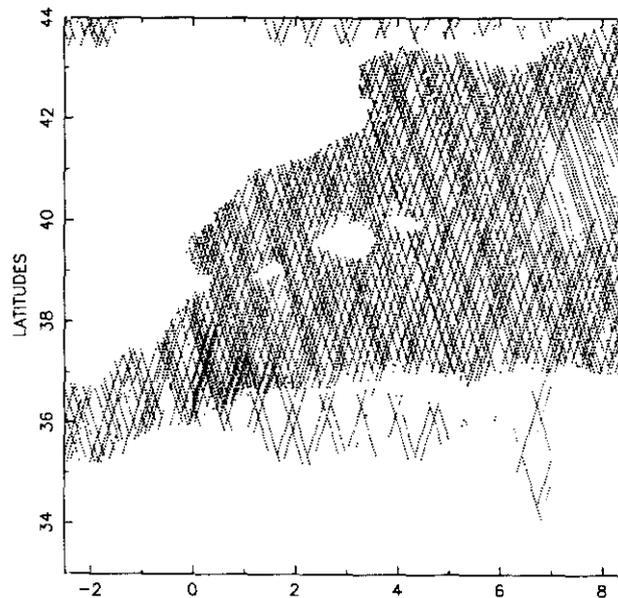


FIGURA 6.6: Distribución de datos de la fase geodésica sobre la zona de estudio.

Para este estudio dispusimos de 69487 puntos sobre el Mediterráneo (figura 6.5), que sobre la zona de estudio se reducen a 13972. Les aplicamos el mismo tratamiento que en el apartado anterior: de ellos eliminamos la parte correspondiente a geoide con un modelo de geopotencial y superficie topográfica del mar. Para estas reducciones usamos los mismos modelos que en la sección 6.3. No hacemos corrección de marea al no disponer de datos fechados.

La estadística de los datos que intervienen en este ajuste aparece en la tabla 6.9. En ella se aprecian unos valores extremos de los residuales demasiado grandes. Esto se debe a que los datos no están aún validados y, además, como se ve en la figura 6.5, hay datos que corresponden a tierra que deben ser eliminados.

6.4.2. Validación

Para validar los datos usamos criterios basados en lo expuesto en la sección 6.1., acomodándolos a las condiciones de los datos y sobre todo, aplicados con el objetivo de detectar los puntos que pertenecen a áreas terrestres.

Como primer criterio utilizamos altitudes residuales pequeñas tras la sustracción de los modelos oportunos. En lugar del límite de 6 metros, que sobre la zona parece excesivo, usamos 2 metros. Al aplicarlo, eliminamos de los datos 401 puntos, la mayoría de ellos terrestres (figura 6.7.), en los que el modelo de SST, por supuesto no aproxima a la medida.

El segundo criterio que aplicamos para eliminar posibles observaciones erróneas, es desviación típica menor que 25 centímetros. Hay 128 puntos que no lo verifican. En este caso, no existe una relación tan clara como antes con su posición en tierra.

Como tercer criterio, empleamos que los arcos que intervendrán en el ajuste han de tener más de 23 puntos, lo que proporciona un número de observaciones adecuado. Con su aplicación eliminamos 817 puntos.

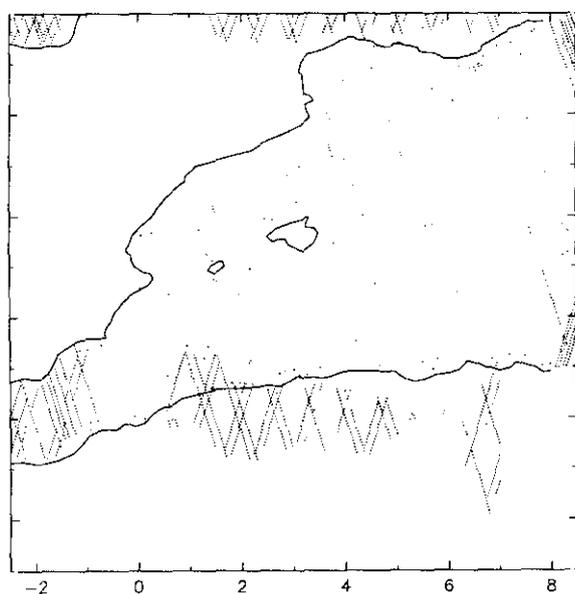


FIGURA 6.7.: Distribución geográfica los datos eliminados.

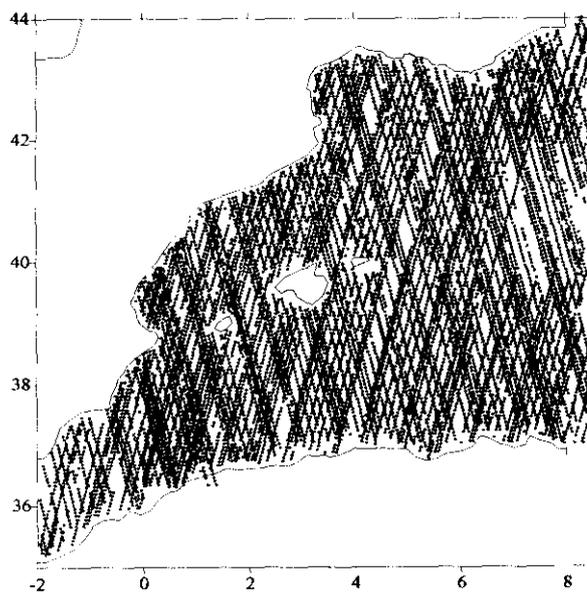


FIGURA 6.8.: Distribución geográfica los datos validados.

	MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO	RANGO
ALT.INSTANTANEA	45,98 m	2,104	40,844 m	50,503 m	9,659 m
GEOIDE OSU91	46,089 m	2,226	41,260 m	50,44 m	9,18 m
SST OSU91A	-0,3972 m	0,11	-0.693 m	0,0 m	0,693 m
RESIDUAL	0.2882 m	0,41	-1,232 m	1,999 m	3,231 m

TABLA 6.10: Resultados estadísticos de los datos validados.

**CURVAS DE H OBSERVADAS
CONTORNEADAS A 50 CMS**

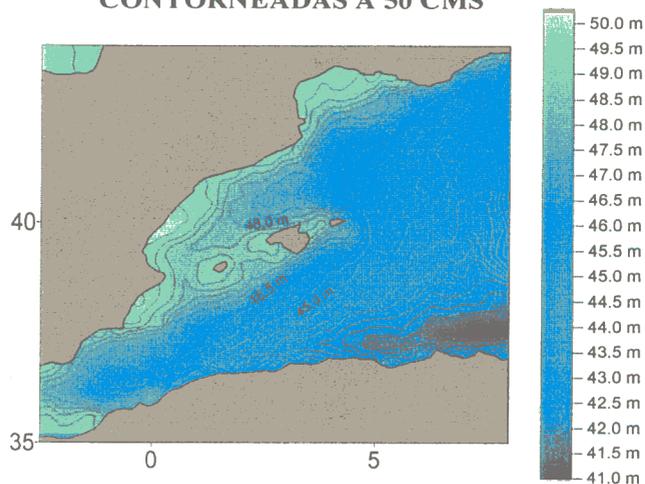


FIGURA 6.9: Curvas de nivel de las altitudes observadas.

**CURVAS DE H. RESIDUALES
CONTORNEADAS A 20 CMS**

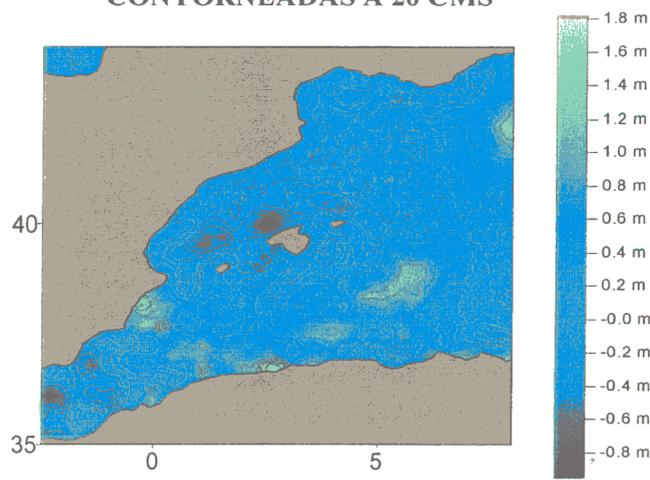


FIGURA 6.10: Curvas de nivel de las altitudes residuales.

Así tendremos, sobre la zona un total de 12420 puntos. En la tabla 6.10. se muestra el análisis estadístico de los mismos. Se ve la reducción significativa de los valores extremos de los residuales que ya sí se mantienen en valores realistas (de entre 1 y 2 metros). Las figuras 6.7. y 6.8. corresponden a la situación geográfica de los puntos eliminados por los dos primeros criterios y de los puntos resultantes de la validación respectivamente.

6.4.3. Ajuste *crossover*

Los datos empleados corresponden a un único ciclo, por lo que no tienen repeticiones y se puede hacer un ajuste *crossover* sin hacer un ajuste colineal previo.

Por el gran número de datos de que se dispone en esta fase, la condición de redundancia (5.34) se verifica ampliamente. En el ajuste tenemos 195 arcos (108 ascendentes y 87 descendentes), es decir, 390 parámetros, y el número de observaciones o cruces es 1639.

Tras un ajuste reiterado, se consigue que las diferencias *crossover*, que en principio tenían media 0,07 m y error medio cuadrático 0,213, pasen a tener media 0,0 m y error medio cuadrático 0,091. La estadística de los resultados del ajuste aparece en la tabla 6.11.

Se aprecia en ella que si bien los sesgos obtenidos son bastante similares, las inclinaciones son significativamente más pequeñas para el caso de arcos descendentes. En la figura 6.11. se representan las curvas de nivel de los residuales ajustados contorneadas a 20 centímetros.

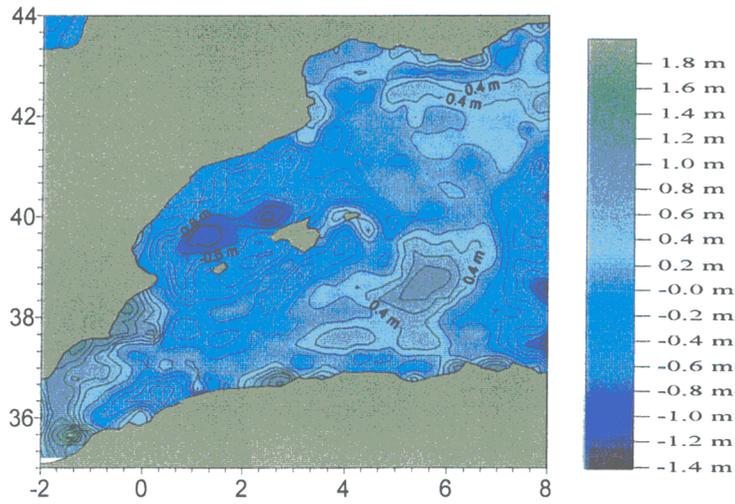


FIGURA 6.11: Curvas de nivel de los residuales tras el ajuste contorneados a 20 centímetros.

	<u>SESGO</u>	<u>INCLINACION</u>
<u>TRAZOS ASCENDENTES</u>	0,276 m	0,327
<u>TRAZOS DESCENDENTES</u>	0,226 m	0,044
<u>TODOS LOS TRAZOS</u>	0,254 m	0,201

TABLA 6.11: Estadística de los parámetros obtenidos tras el ajuste.

6.4.4. Superficie media del mar

Obtenemos esta superficie de modo idéntico a 6.3.3., añadiendo a los residuales ajustados la aportación de los modelos que les había sido sustraída.

La tabla 6.12 muestra los parámetros estadísticos de esta aproximación al geode y la figura 6.12, sus curvas de nivel contorneadas a intervalos de 50 centímetros.

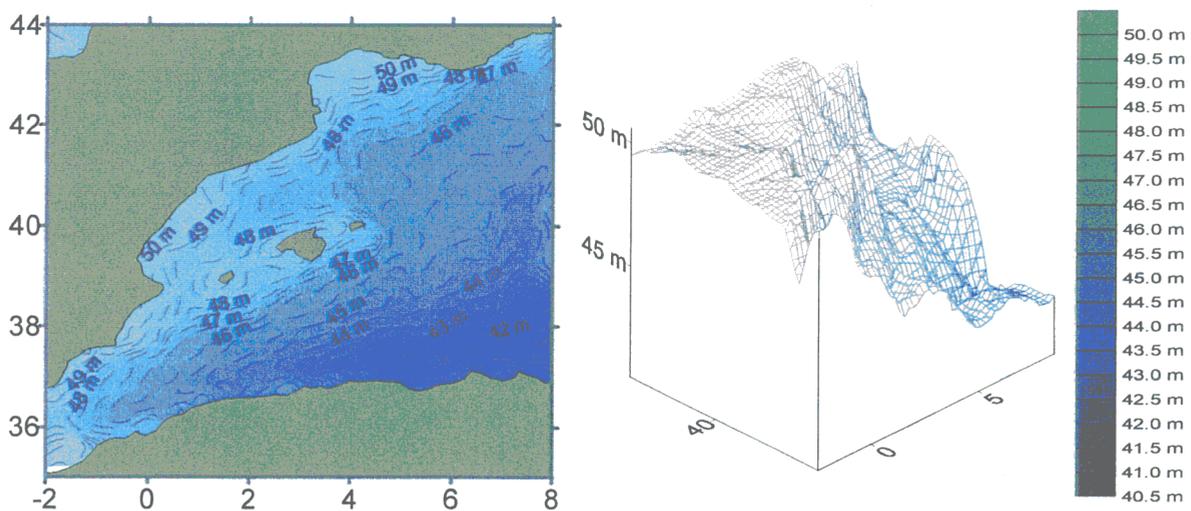


FIGURA 6.12: Superficie media del mar obtenida contorneada a 50 centímetros.

MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO	RANGO
45,692 m	2,198	39,557 m	50,808 m	11,251 m

TABLA 6.12: Resultados estadísticos de la superficie obtenida.

La superficie obtenida es ligeramente más baja y suave que la resultante en la sección anterior, aunque la comparación detallada se verá al final del capítulo.

En este caso no obtenemos otra superficie por ajuste colineal puesto que no se dispone nada más que de un ciclo de repetición.

6.5. RESULTADO CON DATOS ERS-1 DE FASE MULTIDISCIPLINAR REFERIDOS A TOPEX

6.5.1. Datos empleados

En la sección 6.3. se obtuvo un resultado de dudosa calidad puesto que los datos tenían la órbita no bien determinada a juzgar por los sesgos que aparecían entre arcos de uno a otro ciclo.

En cuanto a la fase geodésica, se dispone de poca continuidad de datos como para poder hacer contrastaciones del resultado de 6.4.

Por todo esto, en este estudio se calcula una tercera superficie media del mar usando de nuevo datos del altímetro ERS-1, pero esta vez, de la fase G (ciclos de 35 días), tres años posterior a los primeros que correspondían a la fase C. Son la última fase de ERS-1 copartida con los del ERS-2. Estos datos han sido provistos por el CLS *Space Oceanography Division*. (AVISO/Altimetry, 1996, Le Traon et al, 1995). Tienen la particularidad de que, aún siendo del altímetro ERS-1, como hemos visto, bastante menos preciso en cuanto a determinación de su órbita se refiere que los del TOPEX, son más adecuados para realizar un ajuste *crossover* en la zona, y están ajustados a la órbita de este segundo satélite, por lo que se suponen más precisos, usando *minimización global de las diferencias crossover* entre datos de ambos altímetros. Con esto se consigue la determinación de la componente radial en los datos con una precisión similar a la de los del TOPEX/Poseidon, que se estima en 2 centímetros. Al hacer este proceso también se ha estimado una parte del sesgo y de cualquier error de larga longitud de onda que pudiera ser responsable de parte de las diferencias observadas entre los arcos de la fase C. Con esto se obtienen datos que resultan ser más homogéneos entre los dos altímetros de modo que pueden mezclarse de forma más adecuada.

Las medidas del satélite han sido corregidas por el CERSAT de aquellos efectos para los que se dispone de modelos adecuados:

1) se minimizan errores orbitales al referir la órbita de forma precisa al elipsoide TOPEX, de parámetros $a=6378,1363$ kilómetros y $\alpha=1/298,257$.

2) Correcciones geofísicas: (aplicadas por CERSAT)

2.1. están corregidos de efecto de retraso de troposfera seca usando ECMWF (*European Center for Medium range Weather Forecasting*).

2.2. los datos tienen la corrección por troposfera húmeda aplicada. Para su cálculo se utilizaron los datos del radiómetro del propio satélite.

2.3. al no trabajar con doble frecuencia las medidas están afectadas de retraso

ionosférico. Su efecto se corrigió con el modelo de BENT.

3) Marea: (aplicadas por CERSAT)

3.1. El efecto de la marea oceánica y de carga se calculó con el modelo CSR3.0 (Eanes y Bettadpur, 1994). Este modelo es básicamente un ajuste de las largas longitudes de onda del modelo hidrodinámico de Grenoble FES94.1, mediante el uso de 89 ciclos (2,4 años) de datos de TOPEX/Poseidon. Con esto mantiene la precisión en la parte de largas longitudes de onda de la altimetría del satélite y la detallada resolución espacial del modelo de Grenoble. Para la marea de carga añade el modelo previo CSR2.0. Las correcciones obtenidas al modelo con los datos altimétricos se suavizaron por convolución. Las órbitas usadas se calcularon con el modelo de gravedad JGM-3. Se trata de un modelo con una precisión estimada en 2-3 centímetros para aguas profundas (>200 metros). En aguas someras es bastante impreciso lo que lo inhabilita para su uso en navegación y algunas otras aplicaciones prácticas.

3.2. para el cálculo de la contribución de la marea de tierra sólida se empleó el modelo de Cartwright y Taylor.

3.3. No se ha aplicado la corrección por marea del polo.

En este caso, en lugar de quitar la distancia de elipsoide al geoide y luego del geoide a la superficie topográfica del mar por medio de modelos de desarrollos en armónicos esféricos de ambas cantidades, utilizamos un modelo de superficie media del mar con lo que se obtiene como resultado la parte dinámica más el efecto de error orbital y la parte estática no eliminada con el modelo. Como tal modelo usamos el OSU95 proporcionado junto con los datos, que estima la altitud desde el elipsoide de la superficie media del mar obtenida promediando datos de altímetros de distintas misiones (Yi, 1995). En la construcción de este modelo se incluyeron distintos satélites ya que para construir una superficie media del mar es importante usar datos lo más actualizados posible, puesto que la tecnología de los altímetros evoluciona, las determinaciones de las órbitas son más precisas, y hay cambios globales de las corrientes oceánicas que producen variaciones de año en año, por lo que no conviene tomar datos sólo de una época. Para conseguir el primer requerimiento de datos actualizados, este modelo incluye medidas de ERS-1 y de TOPEX. En cuanto a la extensión temporal de los datos, lo más normal es promediar sobre un periodo de tiempo que sea adecuado para eliminar las variaciones estacionales del océano. Así, en la construcción del OSU95 se emplearon las medidas de los distintos altímetros cubriendo periodos aproximados de un año. Los satélites empleados fueron el GEOSAT, ERS-1 y TOPEX. Geos-3 y SEASAT se excluyeron al ser demasiado imprecisos. Tampoco se incluyó en la construcción del modelo el Poseidon puesto que el valor del sesgo relativo entre él y el TOPEX no estaba determinado en la época en que se construyó el modelo. Los datos empleados fueron (Yi, 1995):

- 1) Superficie media obtenida de datos TOPEX de aproximadamente un año (33 ciclos, del 28-II-1993 a 2-III-1994). Como más preciso se eligió como superficie referencia.
- 2) Un año de fase ERS-1 de ciclos de 35 días. Se tomaron 11 ciclos, del 10 de noviembre de 1992 al 30 de noviembre de 1993.
- 3) Un año de GEOSAT, con ciclos de 17 días. El total de ciclos incluidos en el cálculo fue de 22 (8 de noviembre de 1986 a 16 de noviembre de 1987).
- 4) Primer ciclo de la fase geodésica del ERS-1.

Todos estos datos se unificaron. Las órbitas de todos ellos se habían calculado usando un mismo modelo de gravedad (JGM-2) pero referían las altitudes a distintos elipsoides.

Para obtener este tercer resultado contamos con trece ciclos del satélite, que suponen un total de 21882 puntos sobre la zona de las secciones anteriores. Los ciclos se repiten de

	MEDIA	D.T.	MINIM	MAXIM	RANGO
ALTITUD	45.9656 m	1.91	41.023 m	50.536 m	9.513 m
SUP. MEDIA OSU95	45.9932 m	1.89	41.389 m	50.291 m	8.902 m
RESIDUAL	-0.0276 m	0.11	-0.734 m	0.411 m	1.145 m
RESID. EF.BAROMETRICO	-0.0407 m	0.12	-0.799 m	0.387 m	1.83 m
GRADIENTE DE ALTITUD	0.013 m/s	0.12	-0.629m/s	0.679m/s	1.308m/s
GRAD. DE RESIDUAL	0.0 m/s	0.05	-0.477m/s	0.543m/s	1.020m/s

TABLA 6.13: Análisis estadístico de los datos de fase G.

forma exacta. La distribución de las medidas en uno de ellos se muestra en la figura 6.13. Para todos los datos se dispone del valor correspondiente de superficie media OSU95 y de corrección por efecto barométrico inverso calculada con modelo ECMWF (AVISO, 1996). Las curvas de nivel de las altitudes instantáneas corregidas aparecen en la figura 6.14 contorneadas a 50 centímetros. En cada punto calculamos las altitudes residuales o diferencias entre la medida corregida y los modelos. En la figura 6.15 se ve la distribución de tales diferencias contorneadas a 5 centímetros con y sin considerar efecto barométrico inverso. No se aprecian grandes diferencias entre ambos resultados, lo que se ve con más detalle en el estudio de la tabla 6.13, en la que se ve que las altitudes son bastante similares a la superficie media considerada, por lo que los residuales muestran un comportamiento suave. Los corregidos por efecto barométrico inverso, alcanzan sin embargo los valores extremos. El gradiente de altitudes $\Delta h/\Delta t$, indica que la superficie del mar que miden es bastante suave, sin grandes desniveles entre puntos de medida consecutivos. Este valor nos será de utilidad para la revalidación posterior de los datos. Queremos sustituir un límite empírico resultante de los datos por el 0,3 que aparece en la literatura como valor fijo extremo para las diferencias entre altitudes en puntos consecutivos. Con la introducción de Δt , tenemos en cuenta las posibles interrupciones en los datos por islas, fenómenos atmosféricos, que asignen como puntos cercanos a los que en realidad no lo sean. Por otro lado, con el último valor estudiado, $\Delta(h-h_m)/\Delta t$, se pretende reconciliar la idea de excluir puntos en los que la superficie resultante del mar sea rugosa en exceso, con la posibilidad de que se trate de una correlación con la batimetría de la zona. En el caso de que un accidente geográfico provoque el desnivel entre las altitudes medidas, aparecerá también en la superficie media, o lo que es lo mismo, en gradiente de la superficie media, luego:

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} \text{ será parecido a } \frac{\Delta h_m}{\Delta t} \Rightarrow \frac{\Delta h - \Delta h_m}{\Delta t} \sim 0 \Rightarrow \frac{\Delta_{res}}{\Delta t} \sim 0$$

es decir, valores grandes de esta cantidad indican desniveles de la superficie que no aparecen en la media luego será probable que se deban a errores en la medida del altímetro.

6.5.2. Validación de los datos

Los datos con los que vamos a trabajar ya han sido ajustados a los de TOPEX con un

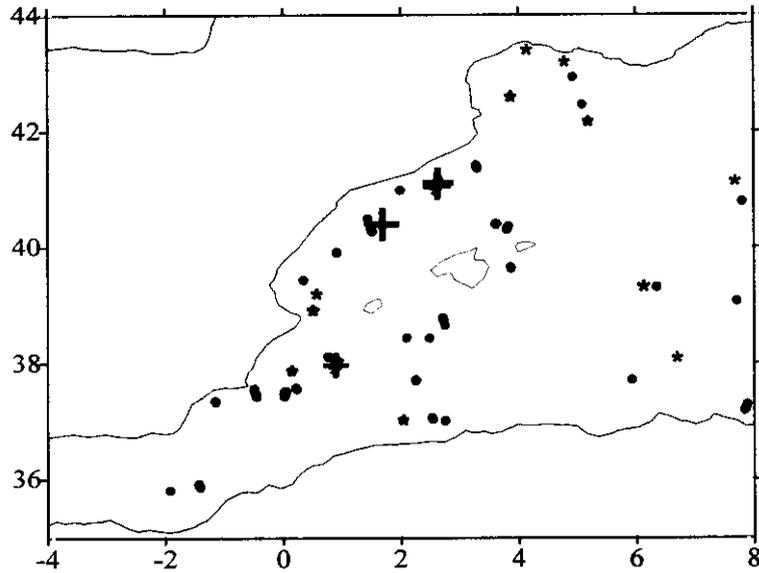


FIGURA 6.16: Distribución de los datos eliminados por la aplicación de los tres criterios.

análisis *crossover* dual de modo que no esperamos una gran cantidad de errores. En cualquier caso, hacemos una revalidación de los mismos atendiendo a distintos criterios. Por un lado, se observaba en la sección anterior un gran acuerdo entre las medidas y la superficie media OSU95. Esto hace seleccionar un primer criterio (CRITERIO 1) que consiste en eliminar los datos en los que el residual sea mayor que medio metro, valor muy por encima de la media de los observados. El problema de los datos de altimetría suele estar en las zonas próximas a las costas en las que la reflexión es más irregular al serlo también la incidencia, y las altitudes reproducidas suelen ser bastante malas (Andersen y Knudsen, 1999).

Con el propósito de eliminar las medidas en las que haya aparecido este efecto, se aplicaron una serie de criterios basados en la existencia de valores más grandes que lo que sería de esperar en los dos gradientes mencionados en el apartado anterior. Por un lado, quitamos los datos en los que $\Delta h/\Delta t > 40 \text{ cm/s}$ ($\sim 3\sigma$) (CRITERIO 2) y los que tengan $\Delta \text{res}/\Delta t > 40 \text{ cm/s}$ ($\sim 1/2$ rango de variación) (CRITERIO 3). Estos valores límite se han tomado un poco por exceso para tener en cuenta variaciones estacionales no anómalas puesto que al repetir la estadística por estaciones, varían un poco los extremos y las medias de las cantidades consideradas. Los puntos eliminados por los criterios 2 y 3 no se encontraban, como se esperaba, en zonas de aguas someras, sino que presentaban una distribución bastante aleatoria, que no se repetía de uno a otro ciclo, luego no dejaba ver que los valores grandes se debieran a algún efecto no corregido (figura 6.16).

Al no apreciarse valores anómalos en las cercanías de las costas, podemos pensar que han sido ya validados, pero la experiencia previa en el método nos inclina más a que si los datos altimétricos tienen alguna distorsión en la zona, probablemente la superficie media generada a partir de medidas de este tipo también y no será posible detectar irregularidades con la comparación de ambas. Por esto, pasamos a hacer una validación gráfica trazo a trazo. Para ello, se hizo una selección de datos correspondientes a los mismos arcos subsatélite y se representó gráficamente la relación entre medida y latitud en cada uno de ellos. Los trazos repetidos volvían a reproducir la misma curva con una variación mucho menor que en 6.3. lo que pone de manifiesto la notable mejoría de la órbita con el ajuste a los datos TOPEX. Esta variación se hace aún menor en los arcos que no atraviesan tierra en su recorrido. En

	MEDIA	D.T.	MINIM	MAXIM	RANGO
H SATELITE	45.9589 m	1.88	41.44 m	50.47 m	9.03 m
GEOIDE GRAVIMETRICO	45.5421 m	1.82	40.92 m	49.99 m	9.07 m
GEOIDE EGM96	46.2095 m	1.91	41.62 m	50.74 m	9.12 m
GRAVIMETRICO-ALTIM	-0.417 m	0.312	-1.44 m	0.39 m	1.83 m
EGM96-ALTIMETRIA	0.251 m	0.22	-0.52 m	0.87 m	1.39 m

TABLA 6.14: Comparación entre un trazo medio del satélite y geoide gravimétrico y modelo.

	MEDIA	D.T.	MINIM	MAXIM	RANGO
ALTITUD	45.958 m	1.90	41.023 m	50.536 m	9.513 m
SUP. MEDIA OSU95	45.986 m	1.89	41.389 m	50.291 m	8.902 m
RESIDUAL	-0.028 m	0.11	-0.497 m	0.411 m	0.908 m

TABLA 6.15: Análisis estadístico de los datos validados de la fase G.

cuanto a los que lo hacen, vemos que parecen reproducir altitudes más grandes cerca de la costa (tanto ascendentes como descendentes). Los gráficos de esta comparación están en el apéndice II del capítulo. Para ver si se trata de un error de la medida y cuantificar cuantos datos deberían eliminarse a uno y otro extremo de la costa, reproducimos la misma relación con la latitud para los mismos puntos con el geoide modelo EGM96 y con un geoide gravimétrico sobre la zona (Sevilla et al, 1992b). En ambos casos las diferencias no fueron grandes (tabla 6.14, figuras del apéndice III), y además, los valores mayores (figura 6.17.) se encontraban en una zona no demasiado significativa para ninguno de los resultados (zona entre tierra y mar y con arcos demasiado cortos para que el ajuste *crossover* posterior resulte con la precisión adecuada). El geoide EGM96 es el que mejor se ajusta a la superficie reproducida por el altímetro y el geoide gravimétrico queda un poco más bajo que éste.

Al no diferir mucho el trazo que reproducen las medidas en las cercanías de costa de geoide modelo y gravimétrico, no tenemos razones para eliminar datos altimétricos de dichas zonas. Con el primero de los criterios anteriores se eliminan 4 puntos, con el CRITERIO 2, 11 y con el CRITERIO 3, 24. El total de datos válidos es 21767. Su estudio estadístico está en la tabla 6.15. en la que se aprecia un descenso en los valores extremos y por lo tanto en su rango de variación, aunque la media y la desviación típica no se modifican.

6.5.3. Variaciones estacionales de la topografía dinámica del mar

En (5.9) y (5.10) llamabamos H a la superficie topográfica del mar (diferencia entre superficie del mar y geoide). Después, en (5.11), nos referimos a sus dos partes: la estática o H_0 y la dinámica o η , directamente relacionada con las corrientes. La variación del nivel del mar será $\Delta\eta$, y la podemos calcular a partir de los residuales de la secciones precedentes: Estos residuales contienen la información sobre cómo varía la superficie media del mar.

$$h_{res} = h - h_{OSU95} = h - N - H_o = H - H_o = \eta$$

Tienen una porción significativa de error del modelo de marea. Distintos autores afirman, para océanos abiertos, la existencia de cambios regulares en estas cantidades (Tapley et al, 1994, Knudsen, 1994). Se trataría de cambios causados por las variaciones estacionales de la temperatura y los vientos. Durante el verano la temperatura del agua aumenta y el nivel sube. Ocurre lo contrario en invierno. Así, el nivel más alto suele alcanzarse en octubre (en abril en el Hemisferio Sur) tras la alta irradiación solar durante el verano. Esta variación sería la causante de más de la mitad de la cuantía de $\Delta\eta$. Así, en general, aparecen η positivas en otoño y verano y negativas en invierno y primavera. Más cerca del Ecuador las fases del ciclo anual son distintas. En principio, una parte de la respuesta a estos cambios, los relativos a la presión atmosférica, ya han sido eliminados a través del efecto barométrico inverso.

Nos planteamos hasta que punto estas tendencias se reproducen también en un mar cerrado como el Mediterráneo y tan poco afectado por régimen de marea. Para cuantificarlo, separamos los datos de tres meses en tres meses correspondiendo a las distintas estaciones. Nuestros residuales mantienen la misma tendencia que en mares abiertos, como puede apreciarse en la tabla 6.16. y en las figuras 6.17-20. En ellas es posible ver una mayor variación en la parte oeste, debida a que es en esta zona donde se produce uno de los fenómenos de circulación oceánica más importantes del Mediterráneo: el flujo entrante y saliente de agua del Océano Atlántico a través de Gibraltar y las consecuentes variaciones a lo largo de la costa argelina y giro de Alborán. Las corrientes argelinas son costeras. Se deben

	Nº	MED	D.T.	MIN	MAX	RANG	CEROS
PRIMAVERA							
RESIDUALES	7808	-0.08	0.10	-0.443	0.374	0.817	29
RES.CORREGIDOS	7808	-0.10	0.11	-0.531	0.272	0.803	17
VERANO							
RESIDUALES	4653	0.02	0.09	-0.299	0.356	0.655	27
RES.CORREGIDOS	4653	0.02	0.10	-0.372	0.359	0.731	26
OTOÑO							
RESIDUALES	4653	0.03	0.11	-0.486	0.411	0.897	19
RES.CORREGIDOS	4653	-0.01	0.11	-0.521	0.387	0.908	20
INVIERNO							
RESIDUALES	4653	-0.05	0.12	-0.497	0.323	0.820	8
RES.CORREGIDOS	4653	-0.03	0.13	-0.461	0.372	0.833	8

TABLA 6.16: Variaciones estacionales en los parámetros estadísticos de los datos.

PRIMAVERA

PRIMAVERA CORREGIDO DE EF.BAROMÉTRICO

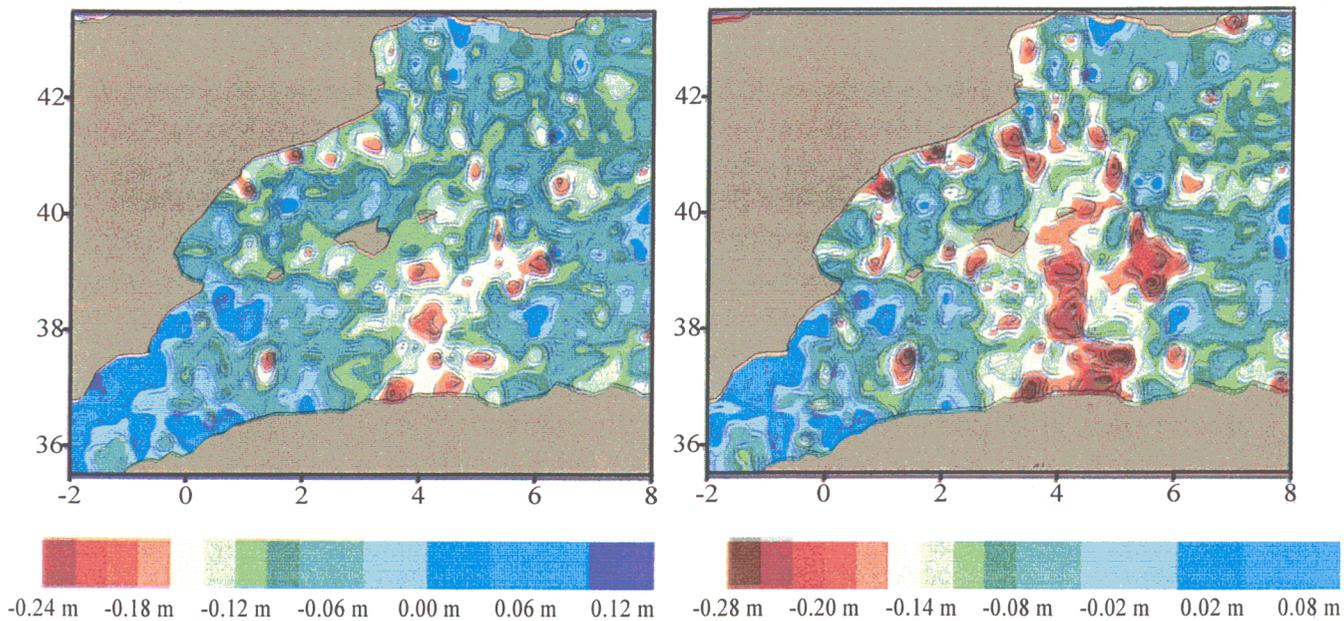


FIGURA 6.17: Residuales de altitudes durante la primavera.

VERANO

VERANO CORREGIDO DE EF.BAROMÉTRICO

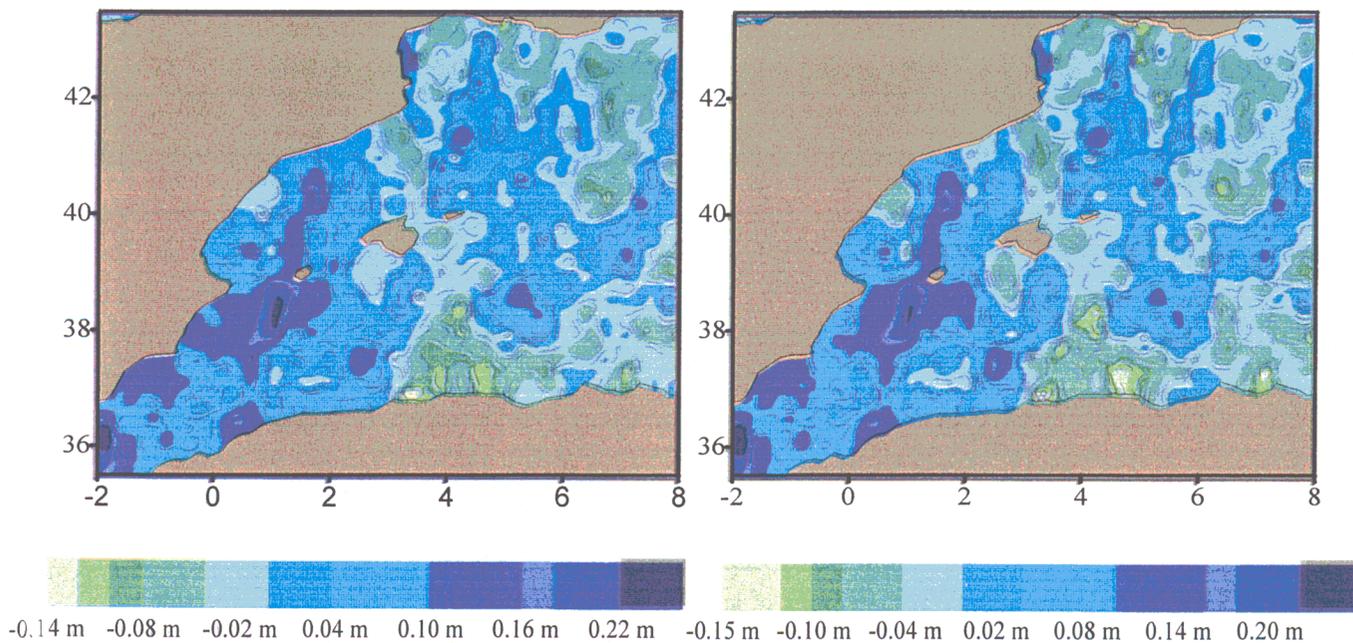


FIGURA 6.18: Altitudes residuales durante el verano.

OTOÑO

OTOÑO CORREGIDO DE EF.BAROMETRICO

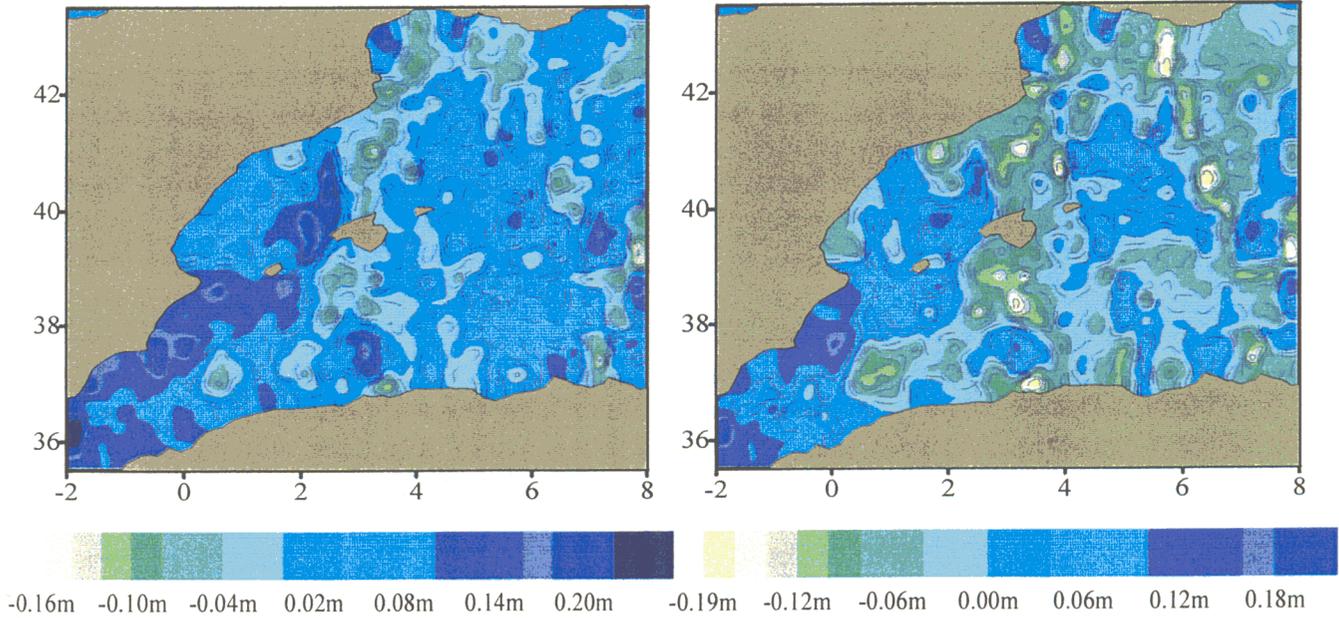


FIGURA 6.19: Altitudes residuales durante el otoño.

INVIERNO

INVIERNO CORREGIDO DE EF.BAROMÉTRICO

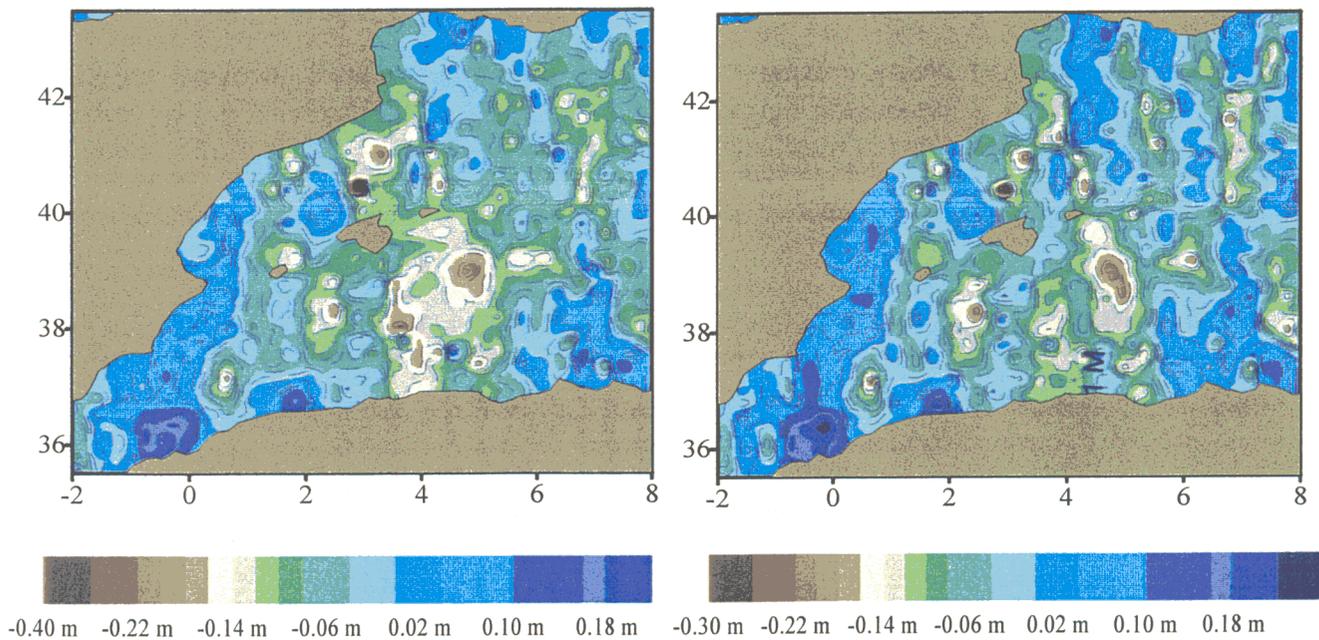


FIGURA 6.20: Altitudes residuales durante el invierno.

a la diferencia de densidades entre aguas del Atlántico y del Mediterráneo y se producen por el giro superficial de las primeras hacia el oeste. Su dirección es de oeste a este a lo largo de la costa norte africana, transportando agua del océano desde la cuenca de Alborán hasta el estrecho de Mesina y el canal de Cerdeña. La parte más importante comienza en longitudes de 1 a 2 grados. Ahí se forman remolinos que generan corrientes adyacentes ciclónicas y anticiclónicas. Las primeras desaparecen rápido, pero las otras pueden evolucionar y separarse de la corriente principal. De hecho, se han observado durante varios meses. Las corrientes de este tipo, además de su persistencia (ciclos de unos seis meses), tienen un gran diámetro (100 kilómetros). Se mueven hacia el norte. Lo normal es que lleguen a alcanzar latitudes de 39° y que a partir de ahí pierdan energía y desaparezcan poco a poco (Millot, 1985).

La parte de la variación que no es estacional se debe a la falta de equilibrio entre flujos entrantes y salientes de los Estrechos de Gibraltar y Mesina y al régimen de evaporación-precipitación.

Como conclusiones de este estudio, en primer lugar vemos que el efecto barométrico no suaviza especialmente las diferencias obtenidas. Como resultado importante para nuestro objetivo, vemos que no debe utilizarse el total de la fase G disponible, que corresponde a quince meses de misión, porque así aparecerían sesgos al contener tres estaciones en las que aparecen η negativas frente a dos en las que son positivas, luego reducimos el total de datos a un año. Con esto, el número de datos válidos es 18449. Como conclusión es fácil deducir que la masa de agua de la cuenca no se mantiene exactamente constante, por lo que se podría aplicar como indicativo de cambios climáticos.

6.5.4. Ajuste colineal

En los gráficos representados en los apéndices II y III, se aprecia que los arcos se repiten bastante. Además, en las proximidades de la costa reproducen el levantamiento descrito en la introducción. Pero al no ser totalmente exactos, si se practica un ajuste *crossover* con ellos, se obtienen sobre un mismo punto diferencias distintas con lo que el ajuste no puede minimizar todas con los mismos parámetros por arco. Por esto, como en la sección 6.3., antes del ajuste *crossover* realizamos un ajuste colineal mediante media ponderada respecto a la desviación de cada arco. Al comparar la estadística de los datos seleccionados originales y de los resultantes de este ajuste (tablas 6.17. y 6.18.), vemos que

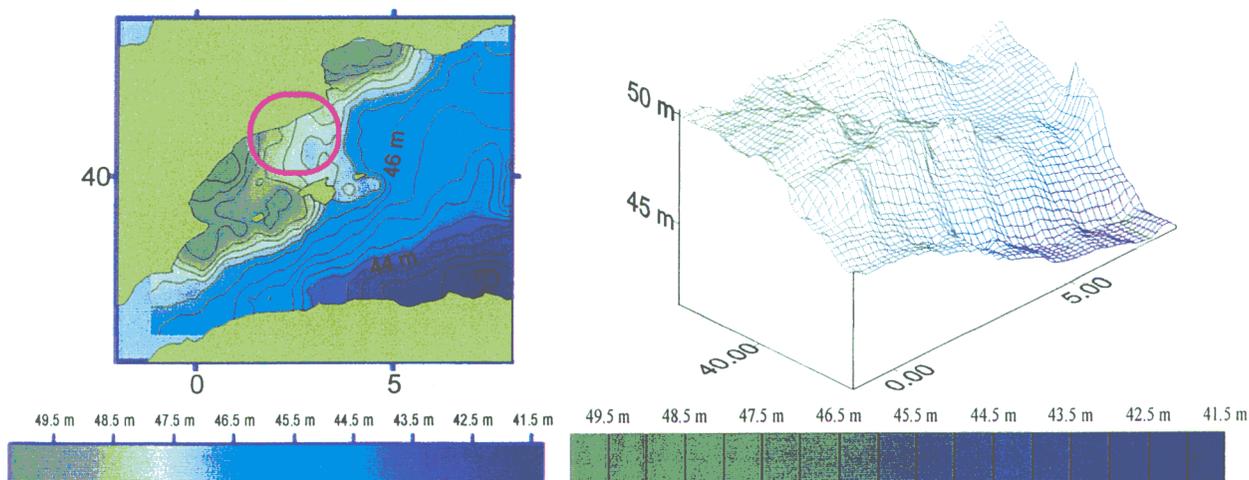
	MEDIA	D.T.	MIN	MAX	RANGO
RESIDUALES	-1,7 cm	11.2	-49,7 cm	41,1 cm	90,8 cm
RES.CORREGIDOS	-3,0 cm	11.2	-53,1 cm	38,7 cm	91,8 cm

TABLA 6.17: Estadística de los residuales sin y con corregir de efecto barométrico inverso durante un año de fase G.

	MEDIA	D.T.	MIN	MAX	RANGO
RESIDUALES	-1,3 cm	5,4	-17 cm	17,7 cm	34,7 cm
RESIDUALES CORREGIDOS	-3,1 cm	5.4	-25,4 cm	17,8 cm	43,2 cm

TABLA 6.18: Análisis estadístico de los residuales tras aplicar un ajuste colineal.

SUPERFICIE RESULTANTE INCLUYENDO CORRECCION POR EFECTO BAROMETRICO INVERSO



SUPERFICIE RESULTANTE SIN INCLUIR CORRECCION POR EFECTO BAROMETRICO INVERSO

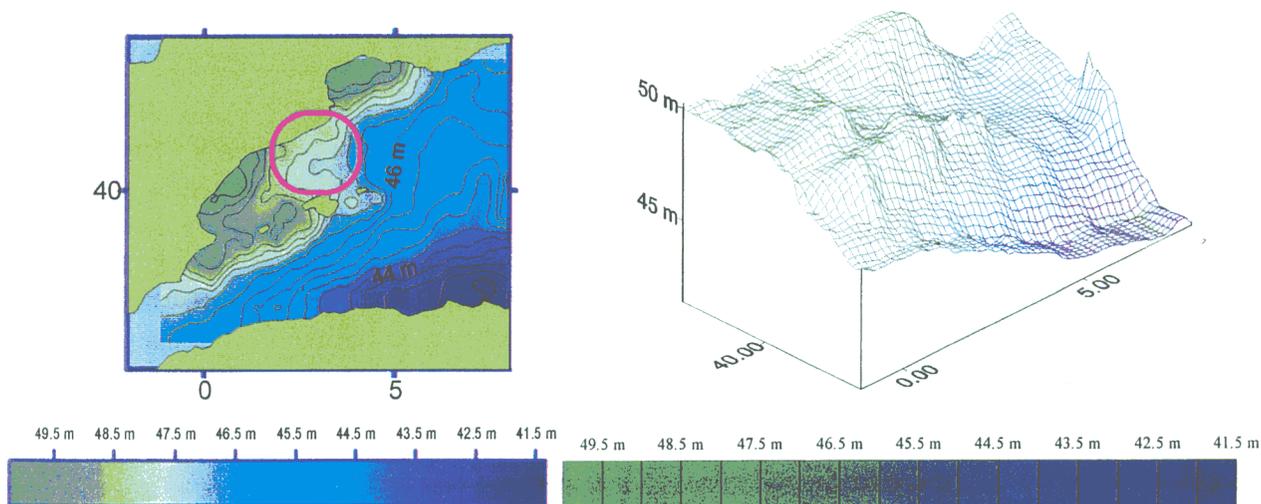


FIGURA 6.21: Superficie media del mar en la zona de ajuste colineal.

	MEDIA	D.T.	MIN	MAX	RANGO
SMM SIN CORREGIR E.B.I.	45,92 m	1,87	41,40 m	50,32 m	8,92m
SMM CORREGIDA DE E.B.I.	45,91 m	1,87	41,38 m	50,30 m	8,92m

TABLA 6.19: Análisis estadístico de la superficie media obtenida por ajuste colineal.

	MEDIA	D.T.	VARIANZA	MINIMO	MAXIMO	RANGO
CC-SC	-1,7 cm	0,017	0,00028	-10,4 cm	2,2 cm	12,6 cm

TABLA 6.20: Estadística de las diferencias entre residuales promediados.

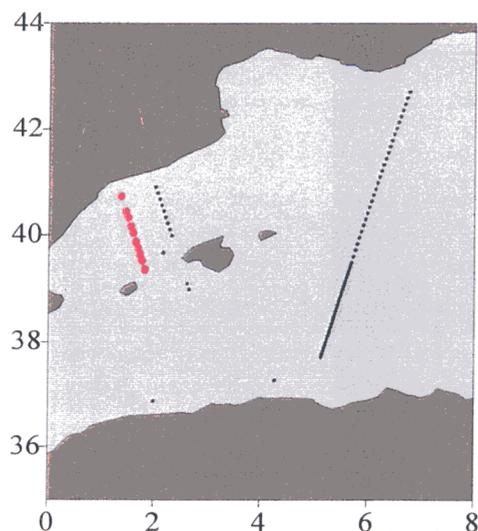


FIGURA 6.22: Localización de las mayores diferencias entre los dos resultados.

se han suavizado por efecto del promedio. En el caso de los no corregidos por efecto barométrico inverso, se obtienen cantidades más centradas, pero en los dos el rango de variación disminuye considerablemente. El número total de datos se reduce a 1796.

Con los resultados de este ajuste se puede construir una primera superficie media del mar al restituir la contribución, en este caso del modelo OSU95 en los puntos dados, como ya se hizo en 6.3.4. Esto posibilita la posterior comparación de los dos tipos de ajustes locales. Las superficies resultantes al tomar o no la corrección por efecto barométrico inverso aparecen en la figura 6.21, y sus parámetros estadísticos en la tabla 6.19. Ambas son muy parecidas, con la primera algo más baja como ya se podía anticipar del resultado de la tabla 6.18. La estadística de las diferencias entre ellas aparece en la tabla 6.20. Las mayores, al tomar con corrección menos sin corregir, son siempre de signo negativo. En concreto hay 10 puntos sobre los que se alcanzan diferencias mayores que 10 centímetros situados todos sobre el mismo trazo (puntos rojos de la figura 6.22) y 74, también todos ellos negativos, mayores que 5 centímetros (puntos negros de la misma figura).

6.5.5. Ajuste *crossover*

Al hacer el ajuste con los datos resultantes del proceso anterior, obtenemos un total de 41 diferencias entre arcos ascendentes y descendentes. Como no es un número muy grande y la zona tiene forma irregular, la deficiencia de rango puede seguir un esquema no tan claro como el descrito en el capítulo anterior. Por eso, el factor de peso que introducimos para obtener solución única, lo tomamos pequeño (10^{-5}) puesto que nos es más conveniente minimizar las diferencias *crossover* que ajustar a una superficie de dimensión 4 cuando no estamos seguros de que la deficiencia de rango de la matriz que interviene en el ajuste es ese número. De hecho, en un ajuste reiterado se obtiene como media de las diferencias ajustadas 0,0 m con error medio cuadrático 0,094. En cuanto a los residuales, también llegan a media cero, pero sin embargo, aumentan puntualmente como se aprecia en los valores extremos y rango de los mismos, especialmente los corregidos por efecto barométrico inverso.

	AJUSTE CORREGIDO DE EF.BAROMÉTRICO	
	<u>SESGO</u>	<u>INCLINACION</u>
A.ASCENDENTES	-0,014	-0,019
A.DESCENDENTES	-0,024	-0,012
TODOS LOS ARCOS	-0,018	-0,016
	AJUSTE SIN CORRECCIÓN DE EF.BAROMÉTRICO	
	<u>SESGO</u>	<u>INCLINACION</u>
A.ASCENDENTES	-0,008	0,0
A.DESCENDENTES	-0,002	-0,023
TODOS LOS ARCOS	-0,005	-0,010

TABLA 6.21: Parámetros del ajuste.

	MED.	D.T.	MIN	MAX	RANGO
RESIDUALES CORREGIDOS	0 cm	9,3	-59,3 cm	39,5 cm	98,8 cm
RESIDUALES SIN CORREGIR	0 cm	4,4	-21,6 cm	22,5 cm	44,1 cm

TABLA 6.22: Estadística de los residuales ajustados.

La estadística de los valores de los parámetros obtenidos se muestra en la tabla 6.21 y la de los residuales ajustados en 6.22.

6.5.6. Superficie media del mar

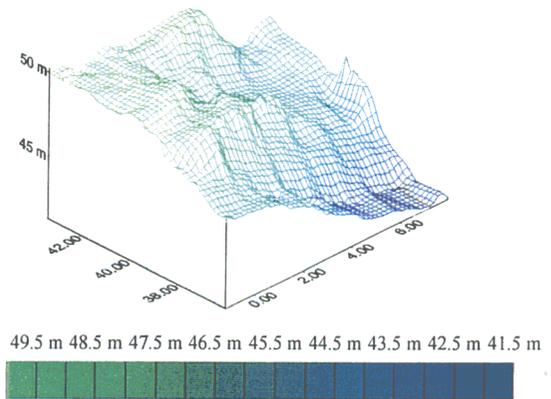
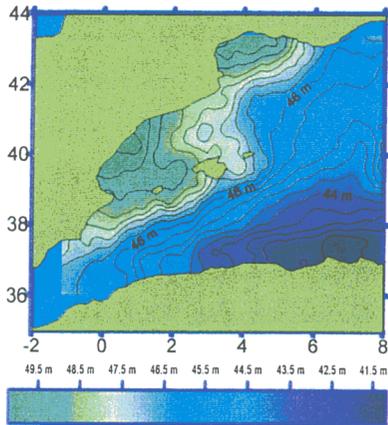
La superficie resultante al restituir el modelo a los residuales ajustados, resulta algo más alta en media que la anterior y es más suave. Esto último se ve mucho más claro frente a la superficie obtenida con los datos de la fase geodésica (tabla 6.23. y figura 6.23).

Ahora las diferencias entre considerar o no el efecto barométrico inverso son mayores (161 puntos donde se alcanzan diferencias mayores que 10 centímetros), situados en la zona de las islas (figura 6.24), que de nuevo son, sobre todo negativas aunque ahora también aparecen de signo positivo.

	MEDIA	D.T.	MIN	MAX	RANGO
CON CORRECCION	45,94 m	1,862	41,325 m	50,288 m	8,963 m
SIN CORRECCION	45,94 m	1,861	41,338 m	50,283 m	8,945 m
DIFERENCIAS	0 cm	0,067	-37,7 cm	26,6 cm	64,3 cm

TABLA 6.23: Estadística de la superficie obtenida.

SUPERFICIE INCLUYENDO CORRECCION POR EF. BAROMETRICO INVERSO



SUPERFICIE SIN INCLUIR CORRECCION POR EFECTO BAROMETRICO INVERSO

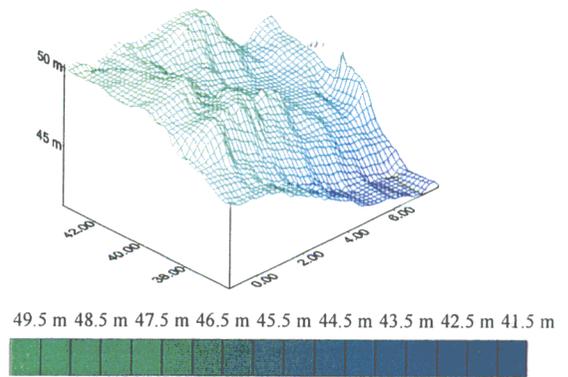
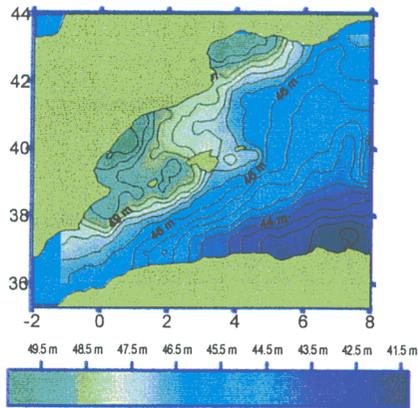


FIGURA 6.23: Superficie media del mar obtenida sobre la zona de ajuste contorneada a 50 cms.

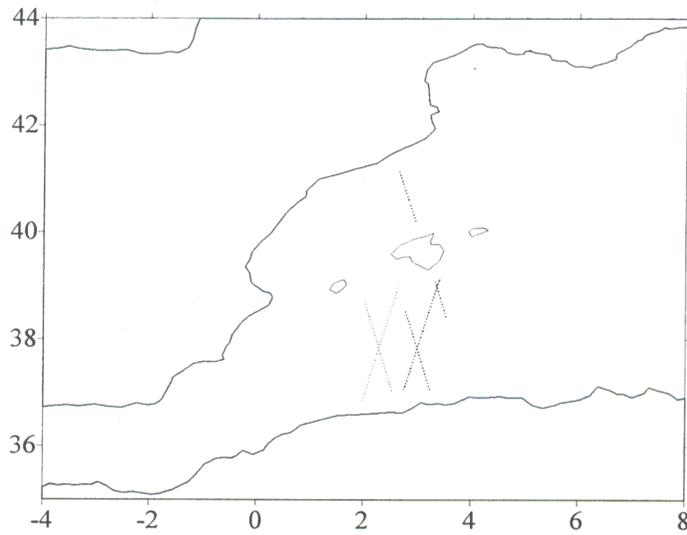


FIGURA 6.24: Diferencias entre tomar corrección por efecto barométrico o no hacerlo tras ajuste.

- . rojo_ diferencias mayores que 10 cms (69 puntos)
- . negro- diferencias menores que -10 cms (92 puntos)

Las diferencias entre las superficies obtenidas en este apartado y las de 6.5.4. serán en realidad, las existentes entre los residuales promediados (tabla 6.18) y los ajustados (tabla 6.22). Éstos últimos, en media eran pequeños, pero alcanzaban valores grandes, mayores que los promediados, por lo que las superficies también tendrán diferencias entre sí. La estadística de los valores resultantes al comparar superficies sin y con corrección por efecto barométrico independientemente se muestra en la tabla 6.24. Se aprecia que estas diferencias son mayores en el caso de superficies corregidas con presión, cosa previsible puesto que era ese tipo de residuales el que alcanzaba valores más extremos. Las mayores están situadas a uno y otro lado de la isla, ratificando así el hecho de que se deben al aumento de los residuales con corrección al aplicar el ajuste *crossover*, ya que estas zonas son coincidentes con las que mostraban las mayores diferencias entre considerar la presión o no hacerlo (ver figuras 6.24 y 6.25).

Para ratificar el hecho de que las diferencias se deben a un valor inapropiado en el caso de practicar ajuste *crossover* a datos corregidos, si se hace la comparación entre superficie media obtenida por este tipo de ajuste a partir de residuales sin corregir de efecto barométrico inverso y superficie obtenida como promedio de datos sí corregidos, las diferencias obtenidas son menores, como se aprecia en la figura 6.26.

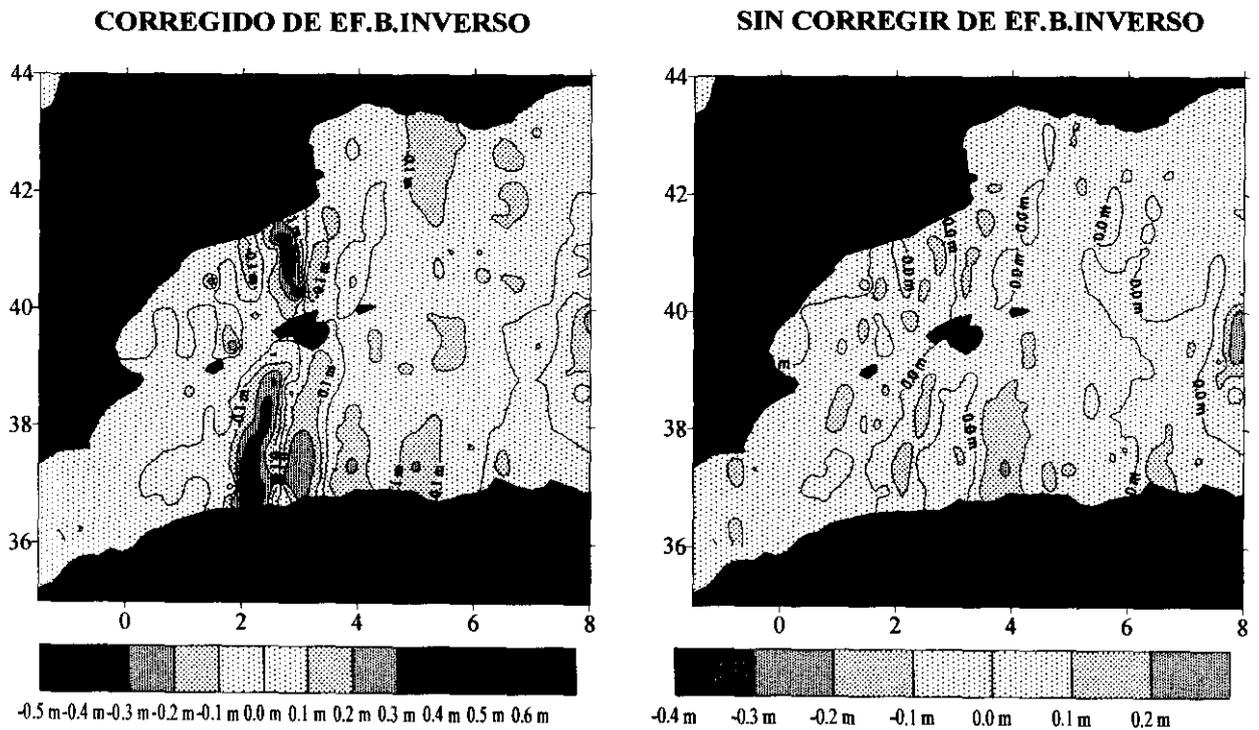


FIGURA 6.25: Diferencias entre superficies ajustadas localmente.

	MEDIA	D.T.	MIN	MAX	RANGO
CORREGIDAS DE E.B.I.	-3,3 cm	0,11	-45,2 cm	53 cm	98,2 cm
SIN CORREGIR DE E.B.I.	-1,6 cm	0,08	-32,6 cm	20,1 cm	52,7 cm

TABLA 6.24: Estadística de las diferencias entre superficies ajustadas localmente.

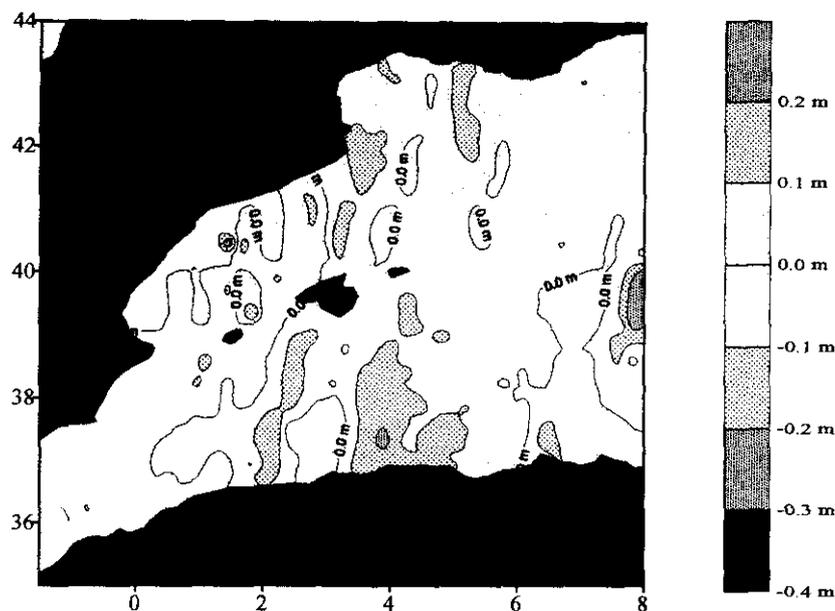


FIGURA 6.26: Diferencias entre superficie crossover sin e.b.i. y promediada con e.b.i.

6.6. COMPARACION ENTRE RESULTADOS DE FASE C Y GEODESICA

Con esta comparación se pretende ver la influencia en el resultado entre tomar un mayor número de ciclos de repetición o tomar un único trazo más denso.

En primer lugar comparamos los resultados de 6.3.4. y 6.4.4., es decir, el resultante de ajuste colineal y el de la fase geodésica. Las dos superficies obtenidas en 6.3.4, con y sin corrección de efectos de marea, eran muy similares (tabla 6.8 y figura 6.4) ya que al promediar sobre un intervalo de un año se minimizaba la contribución de algunas de las principales ondas de marea (de por sí de cuantía pequeña sobre la zona). Por ello, la comparación de ambas con la superficie de 6.4.4. da resultados prácticamente iguales. La estadística de las diferencias obtenidas sobre los mismos puntos ($s_{mm_{ciclos}} - s_{mm_{geodésica}}$) aparece en la tabla 6.25. En ella apreciamos que, en media, la superficie obtenida con datos de la fase E o geodésica queda algo más baja, pero los valores extremos alcanzan cotas altas de ambos

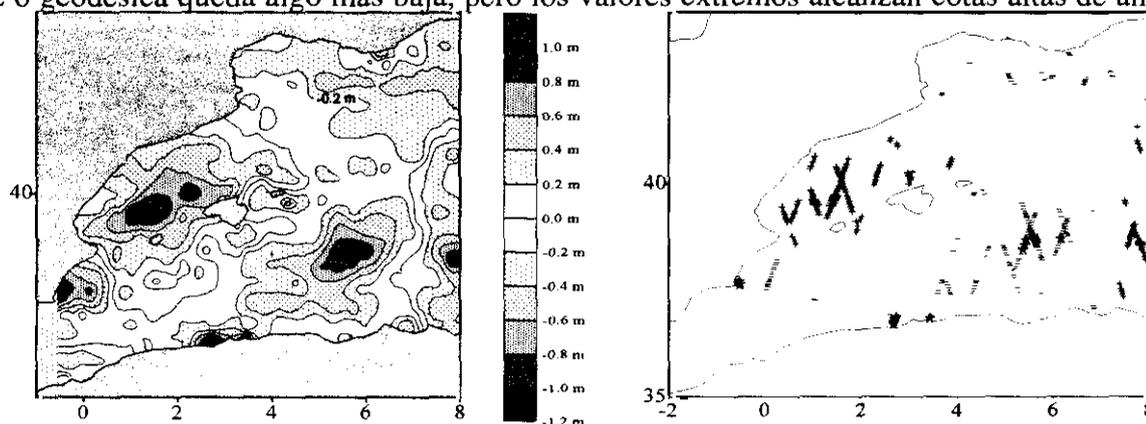


FIGURA 6.27: Distribución de las diferencias entre resultados de fase C y E.

FIGURA 6.28: Localización de diferencias grandes entre las fases comparadas.

	MEDIA	D.T.	VARIANZ	MINIMO	MAXIMO	RANGO
S.M.-ERS(G)	-6,32 cm	0,383	0,146987	-1,37 m	1,13 m	2,5 m
C.M.-ERS(G)	-6,32 cm	0,383	0,146987	-1,37 m	1,13 m	2,5 m

TABLA 6.25: *Parámetros estadísticos de las diferencias entre superficies medias del mar correspondientes a distintas fases del satélite.*

	DIF. > 1 M		DIF. > 50 CM	
	<u>positivas</u>	<u>negativas</u>	<u>positivas</u>	<u>negativas</u>
CORREGIDO DE MAREA-FASE E	25 puntos (1,55%)		281 puntos (17,46%)	
	10	15	130	151
SIN CORREC. MAREA-FASE E	25 puntos (1,55%)		281 puntos (17,46%)	
	10	15	130	151

TABLA 6.26: *Cuantía y signo de las mayores diferencias en ambas comparaciones.*

signos. Esto también se puede ver en la tabla 6.26. En las figuras 6.27 y 6.28 se muestran las diferencias citadas contorneadas a intervalos de 20 centímetros y la localización geográfica de las de mayor cuantía.

Al comparar las figuras 6.27 y 6.11. es fácil apreciar que las mayores diferencias están localizadas sobre las zonas donde los residuales de la fase geodésica alcanzan valores extremos. En esta fase no se ha promediado en un periodo de tiempo largo, pero es necesaria una comparación externa, que se presenta a lo largo del trabajo, para afirmar cuál de los dos tipos de superficies es más precisa.

La comparación con las superficies presentadas en el apartado 6.3.3. queda muy mal como era posible anticipar de la excesiva dependencia entre la superficie y los trazos. Este efecto puede deberse a la falta de redundancia en el ajuste efectuado por lo que la deficiencia de rango no sigue el esquema demostrado en el capítulo anterior.

6.7. COMPARACION ENTRE RESULTADOS DE FASE G Y E

6.7.1. Superficie obtenida por ajuste colineal

Comparamos la superficie obtenida en el apartado 6.5.5 con la determinada por ajuste de los datos de la fase geodésica. Los ciclos de esta segunda fase multidisciplinar tenían mayor repetitividad y su precisión es más alta al haberse ajustado previamente a datos TOPEX. En la tabla 6.27. está la estadística de las diferencias entre superficies. En media, son mayores que en el caso anterior, pero sin embargo, el rango de variación es menor al disminuir sobre todo las diferencias extremas negativas. Los resultados son muy similares al tomar o no la corrección por efecto barométrico inverso.

La figura 6.29. muestra la distribución de las diferencias. Se puede observar, según las figuras 6.11 y 6.18-6.20 que las mayores se alcanzan sobre zonas en las que las alturas residuales eran de por sí grandes en los dos tipos de datos considerados. Una de ellas está ligada a la zona de circulación producida por la intrusión de agua del Atlántico.

Las diferencias obtenidas son, sobre todo positivas, luego la superficie presentada en 6.4. es más baja. De hecho, al cuantificar los puntos en donde se obtienen diferencias grandes,

	MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO
C.C.-ERS(G)	56,6 cm	0,263	-0,665 m	1,525 m
S.C.-ERS(G)	58,4 cm	0,263	-0,637 m	1,535 m

TABLA 6.27: *Parámetros estadísticos de las diferencias entre superficies medias del mar (cc: con corrección de efecto barométrico inverso y sc: sin dicha corrección.*

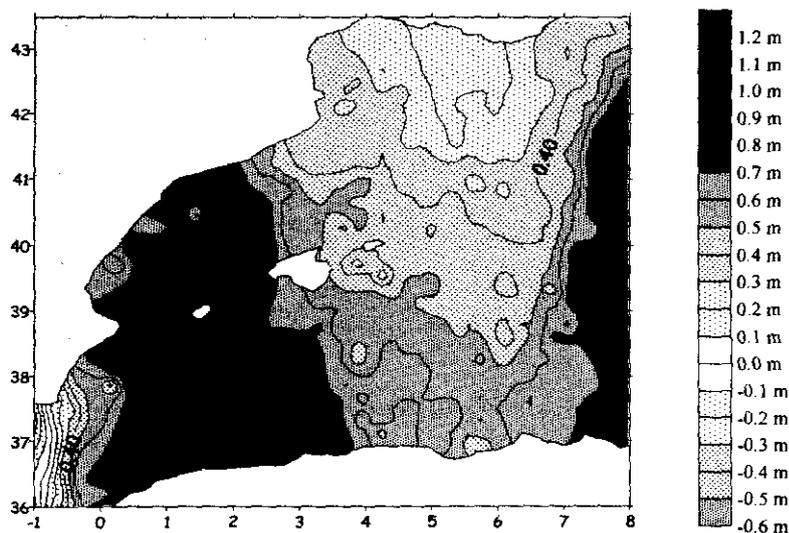


FIGURA 6.29: *Distribución de las diferencias entre resultados de fase E y G.*

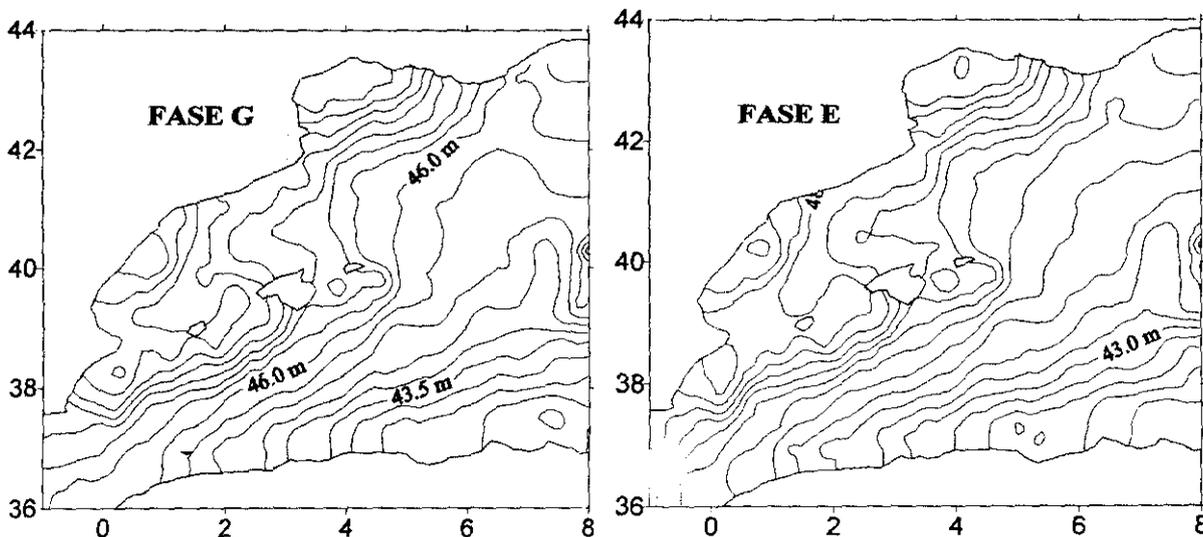


FIGURA 6.30: *Curvas de nivel de las superficies comparadas.*

nos encontramos con que las mayores son siempre positivas. Las que superan los 50 centímetros son más de la mitad del número total de puntos, mientras que las menores que -50 centímetros no llegan a suponer el 0.2%. Esto lleva a pensar que pudiera existir algún sesgo entre las predicciones. De hecho, en la figura 6.30 vemos las curvas de nivel de las superficies comparadas y apreciamos que reproducen unos accidentes parecidos pero con una diferencia que aparentemente ronda el valor de la media alcanzada en la comparación.

	MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO
C.C.-(ERS(G)+50 cm)	6,6 cm	0,263	-1,165 m	1,025 m
S.C.-(ERS(G)+50 cm)	8,4 cm	0,265	-1.0137 m	1,035 m

TABLA 6.28: Parámetros estadísticos de las diferencias entre superficies medias del mar (cc: con corrección de efecto barométrico inverso y sc: sin dicha corrección).

	DIF. > 1 M		DIF. > 50 CM	
	4 puntos		113 puntos	
CORR.EF.BAROMÉTRICO- FASE GEODÉSICA (sesgada)	positivas	negativas	positivas	negativas
		1 (0,06%)	3 (0,17%)	82 (4,66%)
SIN CORREC.EF.BAROMÉTR- FASE GEODÉSICA (sesgada)	3 puntos		127 puntos	
	positivas	negativas	positivas	negativas
	1 (0,06%)	2 (0,11%)	96 (5,48%)	31 (1,76%)

TABLA 6.29: Cuantía y signo de las mayores diferencias en ambas comparaciones.

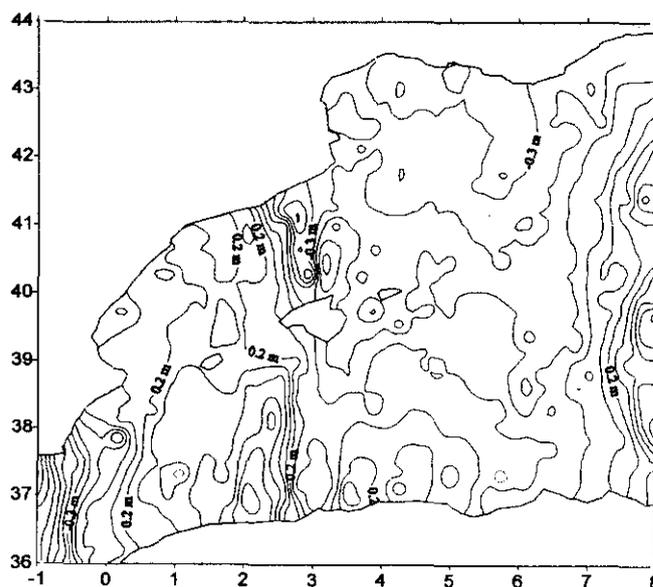


FIGURA 6.31: Distribución de las diferencias.

A la vista de esto, se hace una nueva comparación, esta vez entre las superficies obtenidas de la segunda fase multidisciplinar y de la fase geodésica más un sesgo constante de 50 centímetros. La tabla 6.28. muestra la estadística de las diferencias obtenidas (es decir, igual a la tabla anterior una vez incluido el sesgo). La tabla 6.29. muestra la cuantificación de las diferencias mayores y la figura 6.31. la distribución de las mismas. Vemos que las diferencias son ahora cantidades mucho más centradas que en la comparación original, aunque todavía con una tendencia a ser positivas. De hecho, sólo se obtienen diferencias negativas en la zona más al este de la comparada. En cualquier caso, se ha de recordar que el valor del sesgo se ha tomado ligeramente menor al valor real de la media de las diferencias obtenidas.

6.7.2. Superficie obtenida por ajuste *crossover*

Los resultados son bastante análogos a los obtenidos en el apartado anterior. De nuevo aparece una importante corriente de diferencias positivas (Tabla 6.30). Por ello, repetimos la comparación incluyendo un sesgo en la superficie correspondiente a la fase E. El valor de tal sesgo lo tomamos de la media de las diferencias obtenidas en la comparación. De nuevo se obtienen valores más centrados y valores más pequeños (ver tablas 6.31 y 6.32).

La figura 6.32 muestra la distribución de las diferencias obtenidas. Se puede ver que los mayores valores aparecen en las mismas zonas que en el caso anterior. Las diferencias grandes, en uno y en otro caso se agrupan en dos zonas. Una de ellas, corresponde a zona de tramos cortos al estar éstos interrumpidos por la presencia de las islas. Es una zona de circulación importante. Por un lado se encuentran en ella las corrientes argelinas (Le Traon et al, 1997) descritas anteriormente que se deben al gradiente de densidad entre las aguas atlántica y mediterránea. Por otro, hay una zona de circulaciones especiales en el llamado Mar Balear o porción de agua comprendida entre las Islas Baleares y la Costa NE de España. Esta circulación no verifica los comportamientos geostróficos habituales debido a la interacción entre la corriente que recorre la costa y que proviene del flujo de agua que no atraviesa el estrecho de Sicilia y continua alrededor del Mar Tirreno, sale en el Canal de Córcega, se junta a la Corriente de Córcega y forma la Corriente del Mediterráneo Norte. A partir de esta Corriente se dan formaciones de aguas profundas en el Golfo de León, en invierno, que transforman el agua en agua mediterránea que pasa a ocupar la cuenca por debajo de 800 metros. En invierno se incrementa entonces el transporte de esta Corriente, que se vuelve más estrecha y espesa. La Corriente Norte interacciona con la Corriente Balear de la parte sur de las islas. Así, un giro anticiclónico ocupa la mayor parte del escalón en el Golfo de Valencia donde aguas continentales, sobre todo del Ebro, recirculan. Los modelos de circulación de la zona son pues muy complejos. Se desarrollaron a partir de los años 80 cuando se dispuso de demostraciones experimentales de la intensa actividad de la capa superficial relacionada con inestabilidades frontales y a la topografía irregular de la cuenca, con cañones submarinos e islotes (Lehucher et al, 1997).

La otra zona, en el extremo oriental, resulta también poco significativa en esta comparación ya que por un lado, se disponía de pocos puntos *crossover* para los datos de la fase geodésica sobre ella en relación con los que se observan sobre otros lugares (ver las figuras 6.5, 6.6 y 6.8) y por otro, es zona cercana a las islas de Córcega y Cerdeña. Esta zona está ligada a actividad dinámica por producirse en sus proximidades un intercambio de agua entre el mar de Liguria y el Tirreno a través del Estrecho de Córcega. Este intercambio tiene un papel importante en la circulación del Mediterráneo. Se trata de variaciones que no se ajustan totalmente a los cambios estacionales normales. Como parte dinámica del mar, se guía por los regímenes de temperatura y de velocidades de vientos, pero en la zona se propagan

algunos vientos continentales fríos y secos (Tramontana y Mistral) que producen variaciones singulares (Astraldi y Gasparini, 1992). También puede apreciarse que las diferencias son más numerosas y algo mayores en el caso de datos corregidos de efecto barométrico inverso, que ya habíamos visto, respondían localmente mal al ajuste *crossover*. Esto hace aumentar el rango de variación de las diferencias y su desviación estandar.

	MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO
C.C.-ERS(G)	60 cm	0,273	-0,712 m	1,562 m
S.C.-ERS(G)	60 cm	0,264	-0,713 m	1,591 m

TABLA 6.30: Parámetros estadísticos de las diferencias entre superficies (cc: con corrección de efecto barométrico inverso y sc: sin dicha corrección).

	MEDIA	D.T.	MINIMO	MAXIMO
C.C.-(ERS(G)+60 cm)	0 cm	0,273	-1,312 m	0,962 m
S.C.-(ERS(G)+60 cm)	0 cm	0,264	-1.313 m	0,991 m

TABLA 6.31: Parámetros estadísticos de las diferencias entre superficies (cc: con corrección de efecto barométrico inverso y sc: sin dicha corrección).

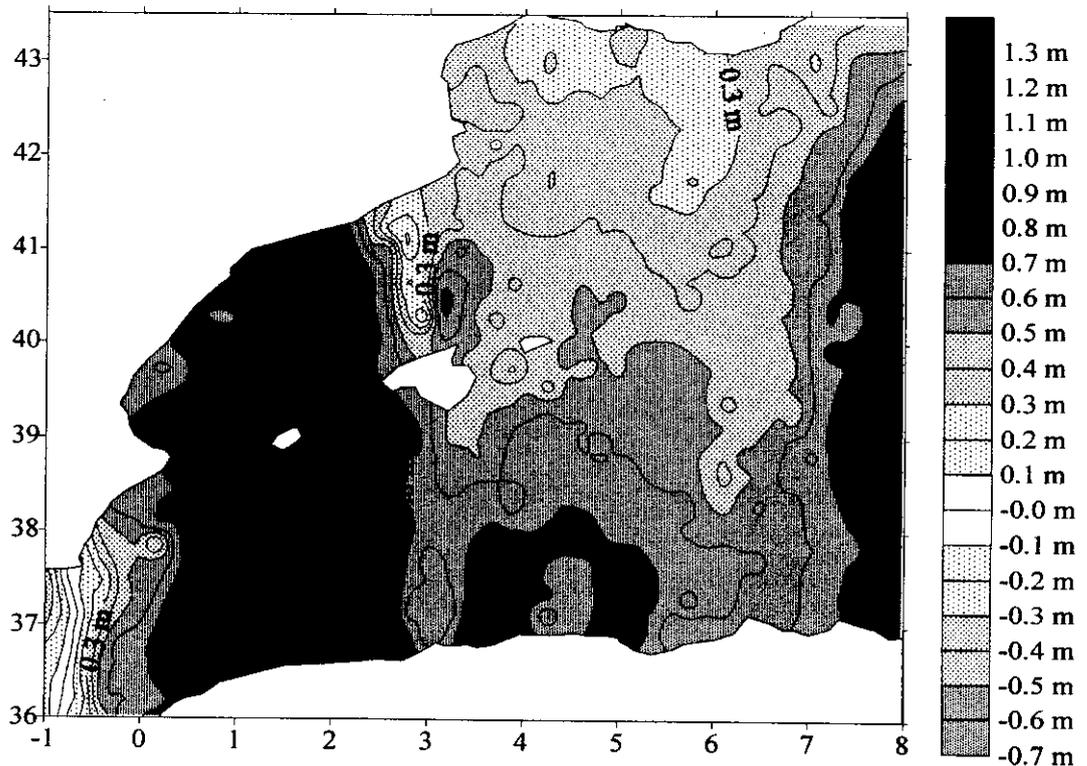


FIGURA 6.32: Distribución de las diferencias.

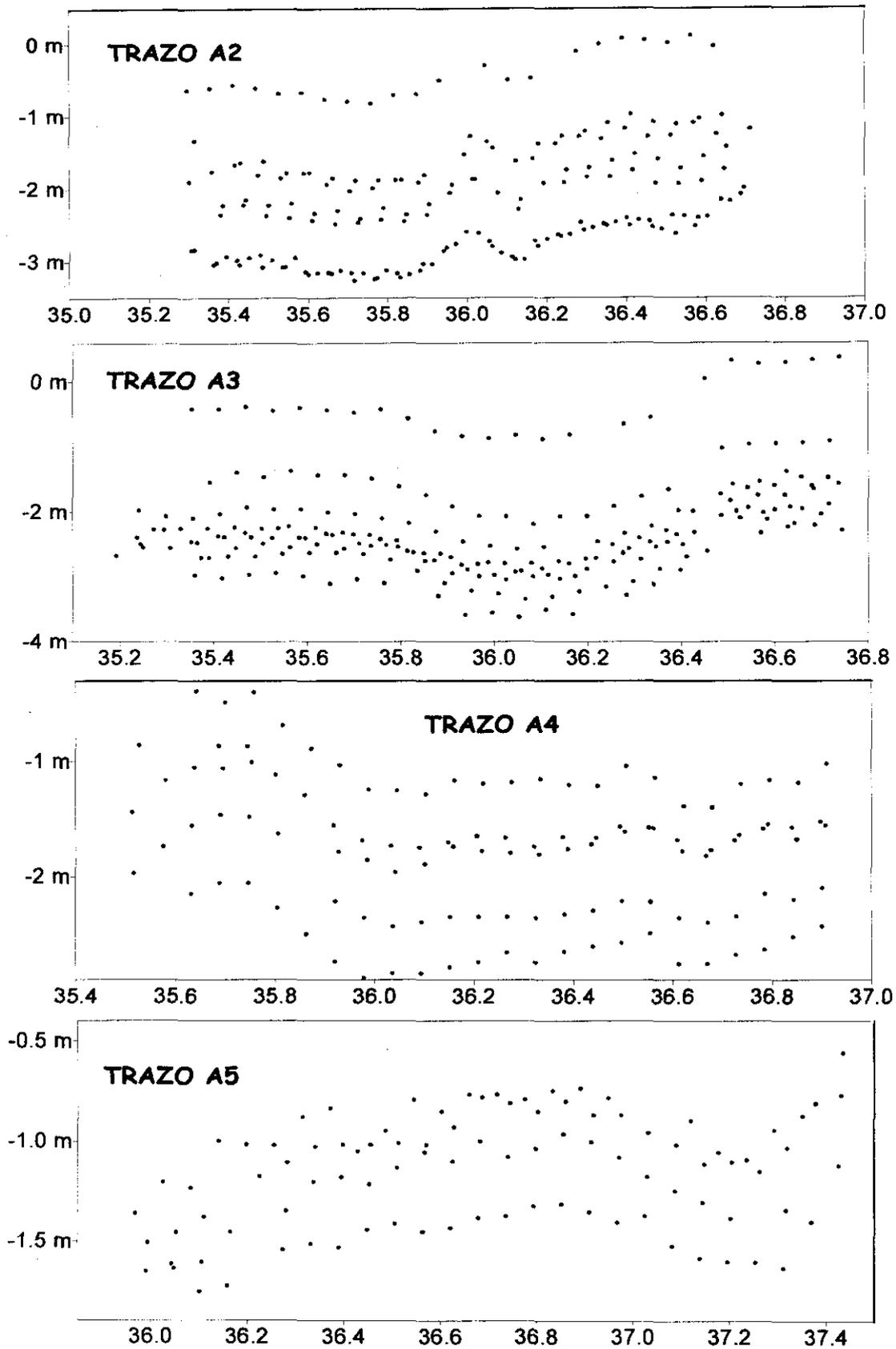
	DIF. > 1 M		DIF. > 50 CM	
	5 puntos		113 puntos	
CORR.EF.BAROMÉTRICO- FASE GEODÉSICA (sesgada)	<u>positivas</u>	<u>negativas</u>	<u>positivas</u>	<u>negativas</u>
	0	5 (0,28%)	67 (3,81%)	46(2,62%)
SIN CORREC.EF.BAROMÉTR- FASE GEODÉSICA (sesgada)	5 puntos		77 puntos	
	<u>positivas</u>	<u>negativas</u>	<u>positivas</u>	<u>negativas</u>
	0	5 (0,28%)	38 (2,16%)	391(2,22%)

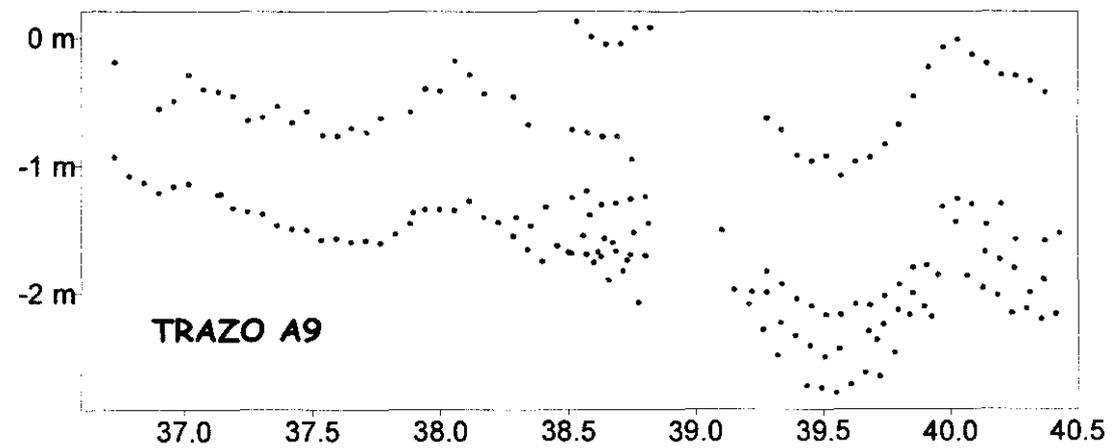
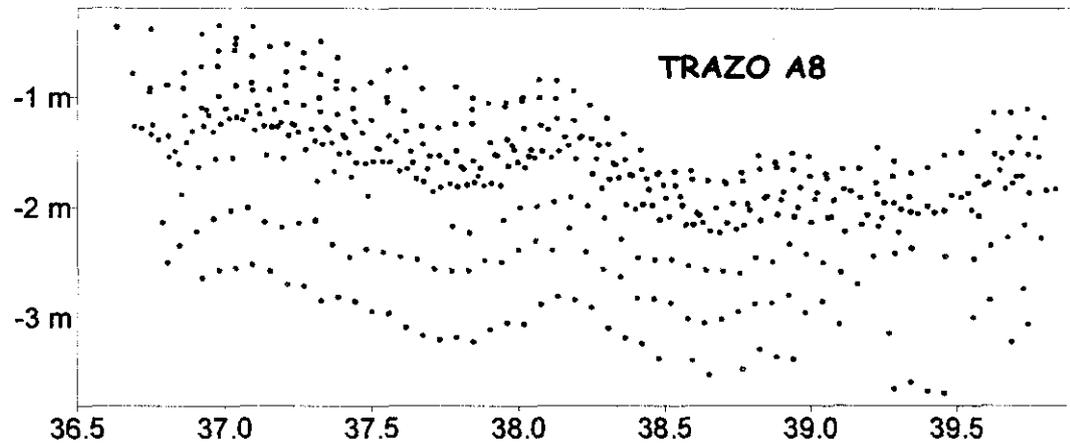
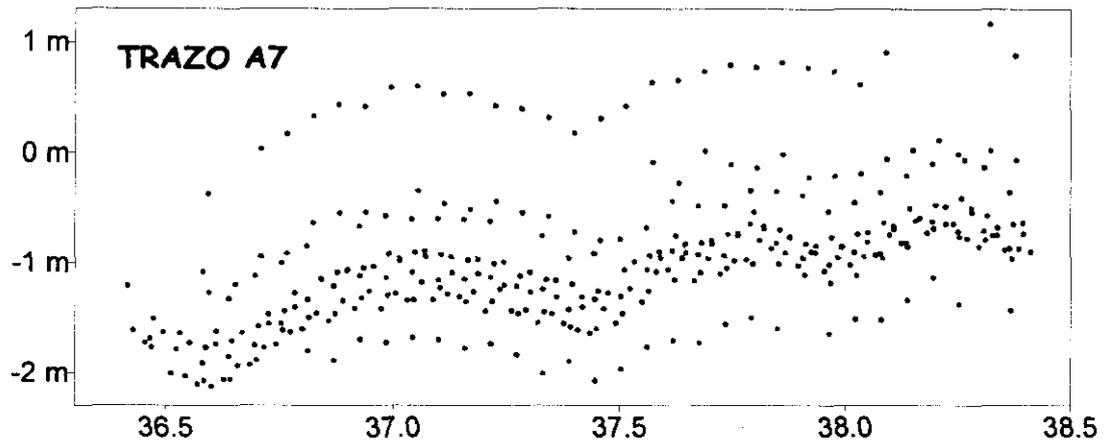
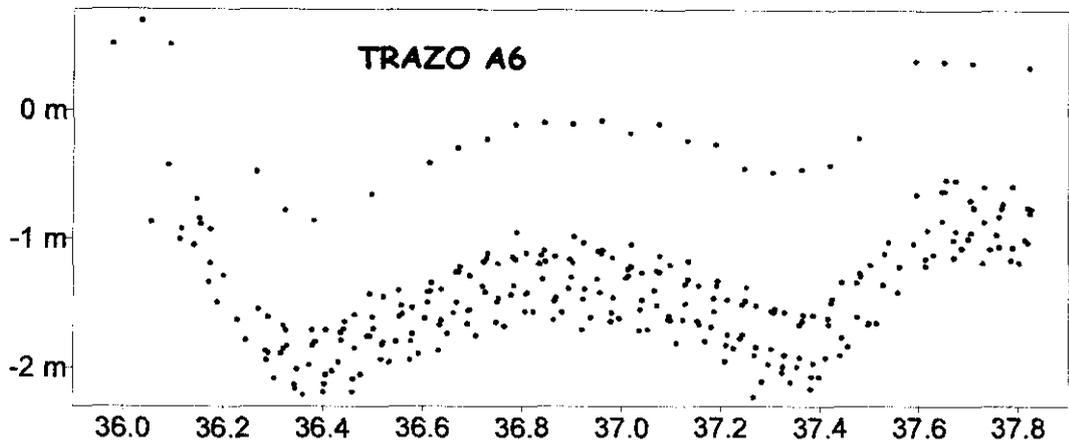
TABLA 6.32: Cuantía y signo de las mayores diferencias en ambas comparaciones.

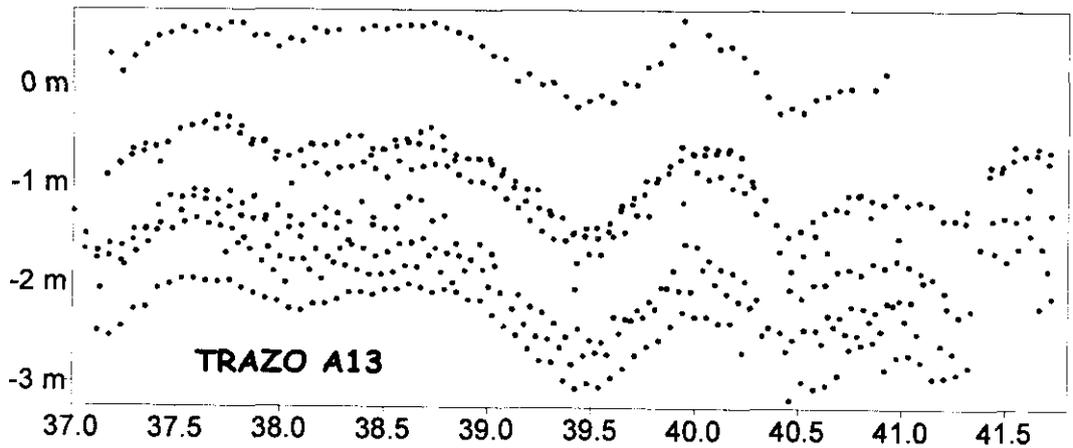
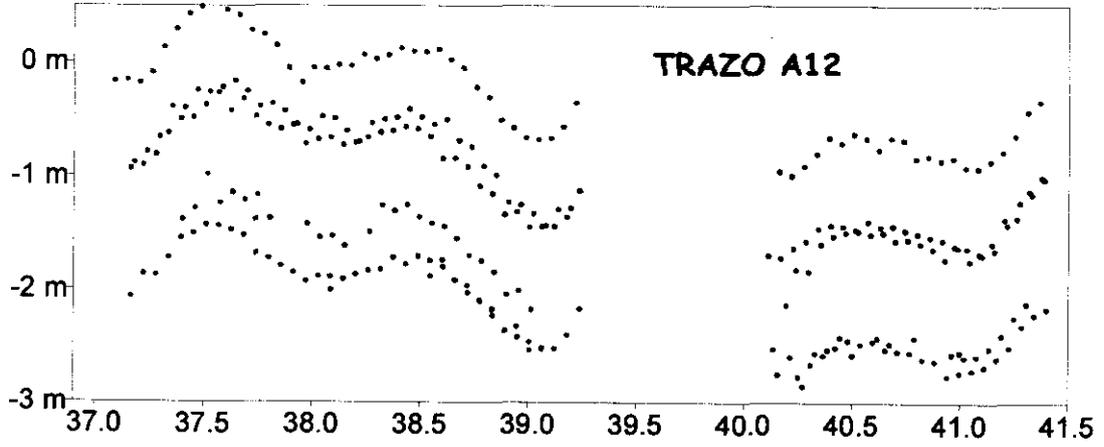
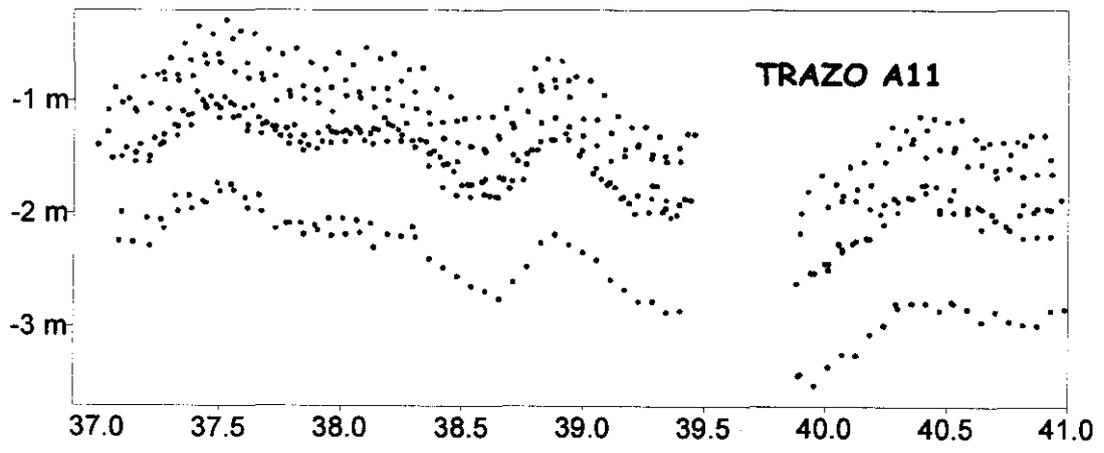
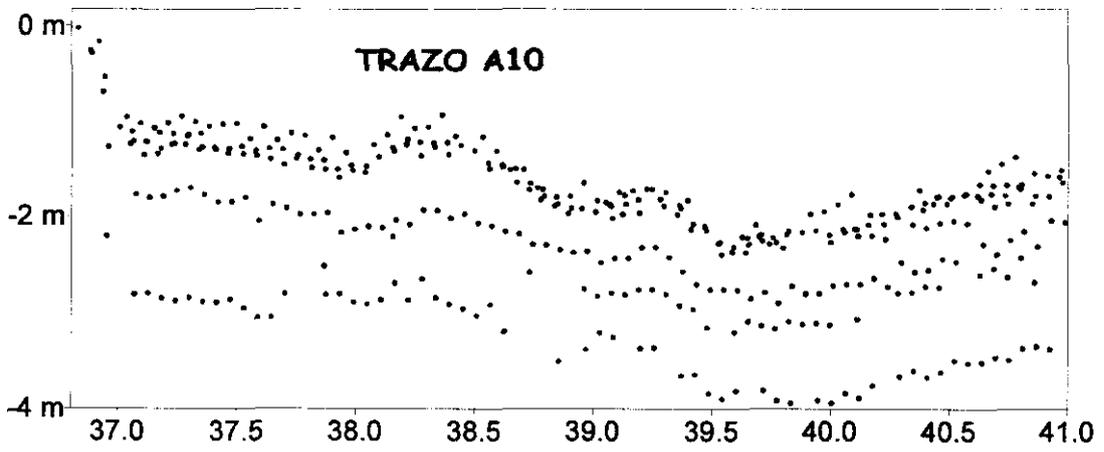
Los sesgos que aparecen en las dos comparaciones anteriores pueden atribuirse a las siguientes razones:

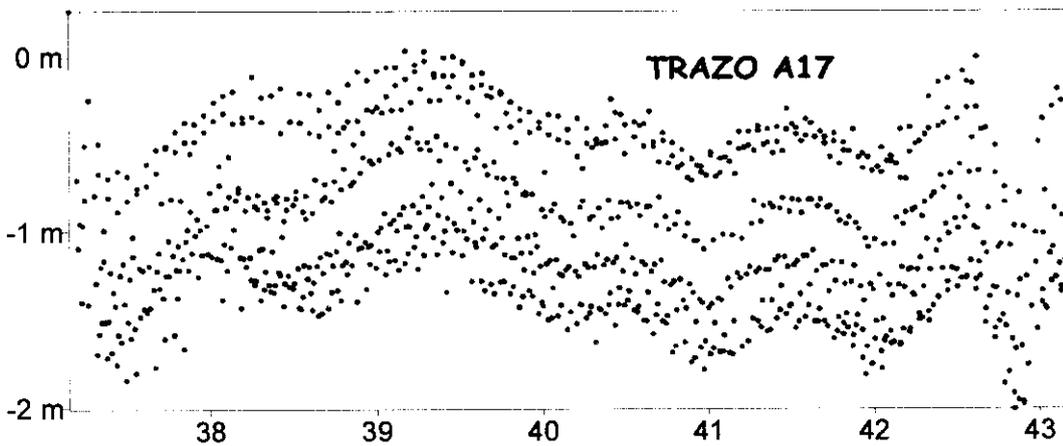
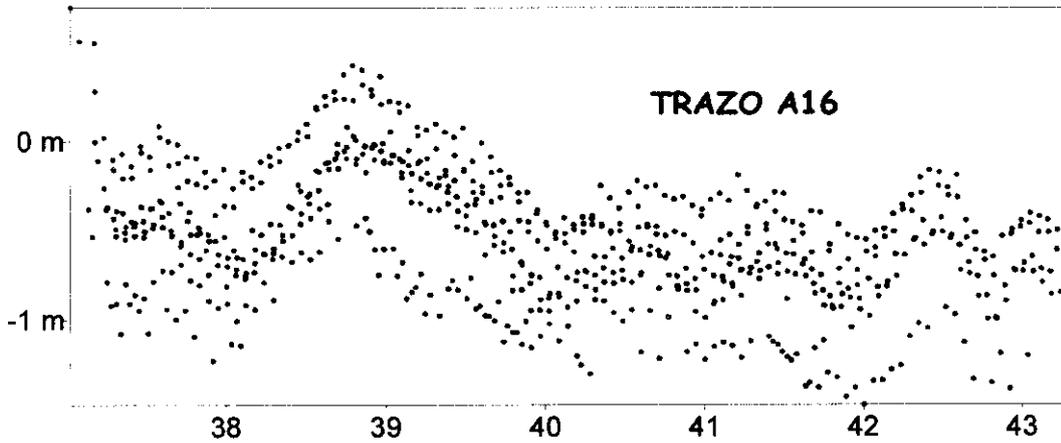
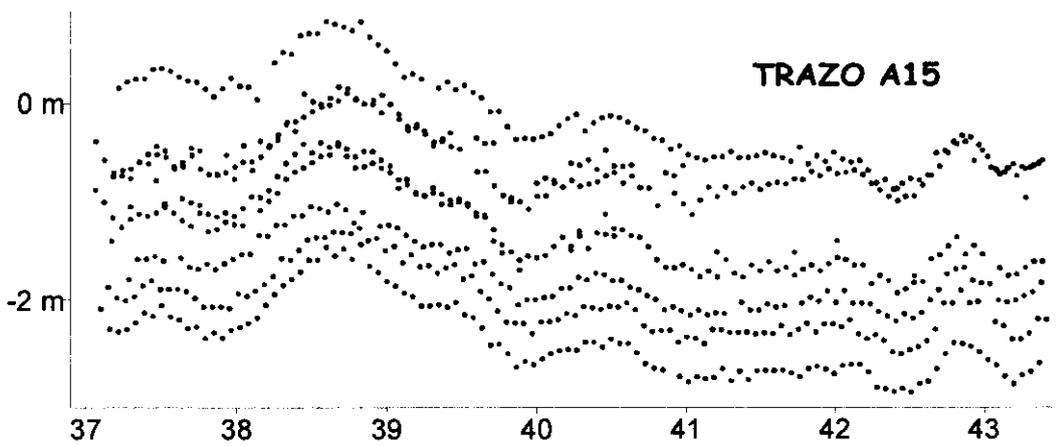
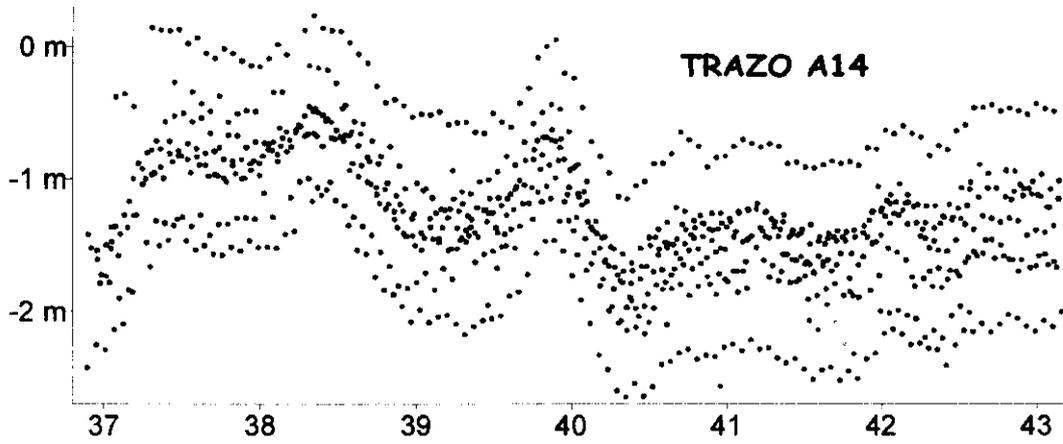
- Problemas de diferencia de datums. En algunos casos, este problema puede ser motivo de sesgos de 40-50 centímetros (Tziavos, 1999).
- Area de test de experimentación limitada y rodeada por tierra.
- Recubrimiento temporal pequeño de los datos de altimetría por satélites.
- Fenómenos oceanográficos peculiares en el área que afectan sobre todo a las componentes dinámicas.

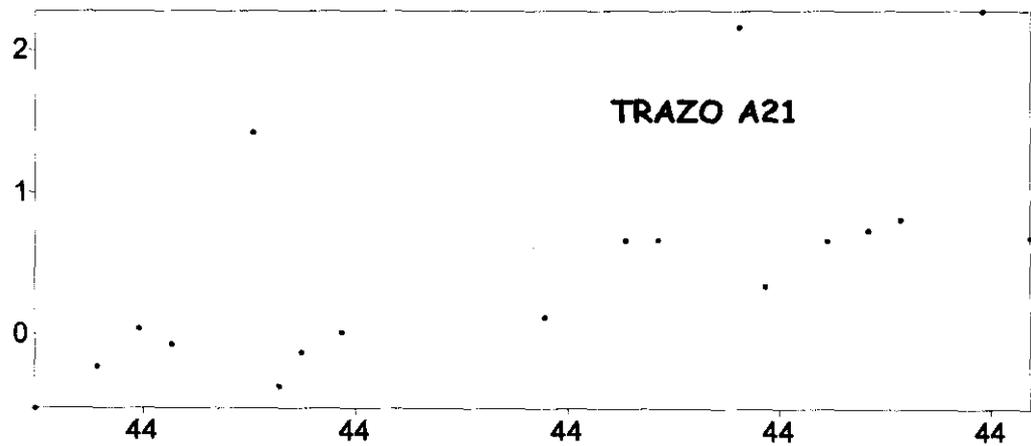
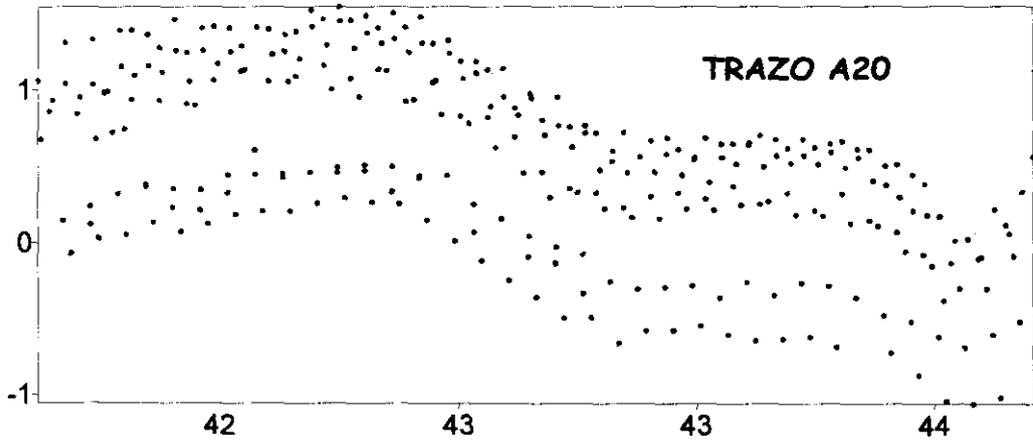
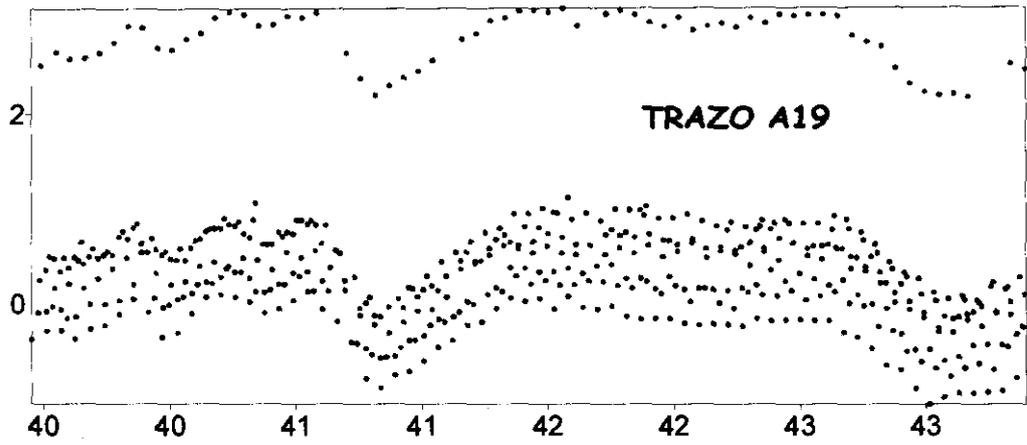
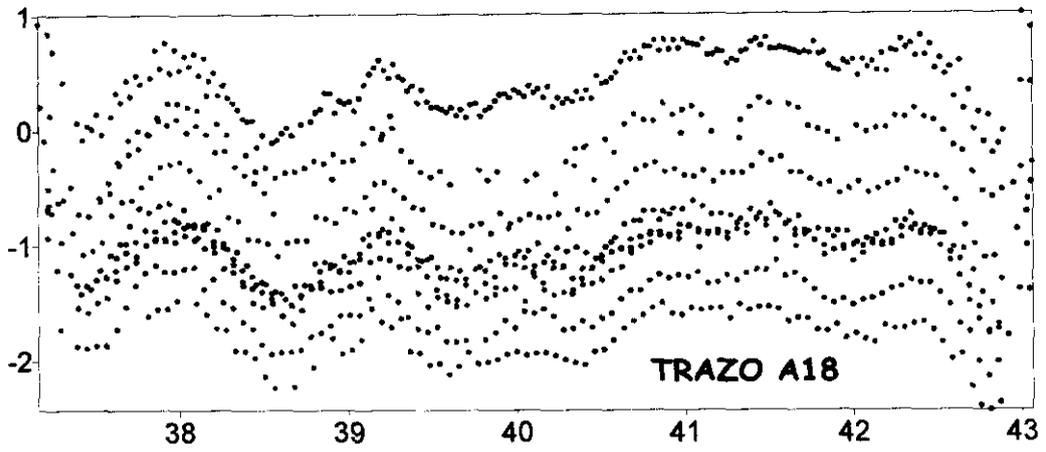
6.8. APÉNDICE I: ARCOS DE LA FASE MULTIDISCIPLINAR C

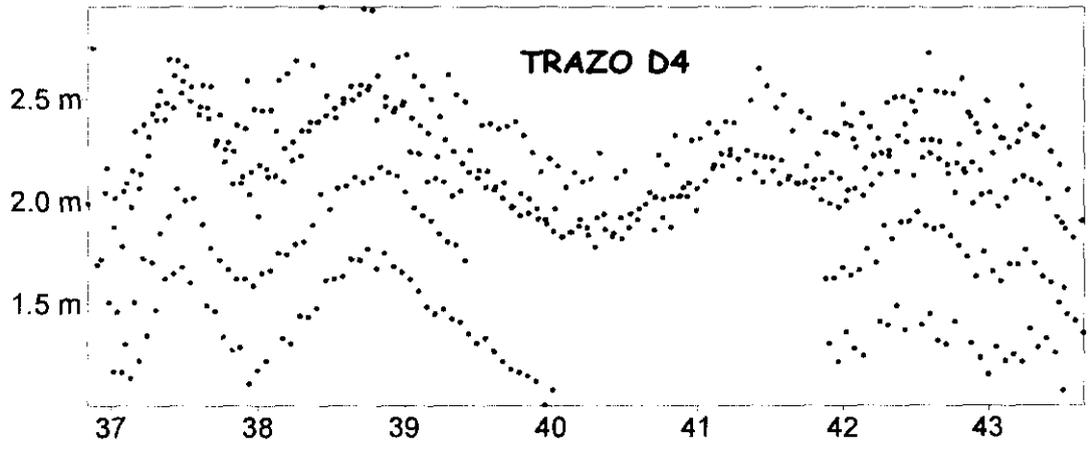
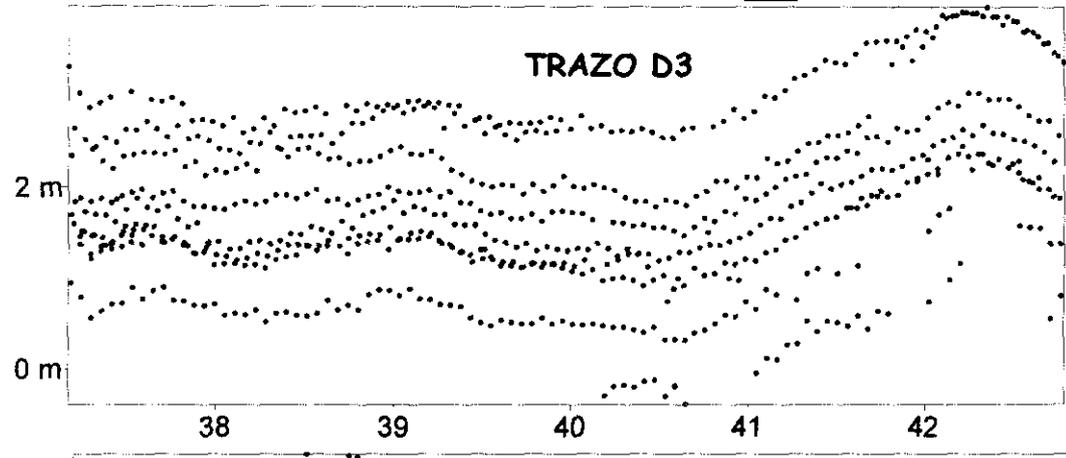
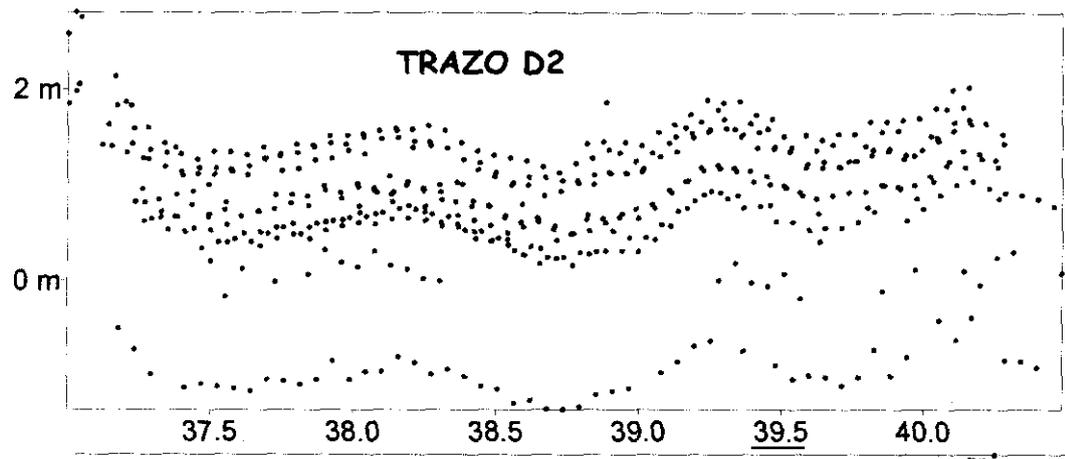
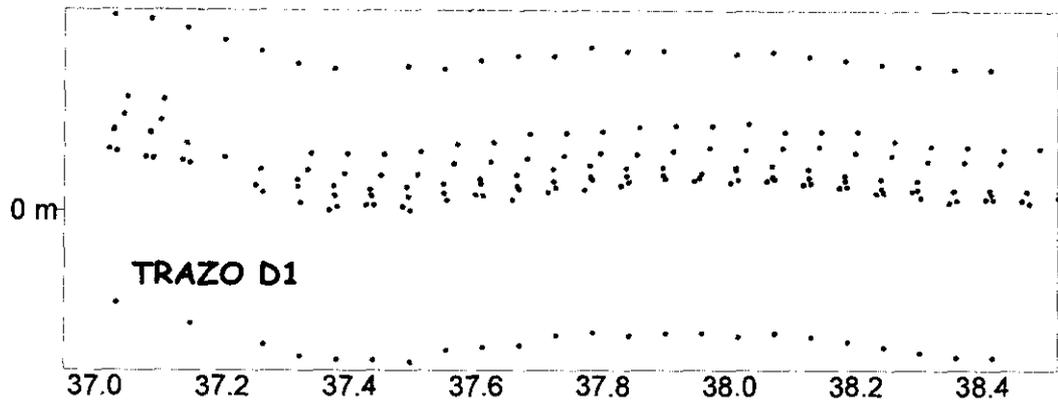


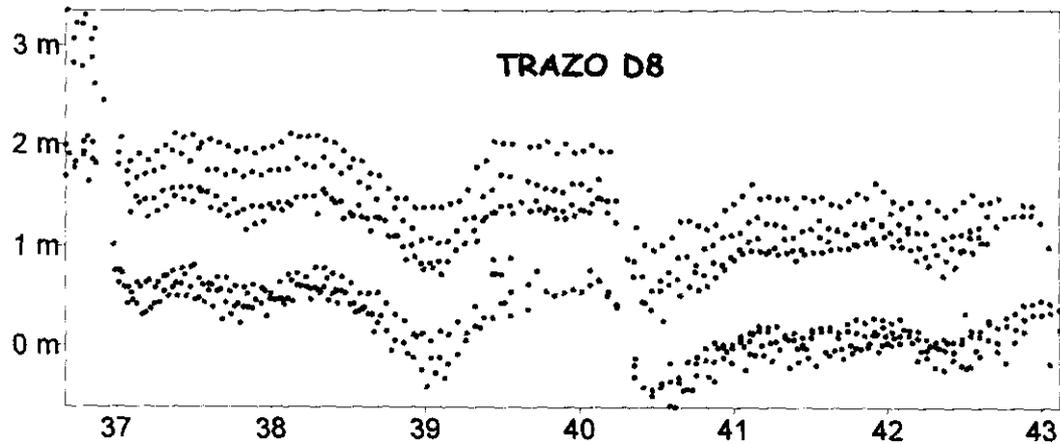
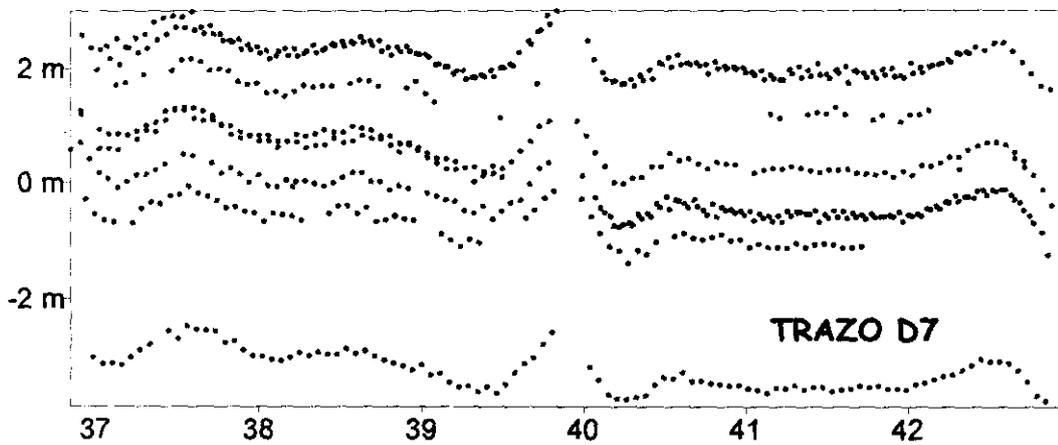
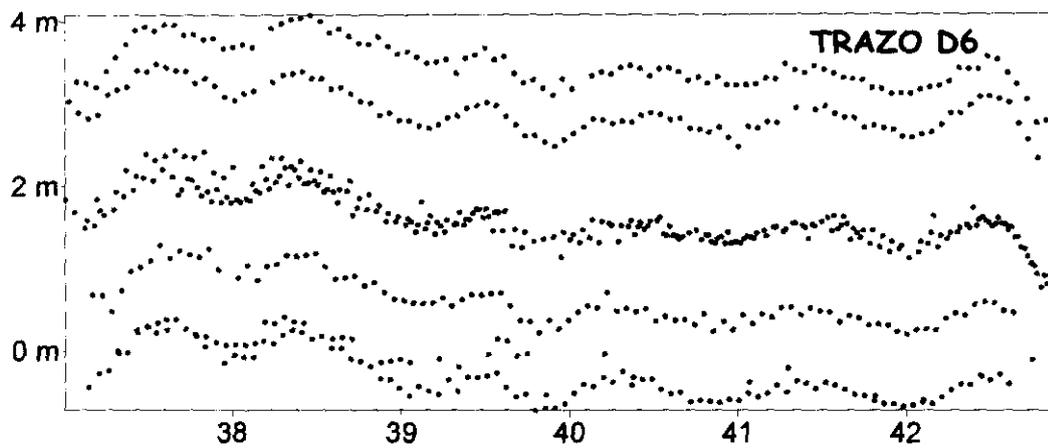
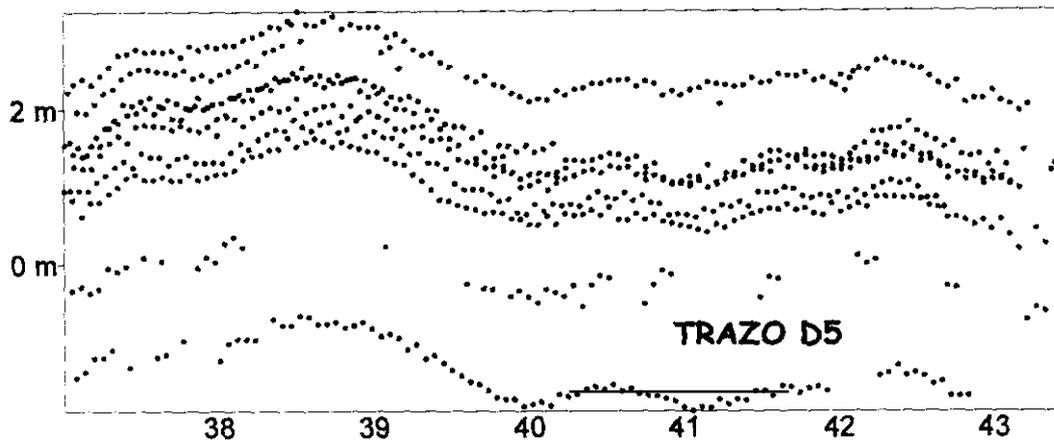


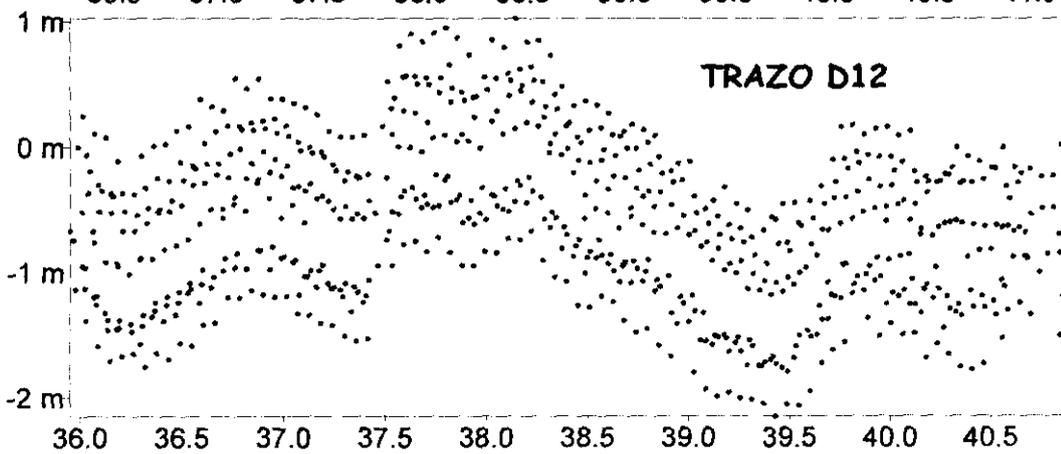
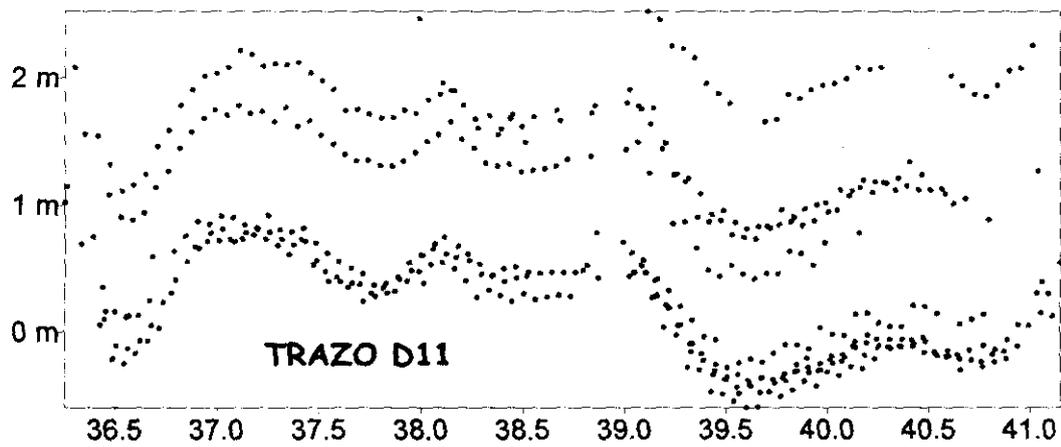
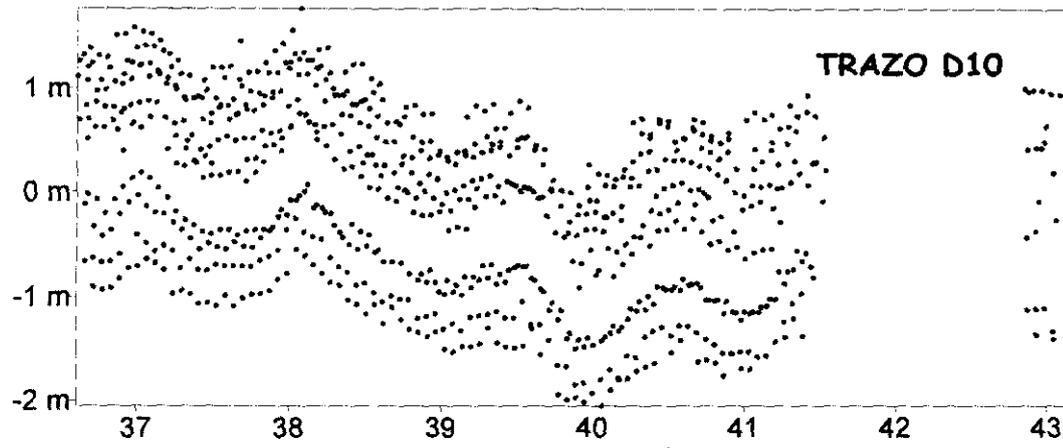
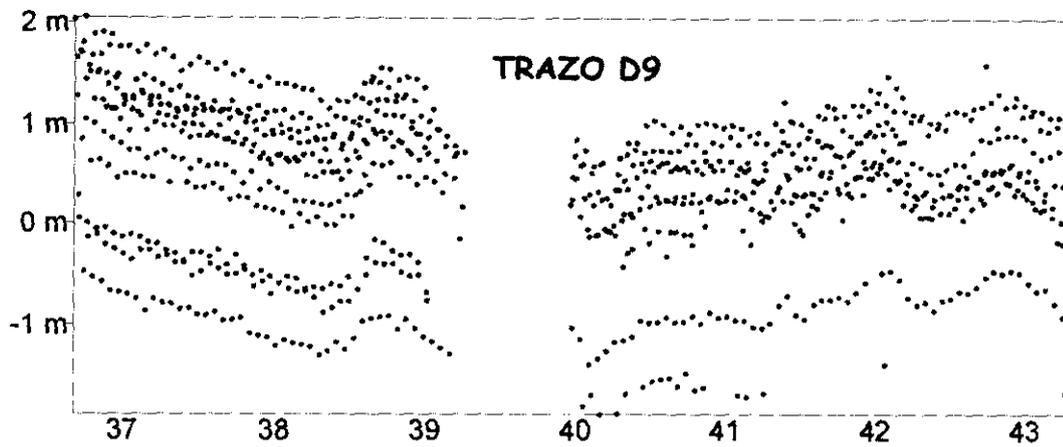


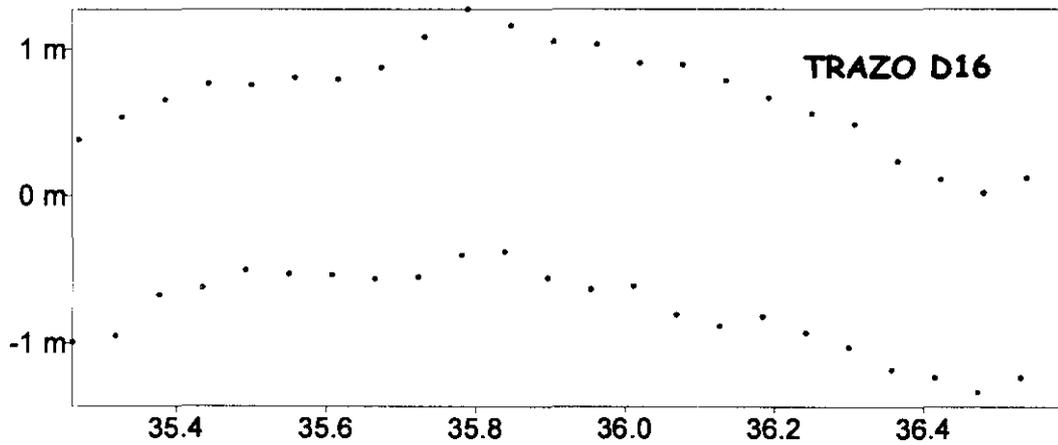
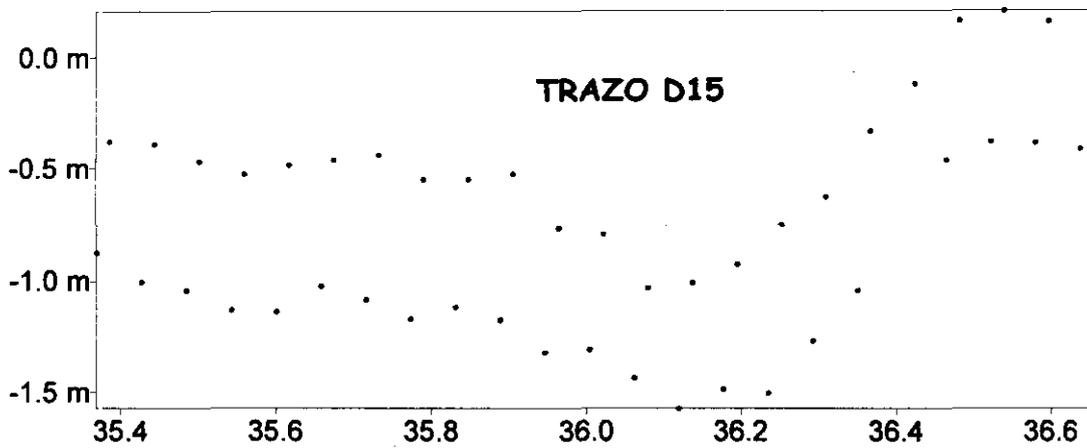
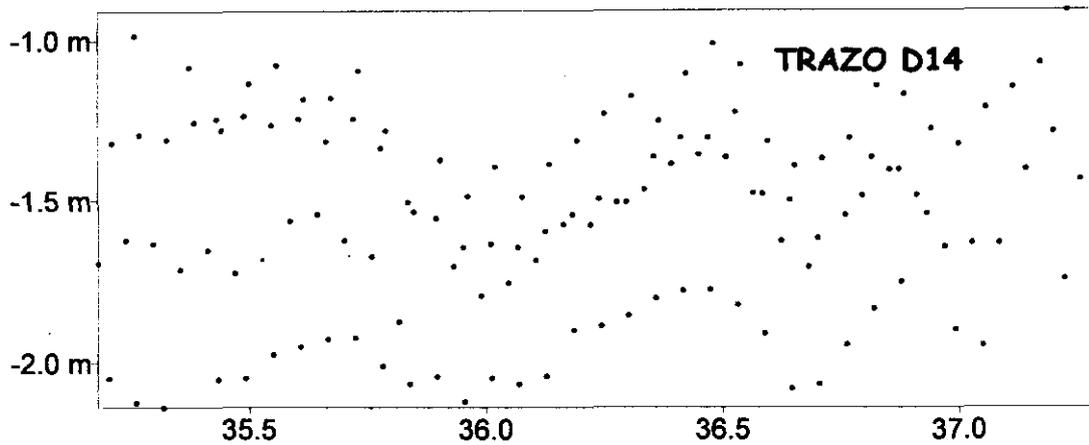
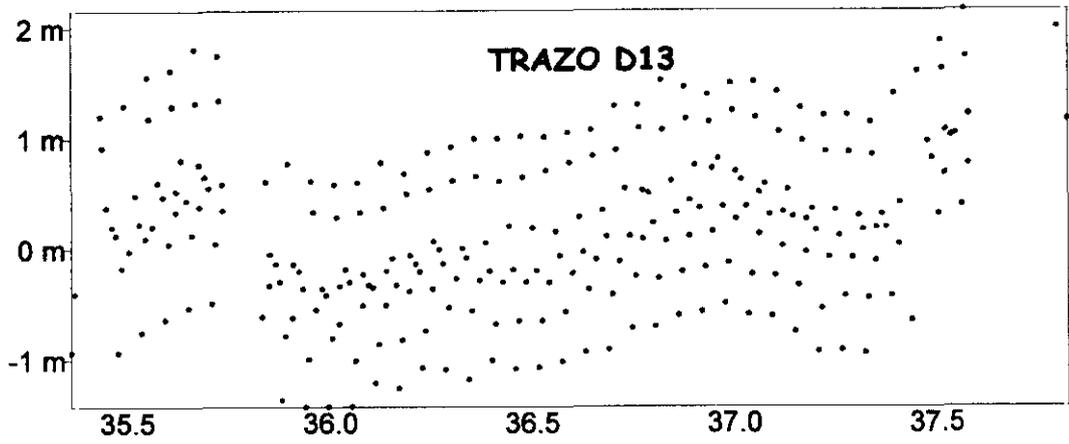




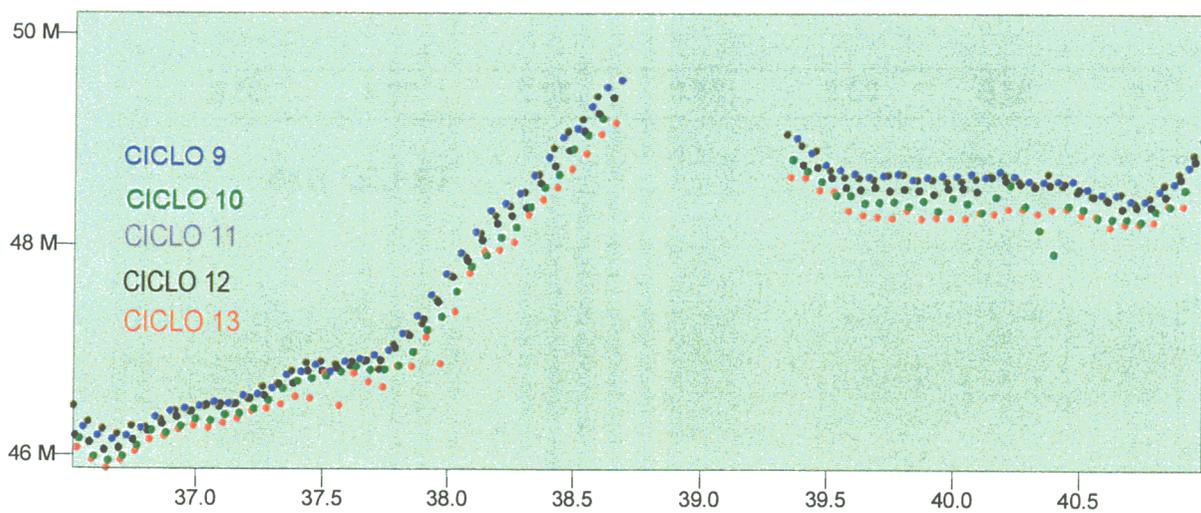
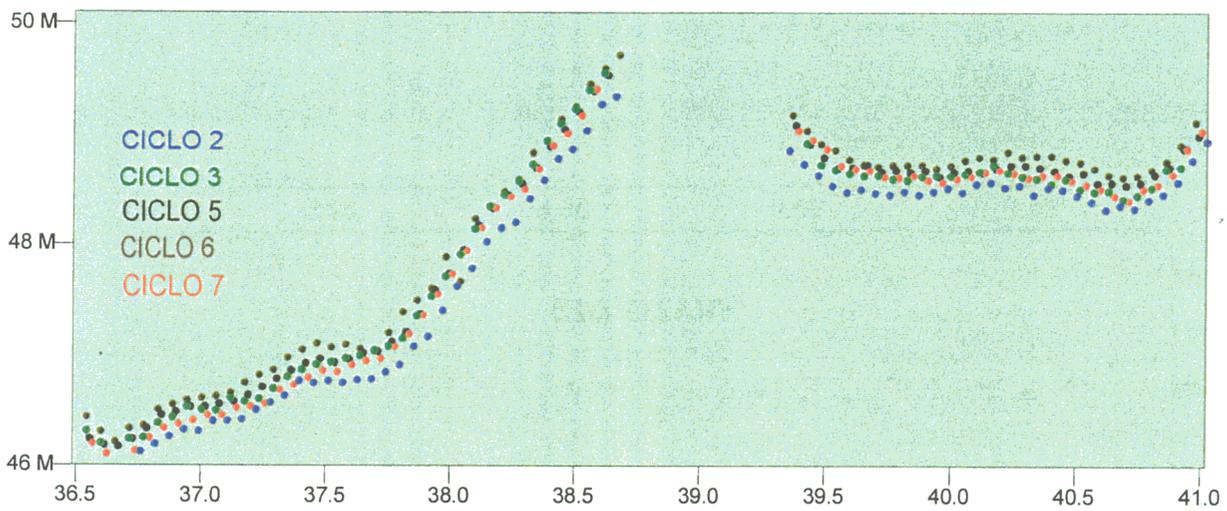
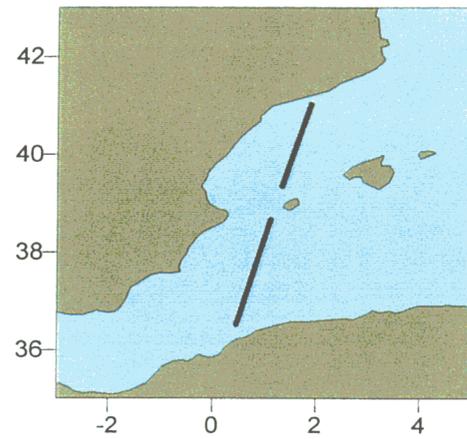




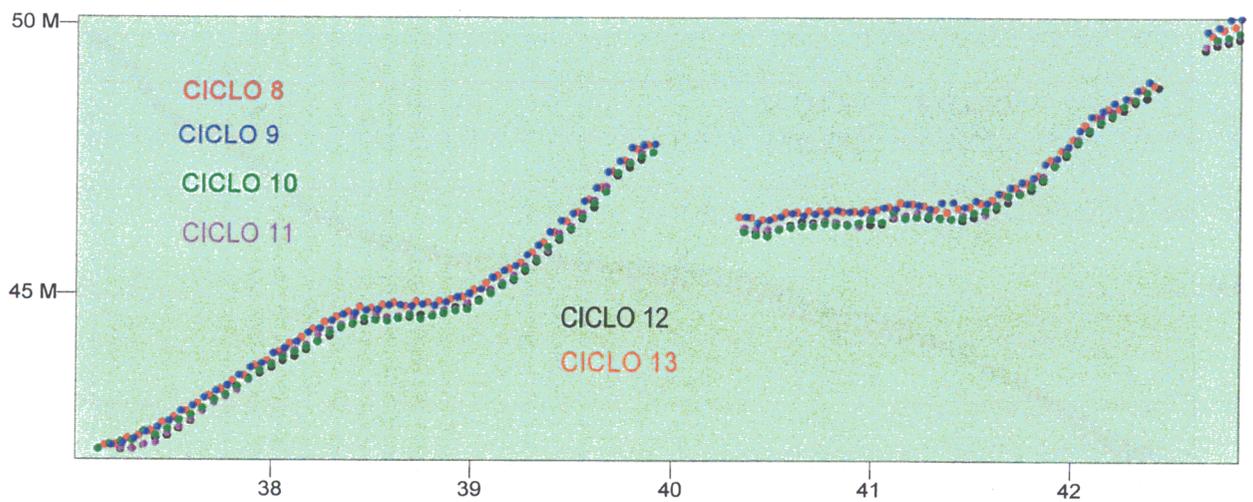
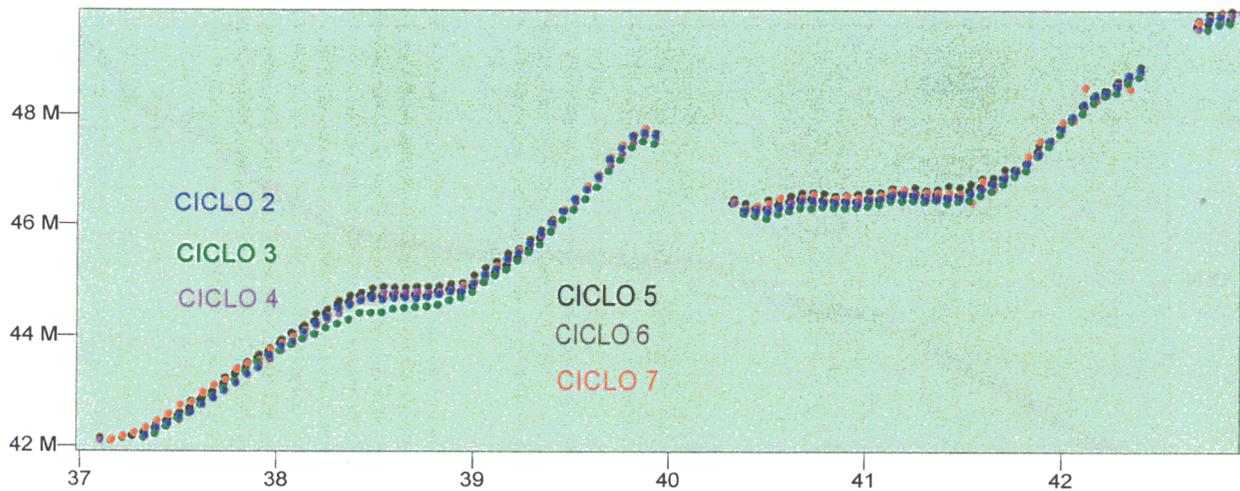
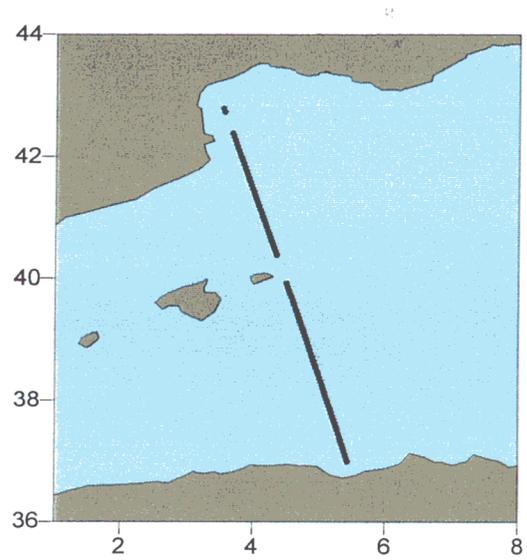




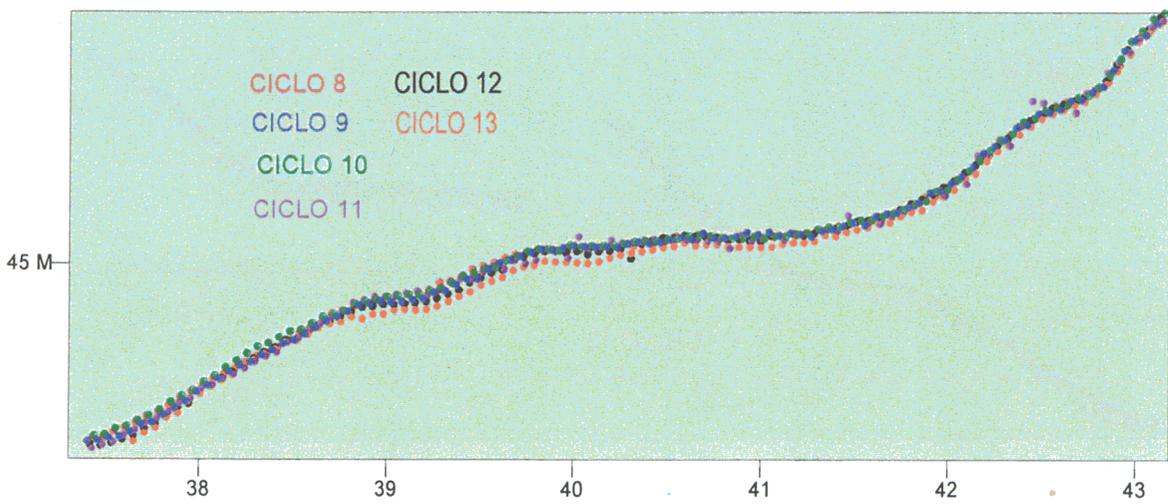
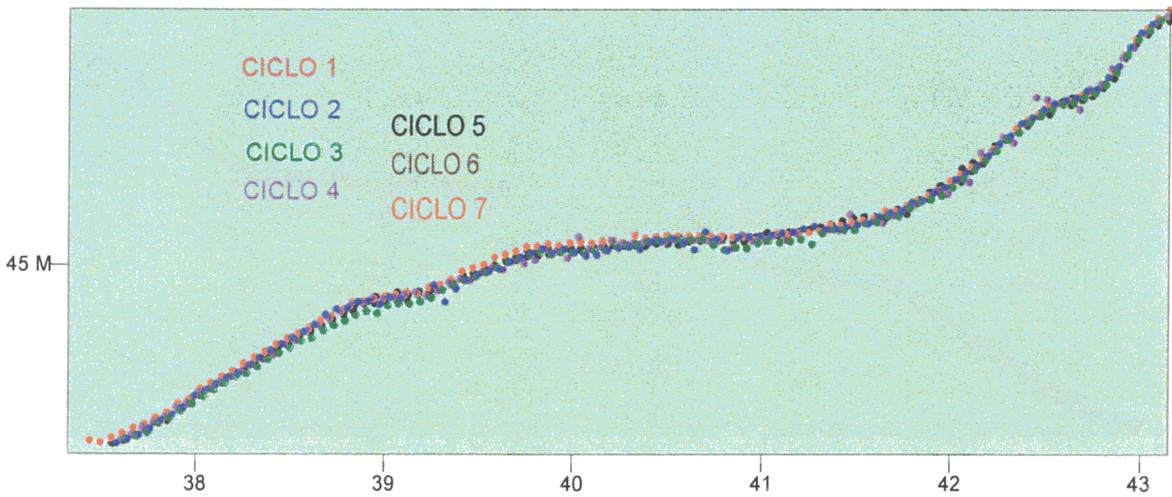
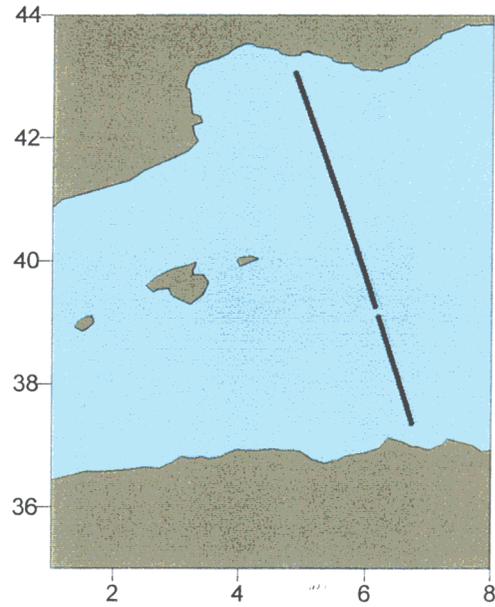
TRAZO 16 (DESCENDENTE)



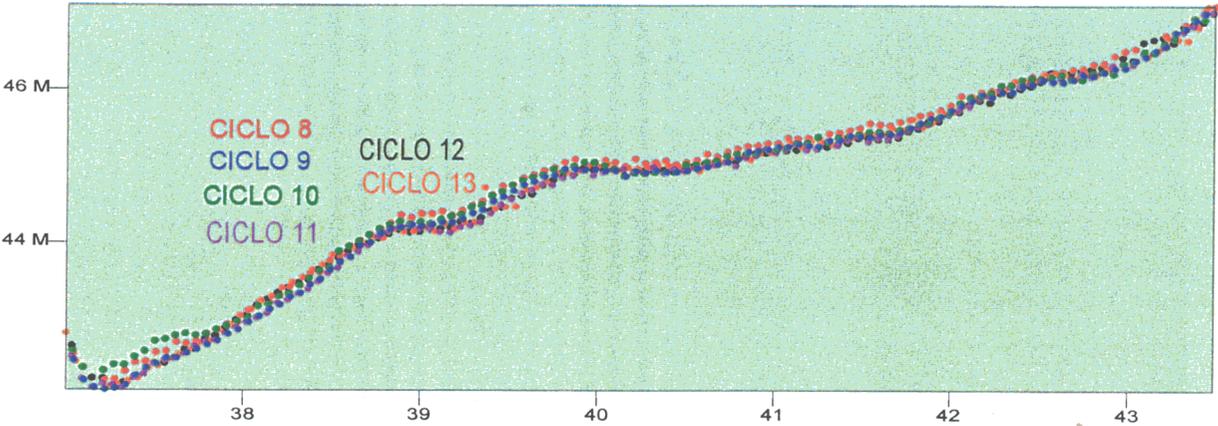
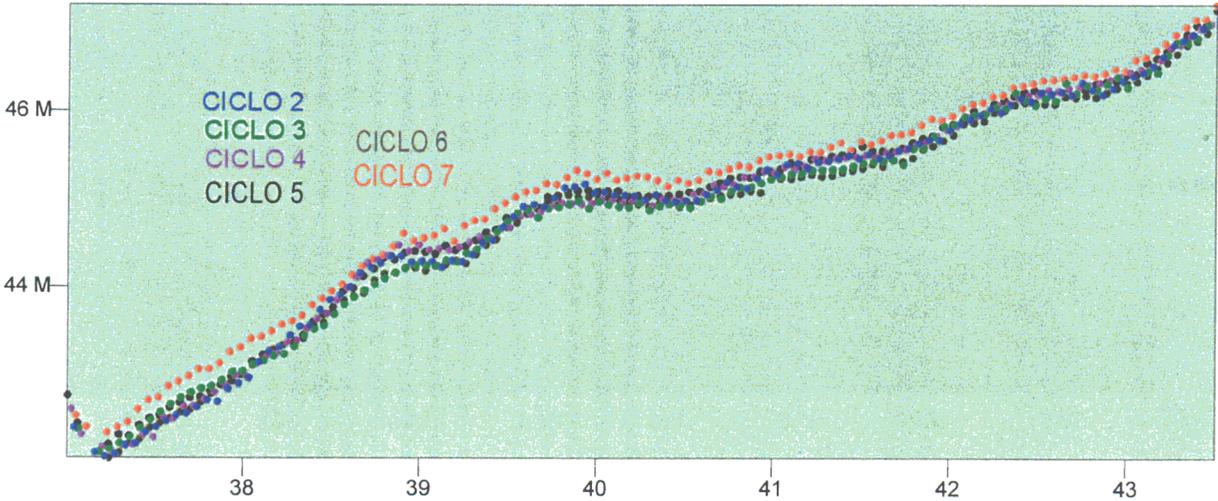
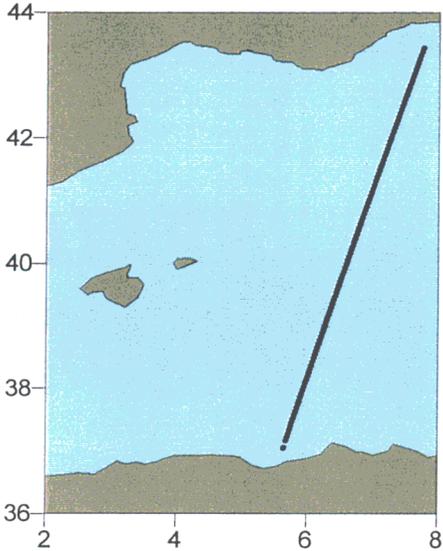
TRAZO 143 (ASCENDENTE)



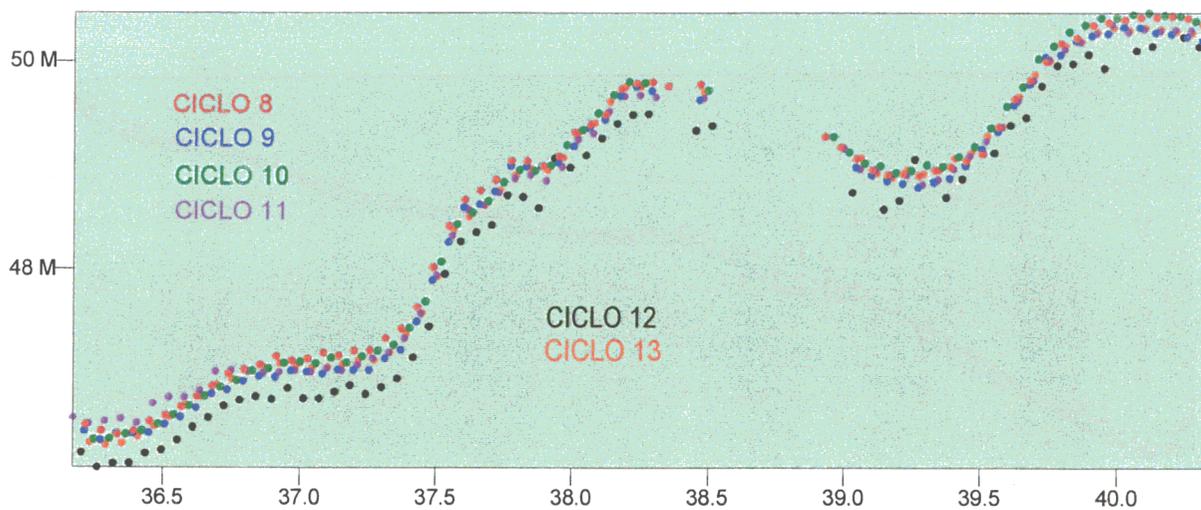
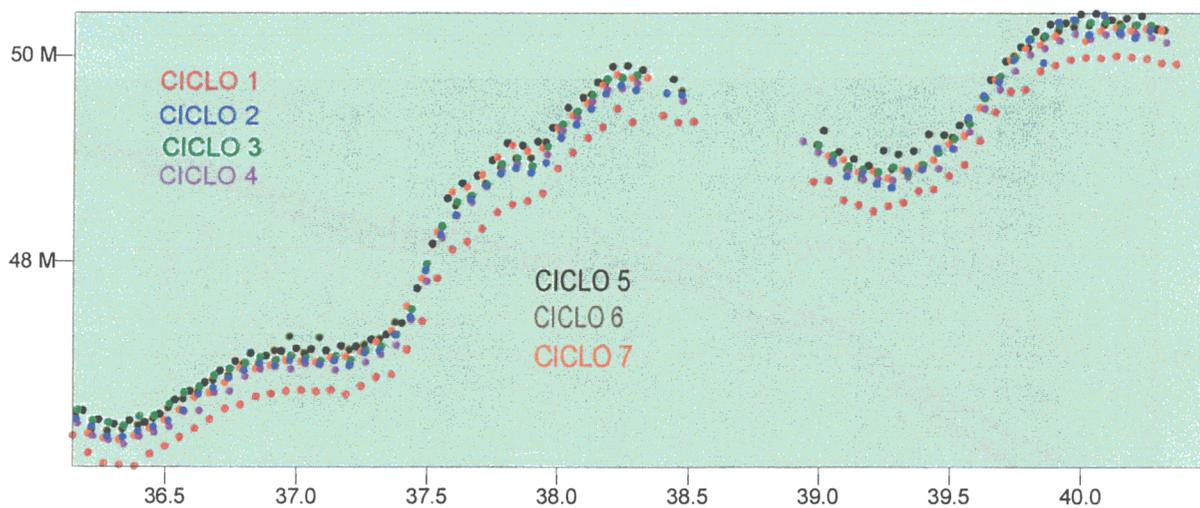
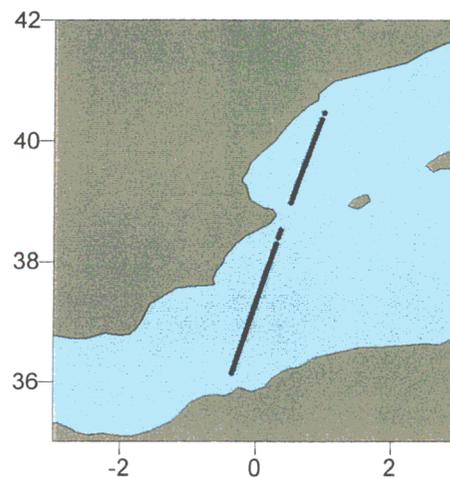
TRAZO 57 (ASCENDENTE)



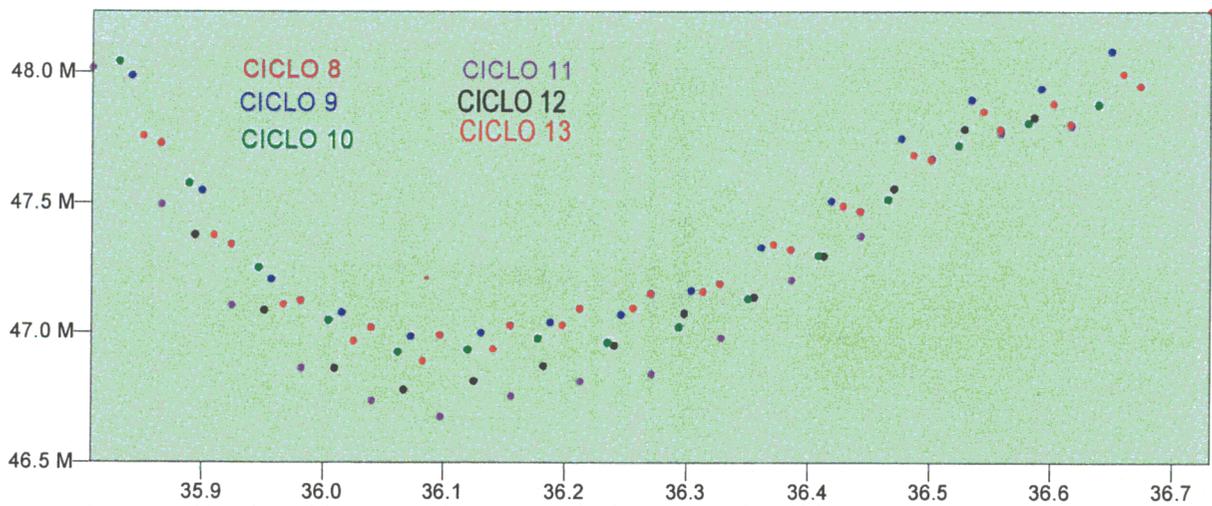
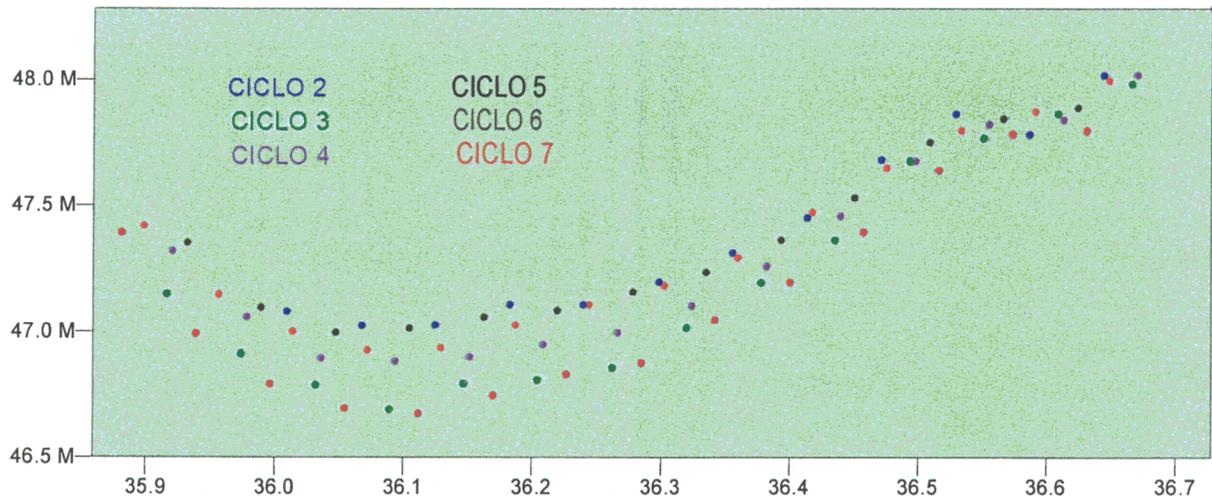
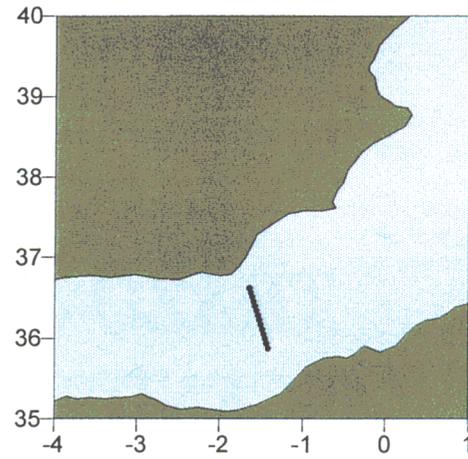
TRAZO 216 (DESCENDENTE)



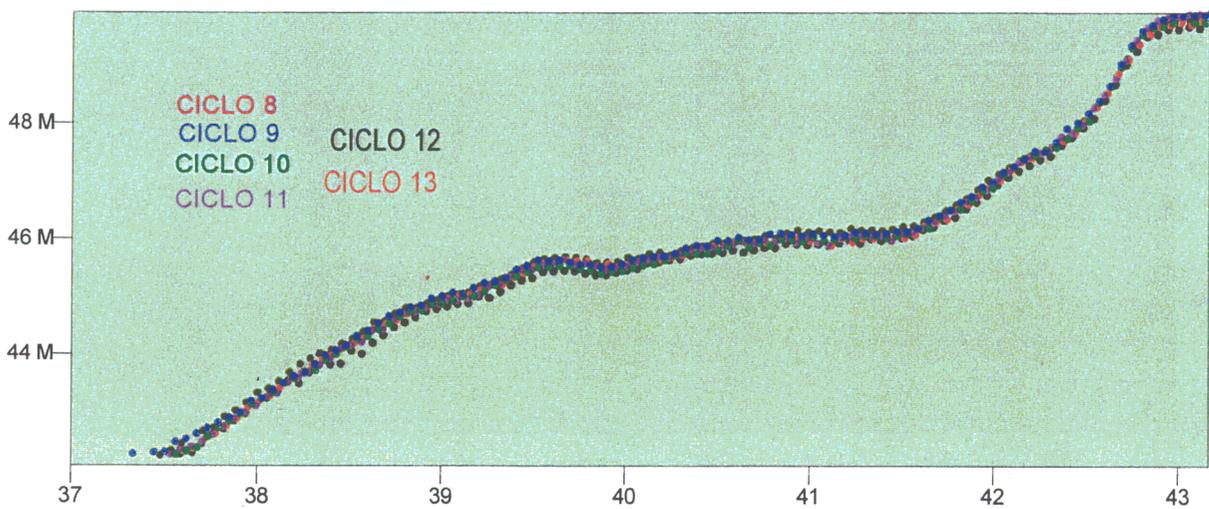
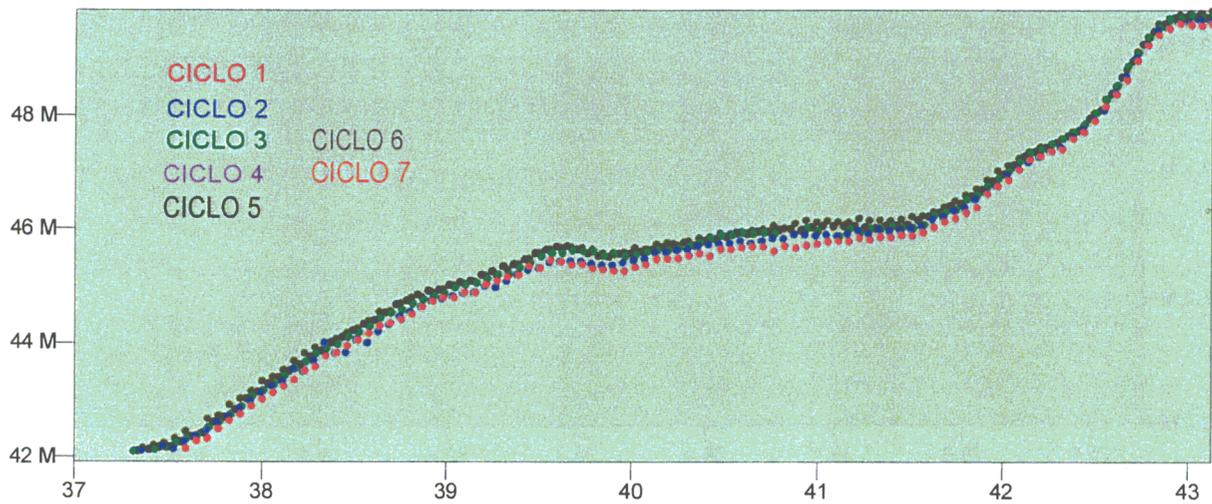
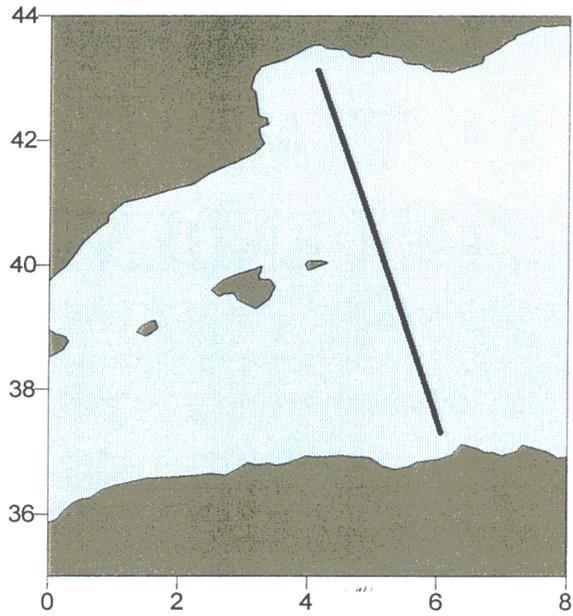
TRAZO 560 (DESCENDENTE)



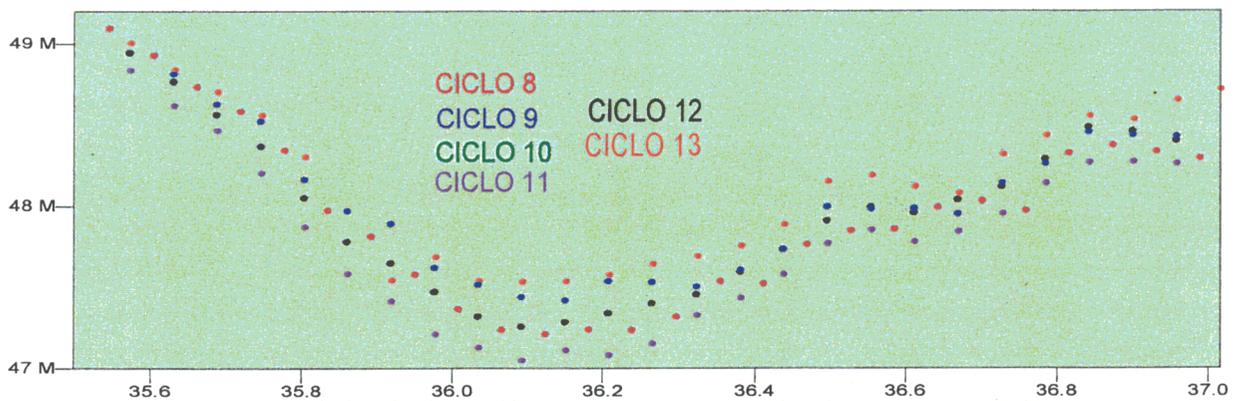
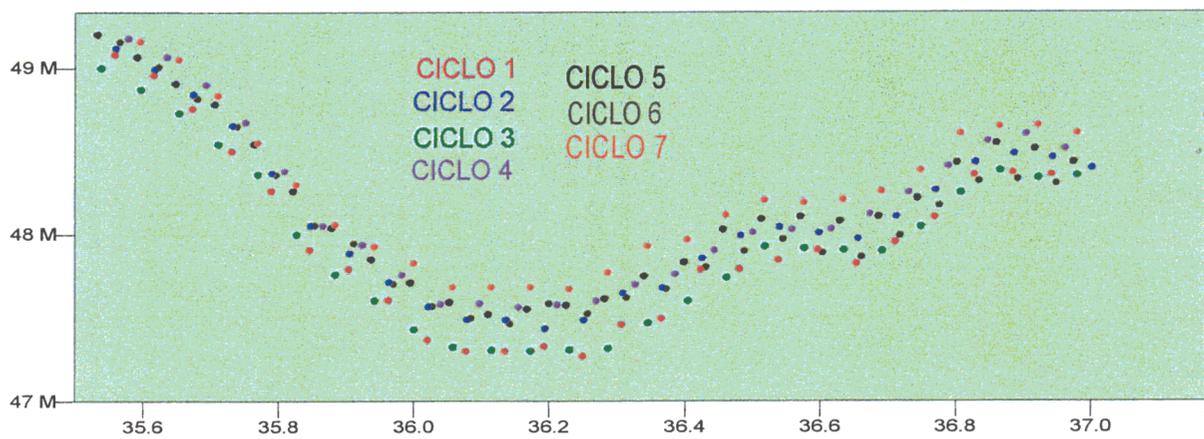
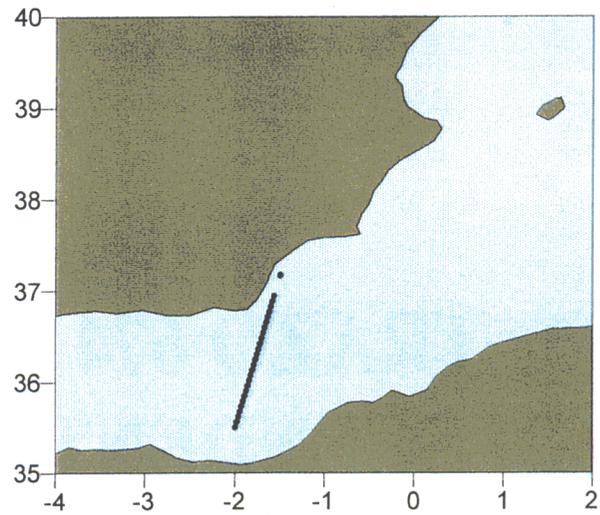
TRAZO 573 (ASCENDENTE)



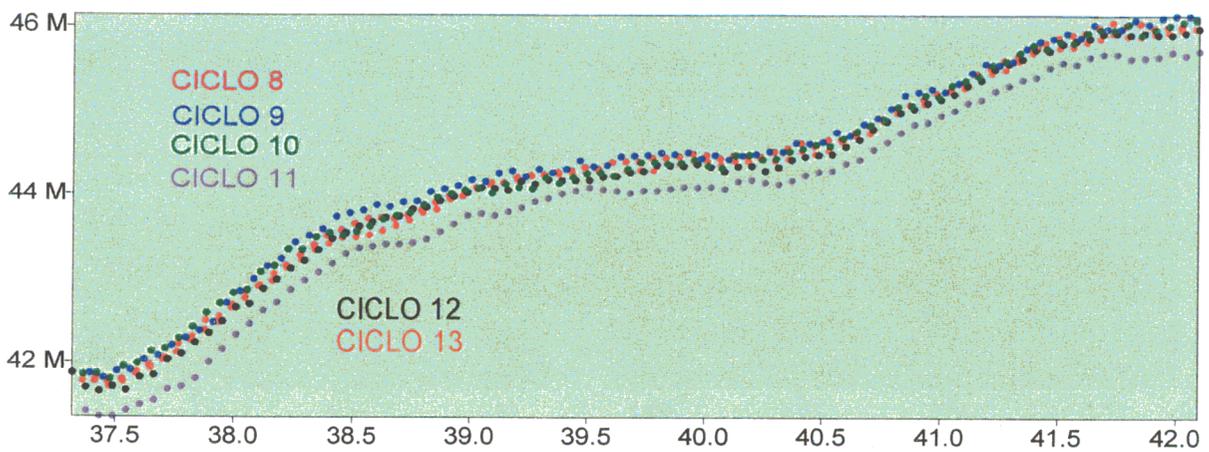
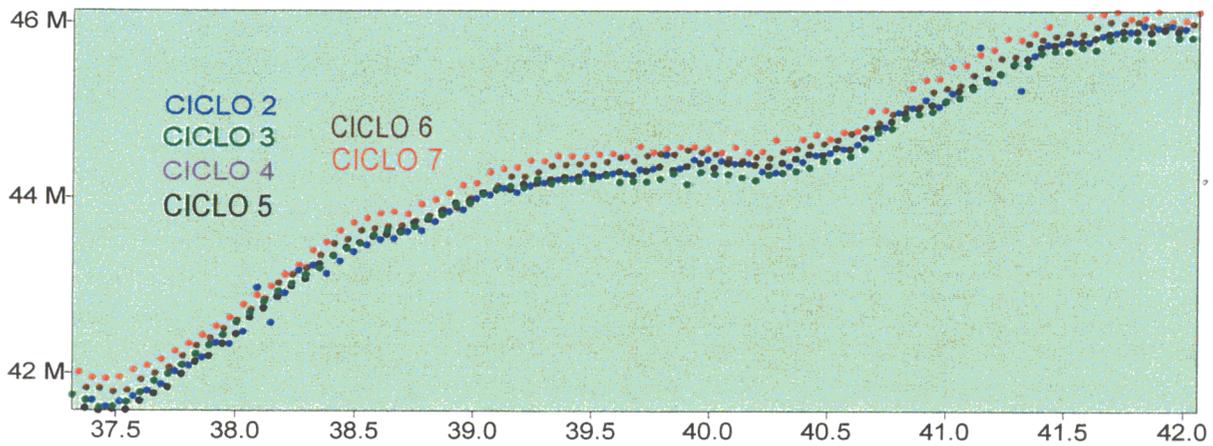
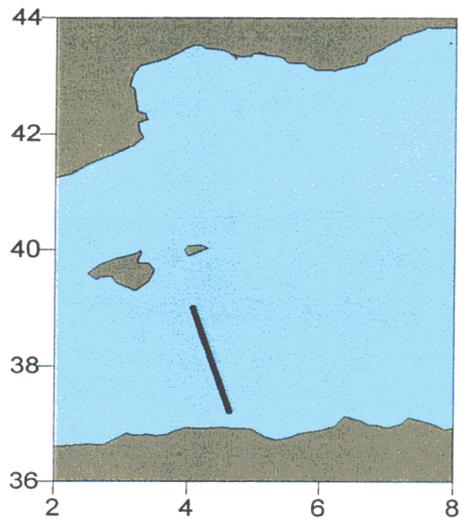
TRAZO 601 (ASCENDENTE)



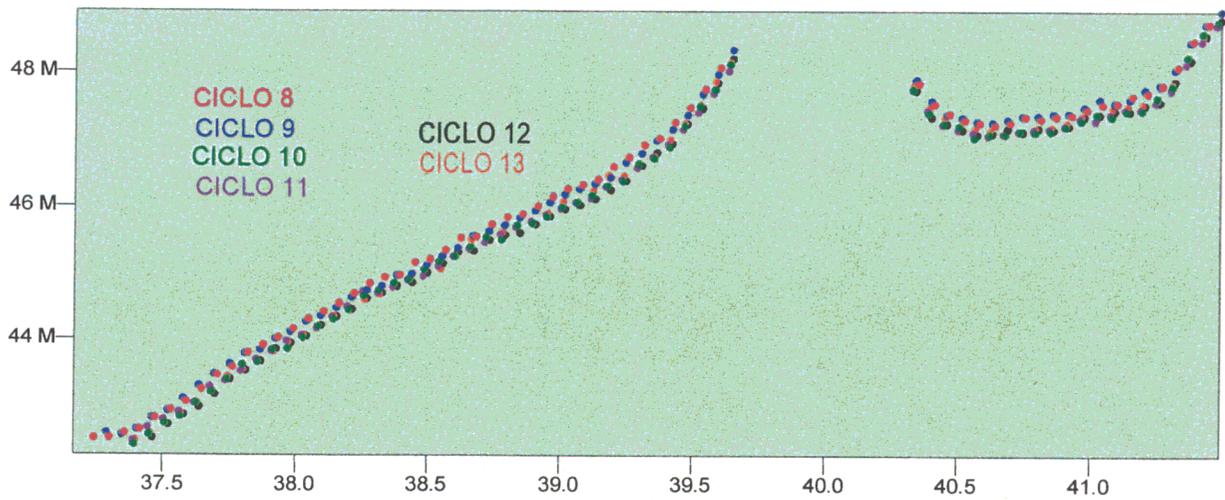
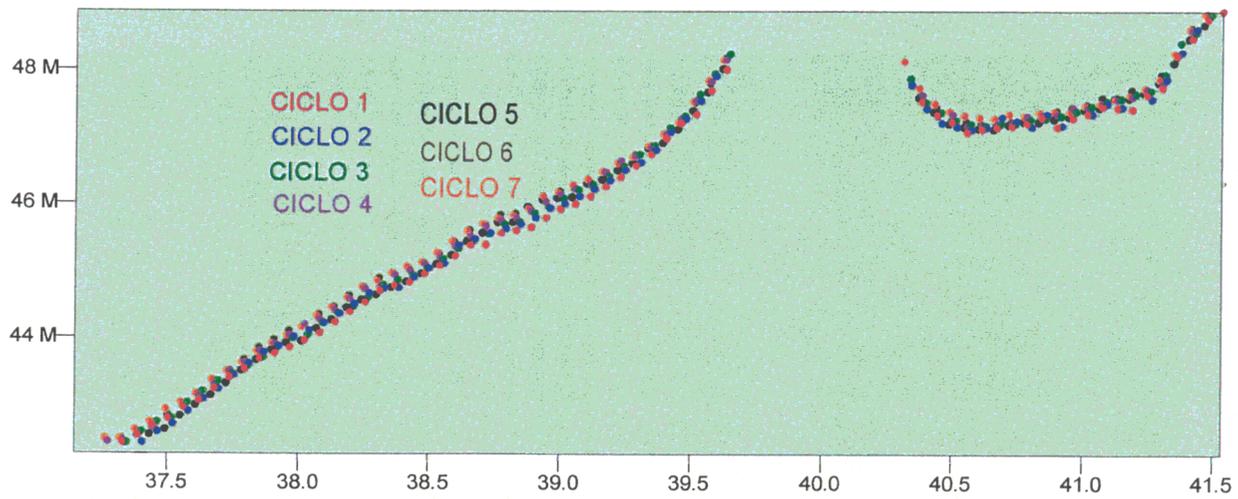
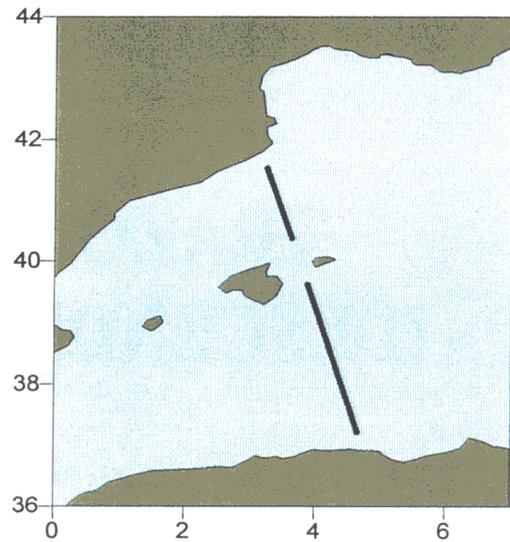
TRAZO 646 (DESCENDENTE)



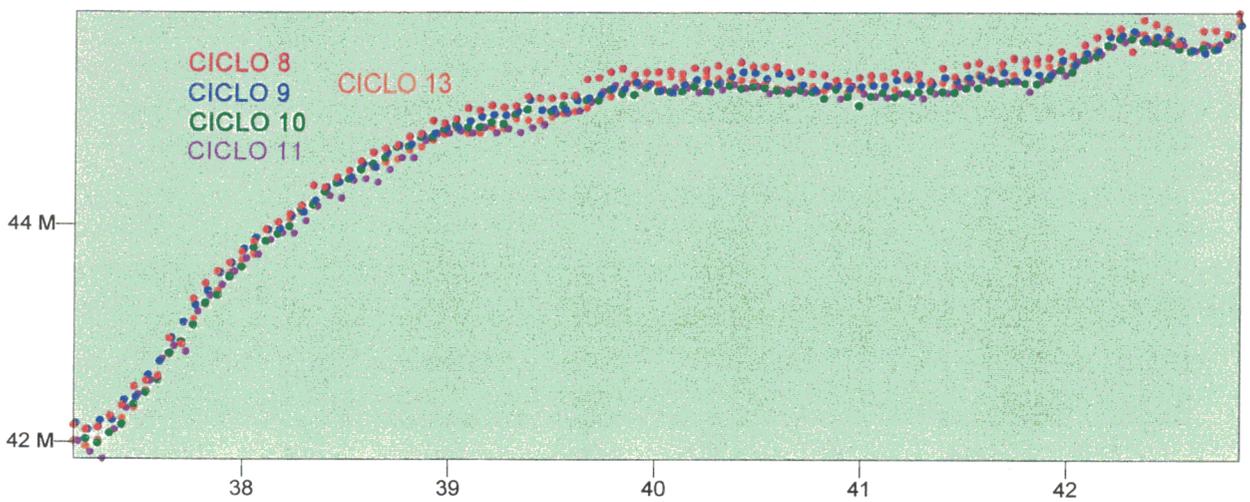
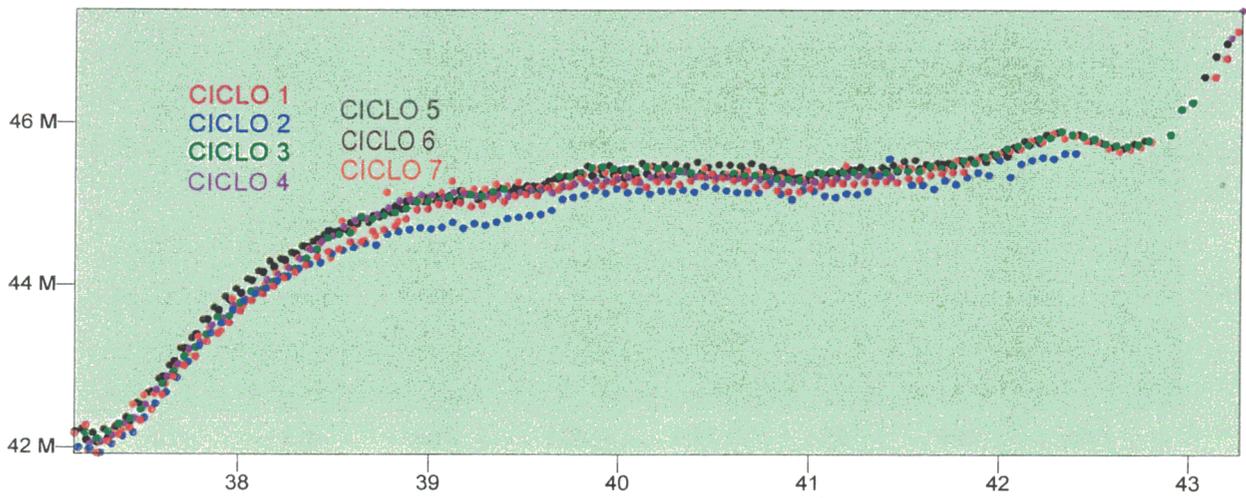
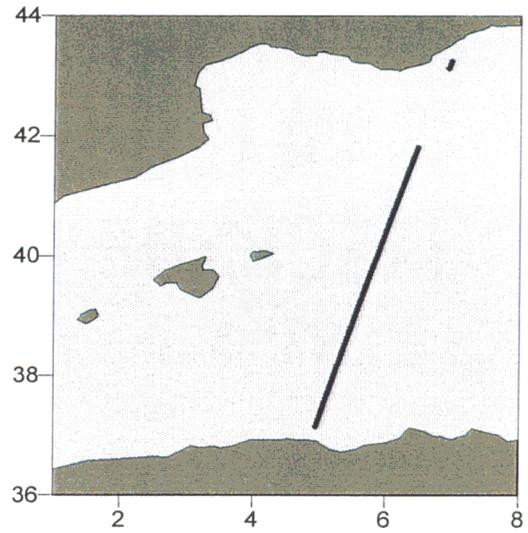
TRAZO 674 (DESCENDENTE)



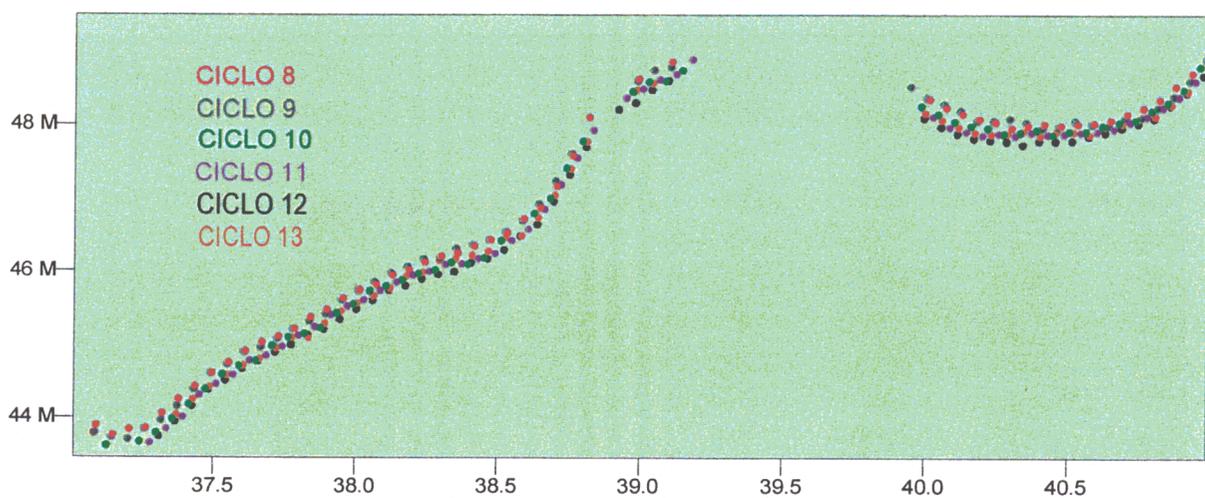
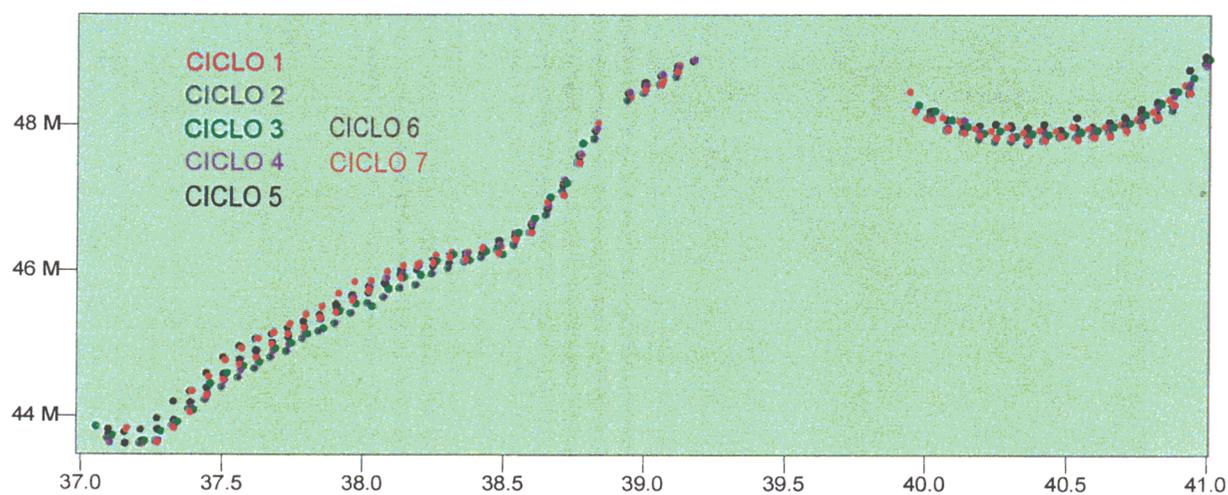
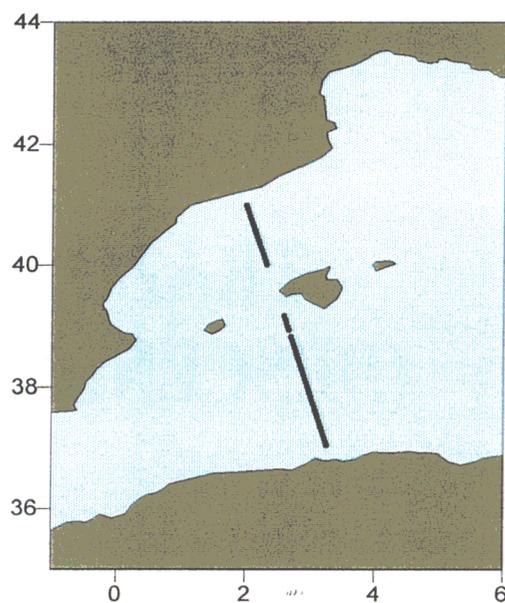
TRAZO 687 (ASCENDENTE)



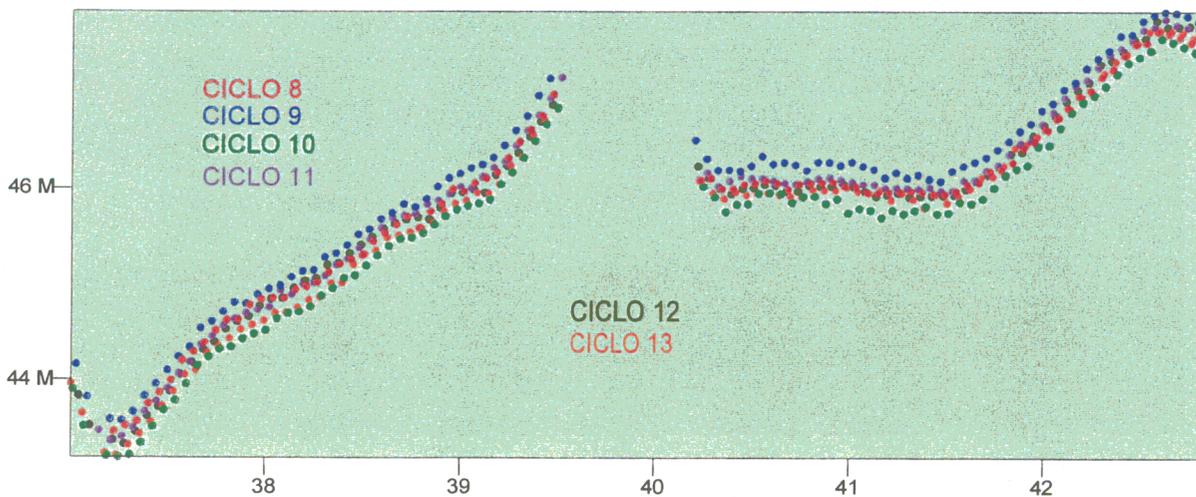
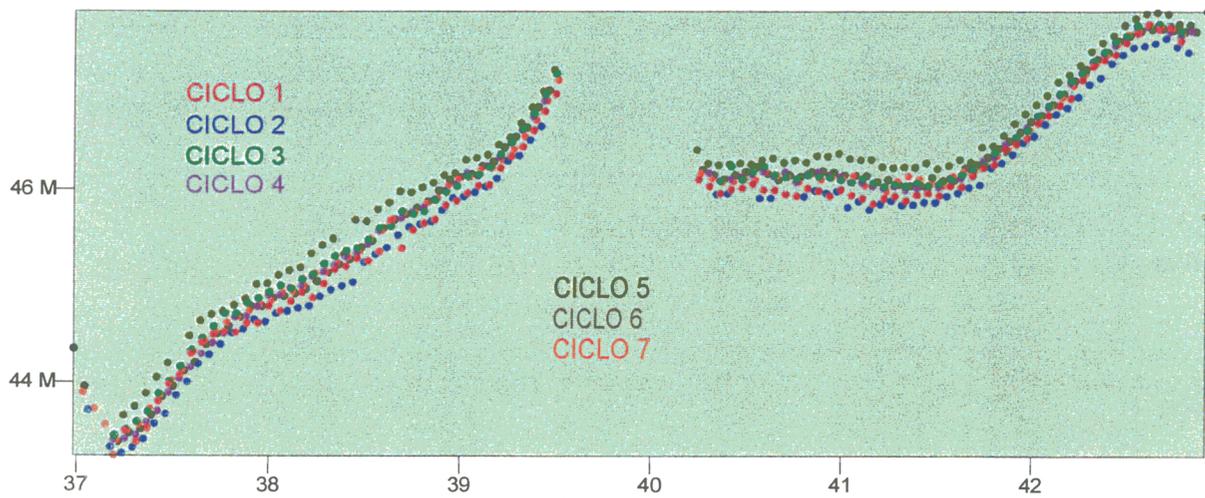
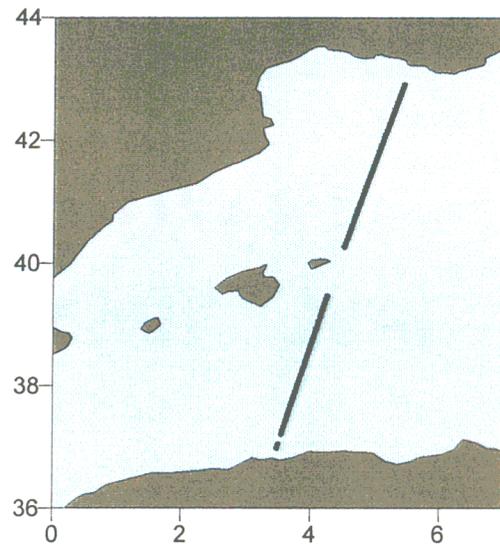
TRAZO 760 (DESCENDENTE)



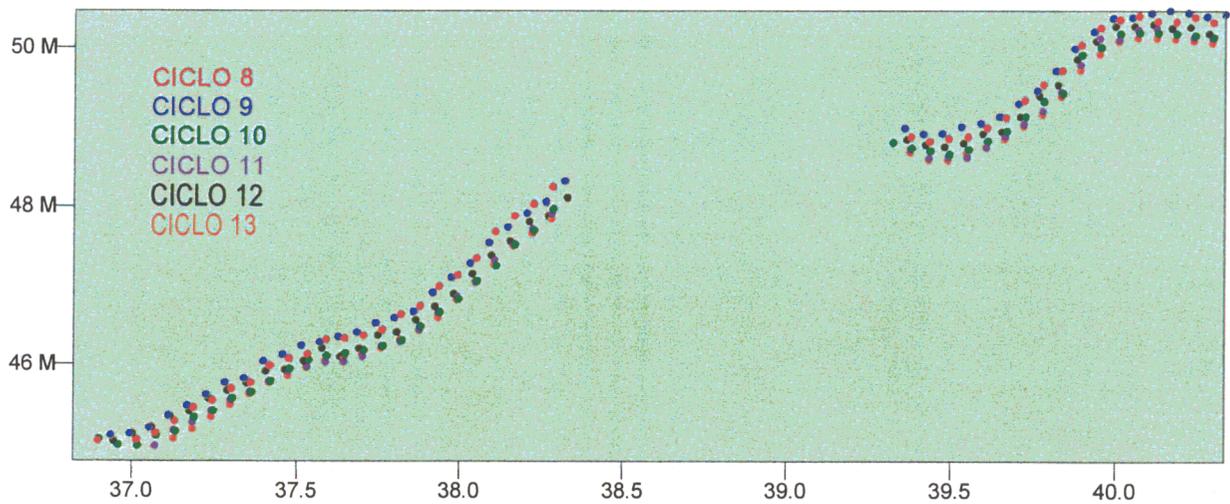
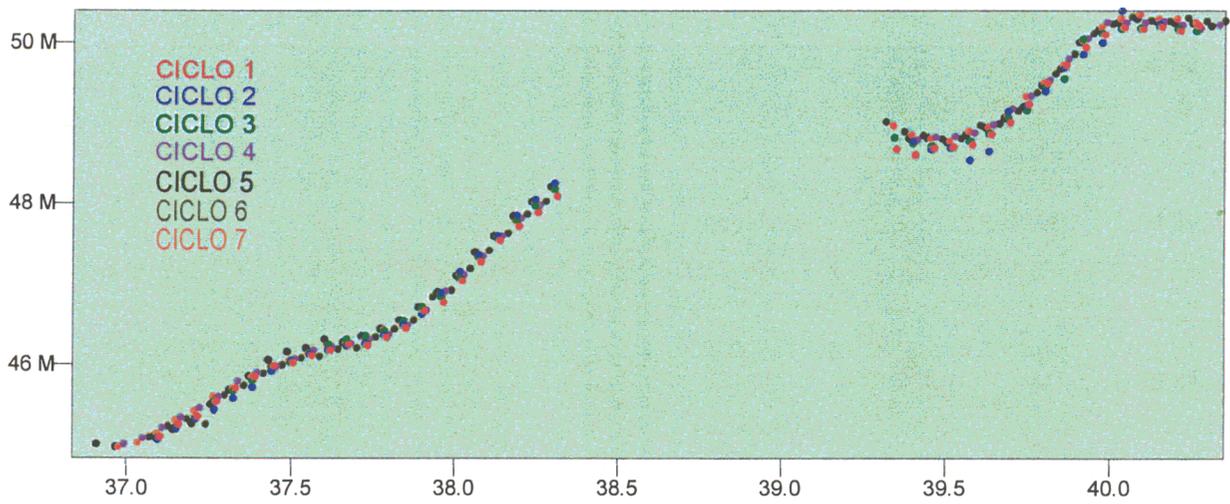
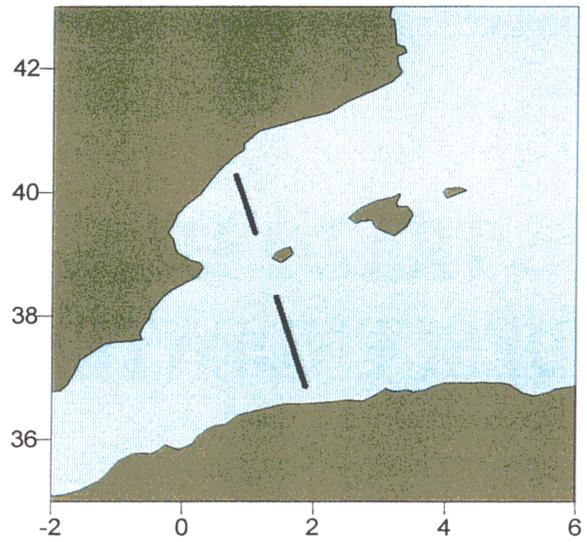
TRAZO 773 (ASCENDENTE)



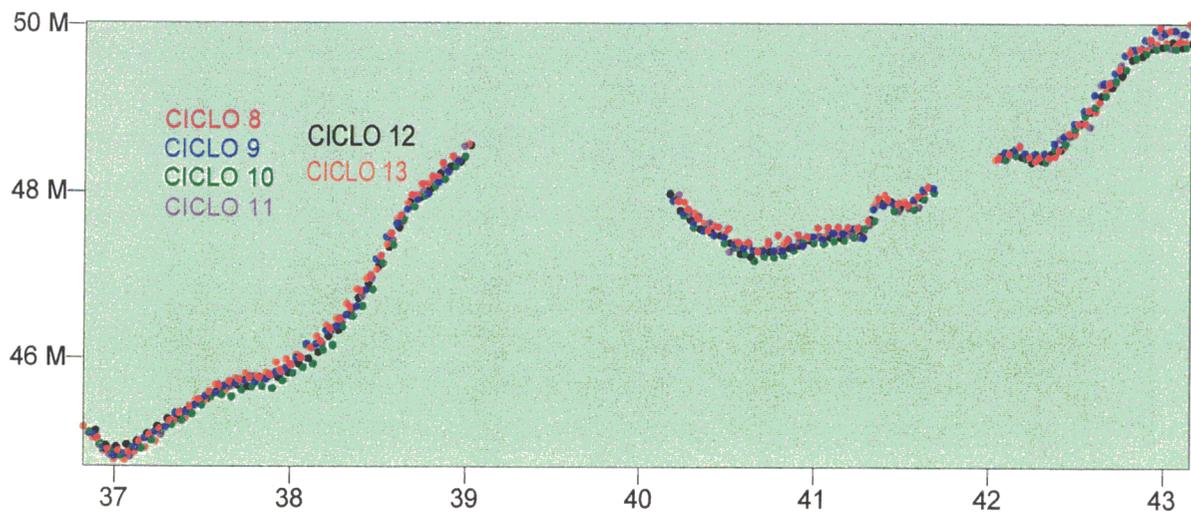
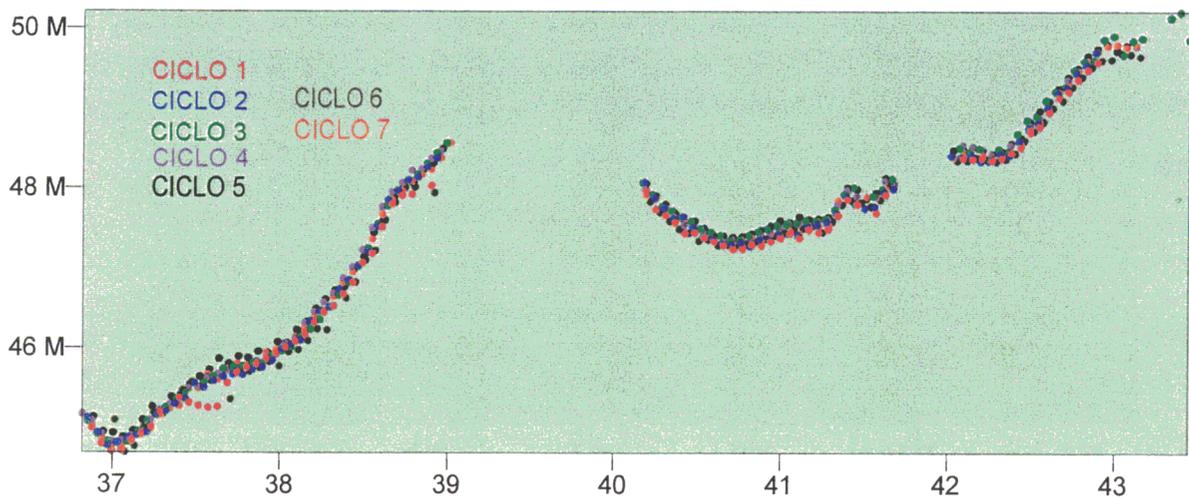
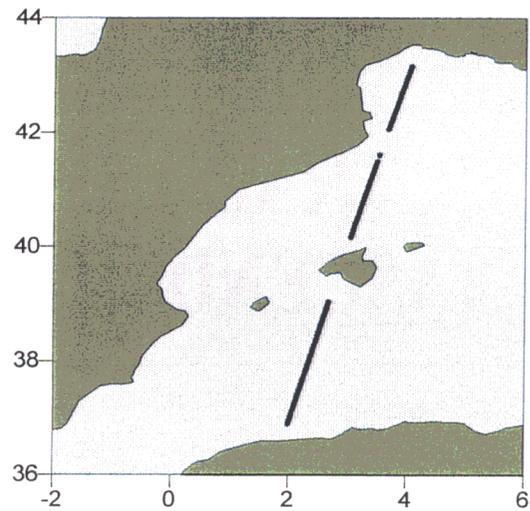
TRAZO 846 (DESCENDENTE)



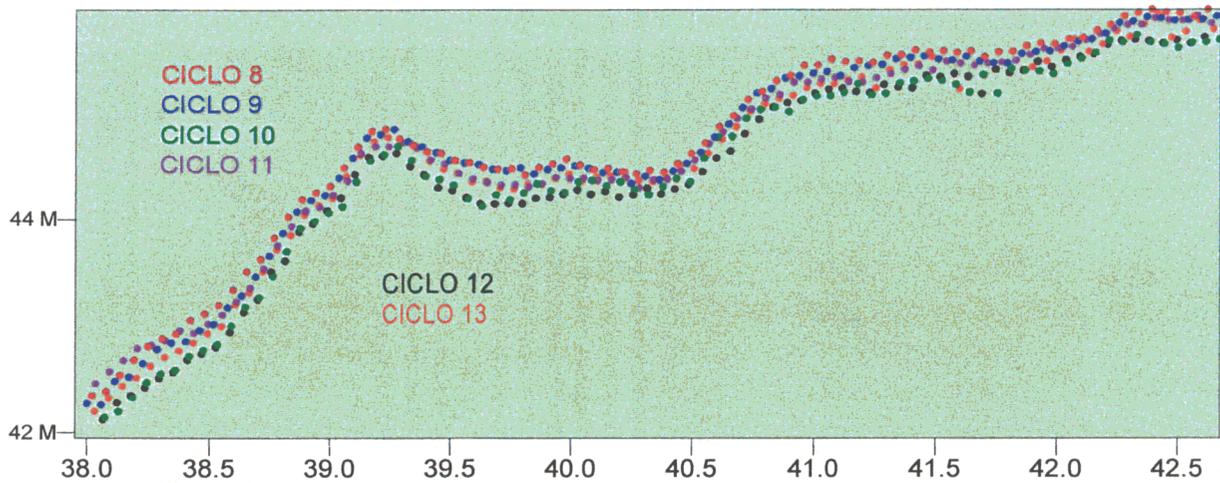
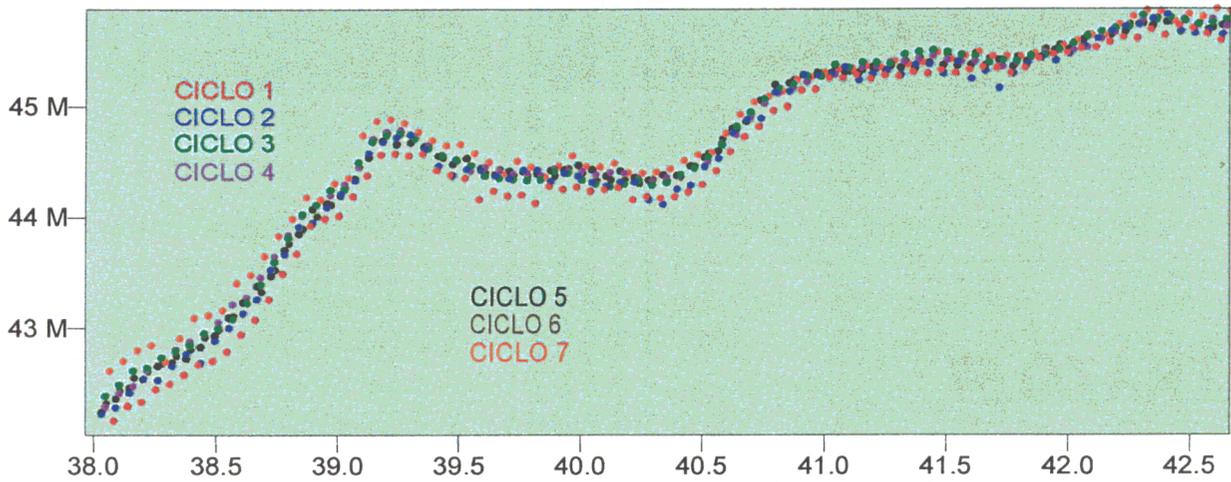
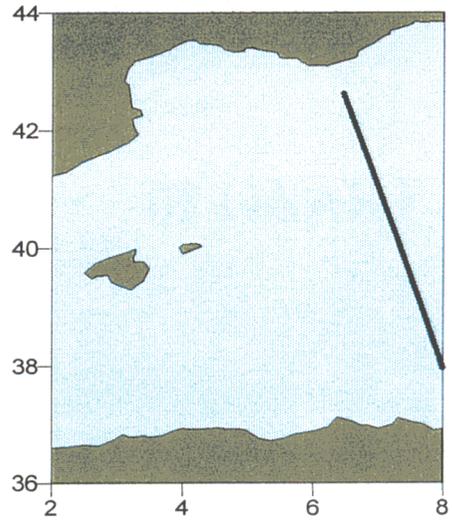
TRAZO 859 (ASCENDENTE)



TRAZO 932 (DESCENDENTE)

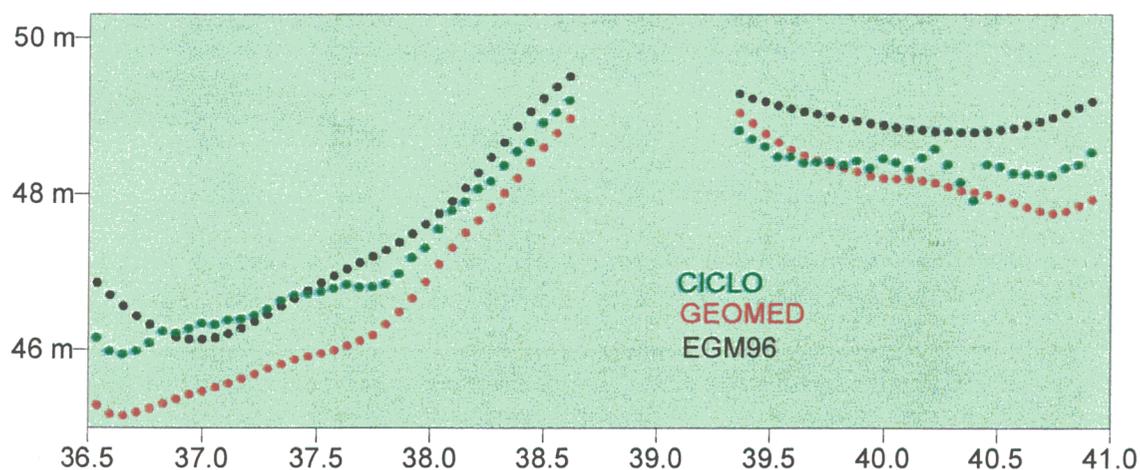


TRAZO 973 (ASCENDENTE)

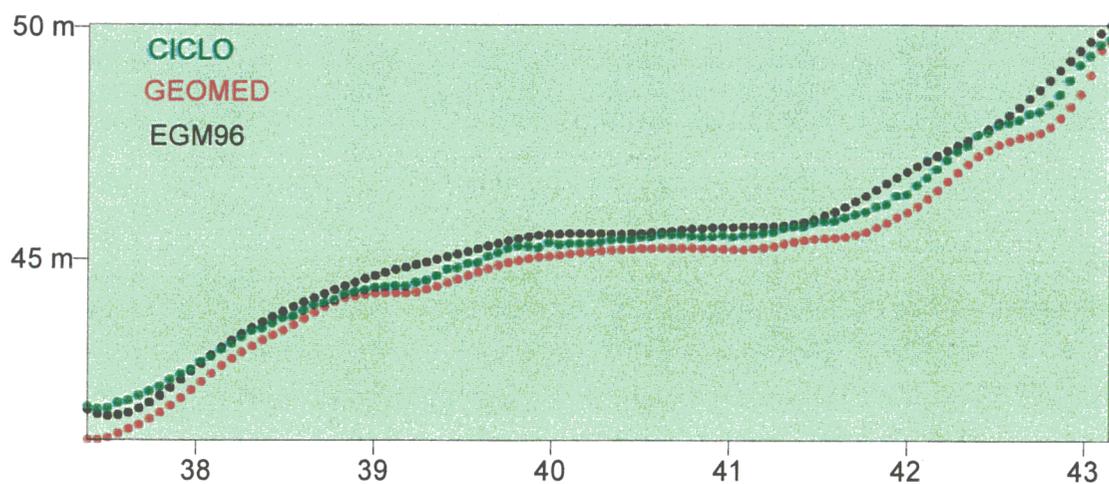


6.10. APÉNDICE III: VALIDACIÓN GRÁFICA DE LOS TRAZOS DE LA FASE G RESPECTO DE GEOIDE GRAVIMÉTRICO Y MODELO

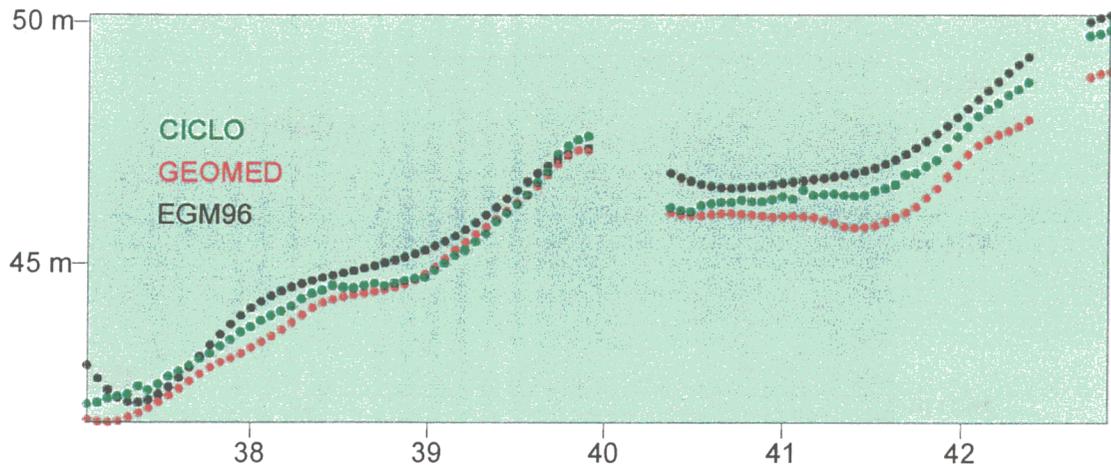
TRAZO 16



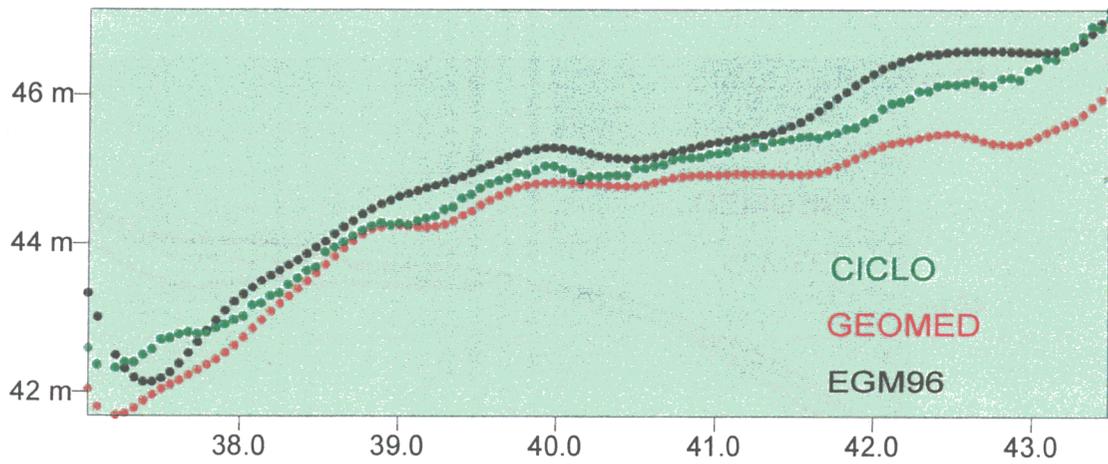
TRAZO 57



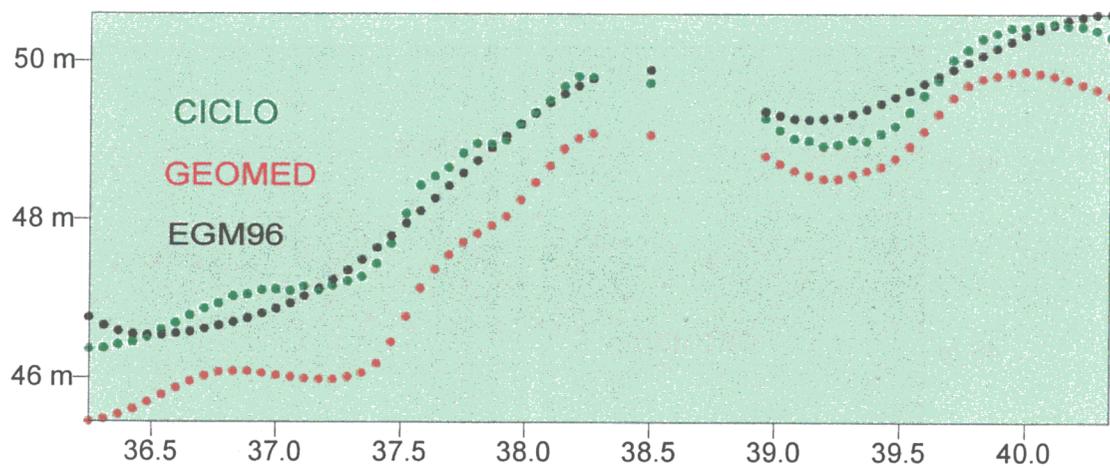
TRAZO 143



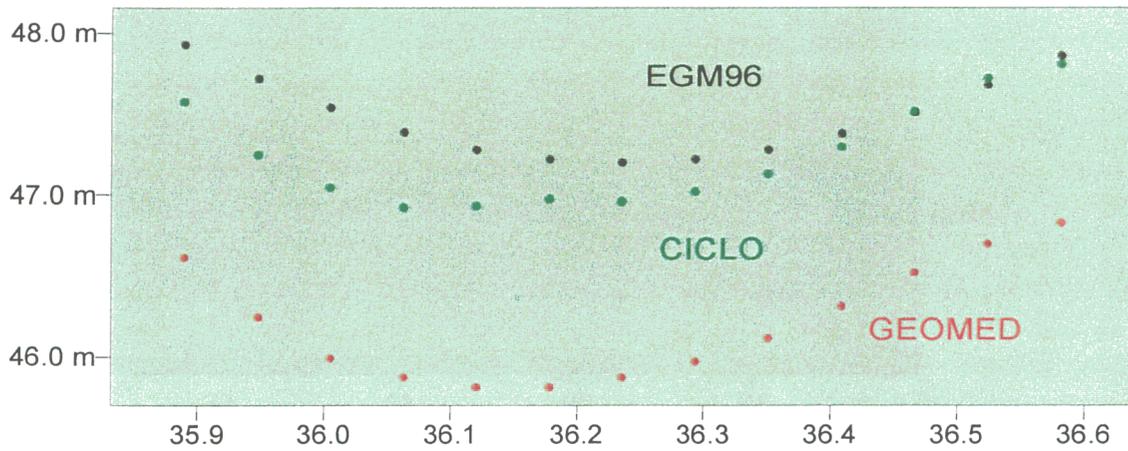
TRAZO 216



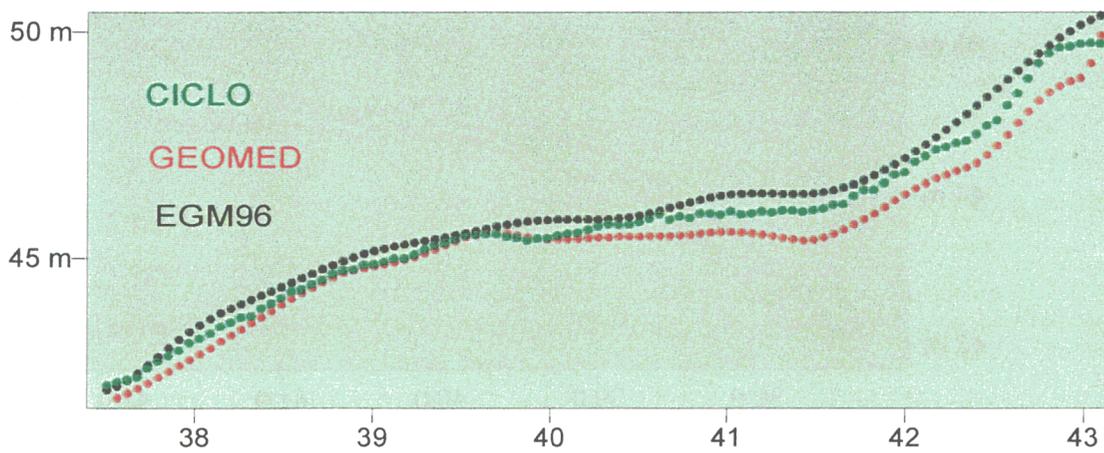
TRAZO 560



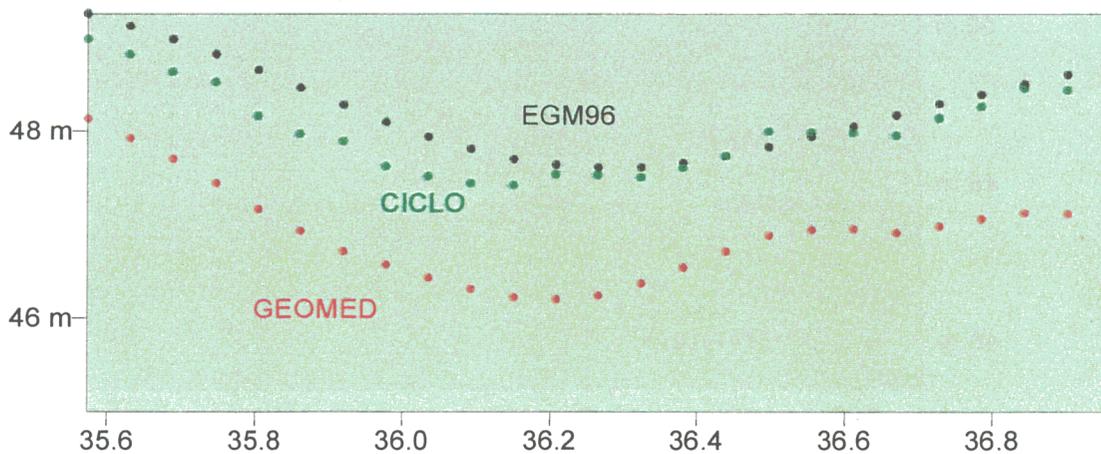
TRAZO 573



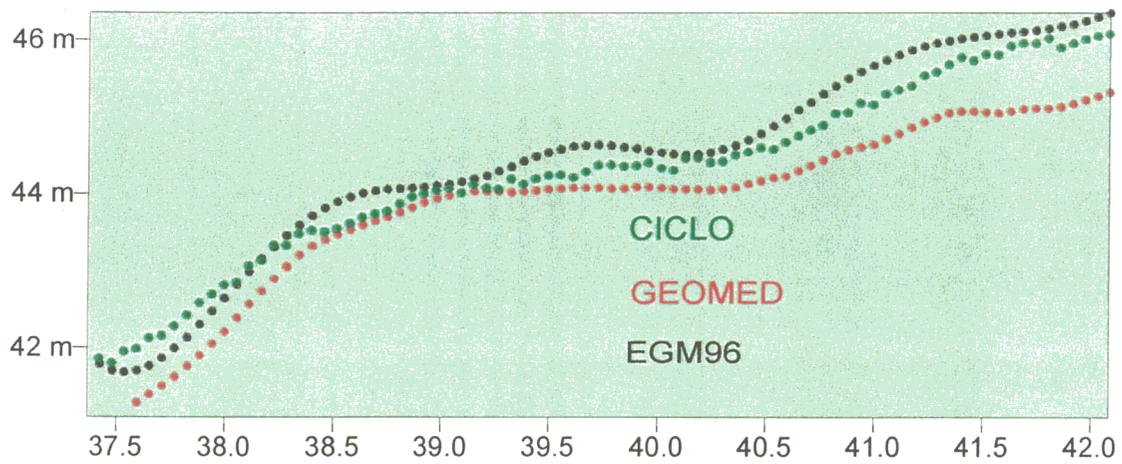
TRAZO 601



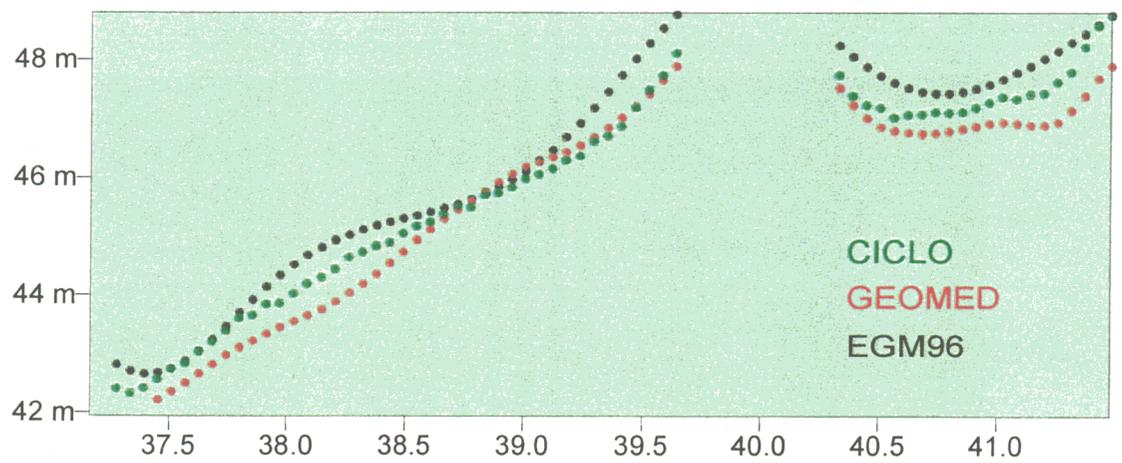
TRAZO 646



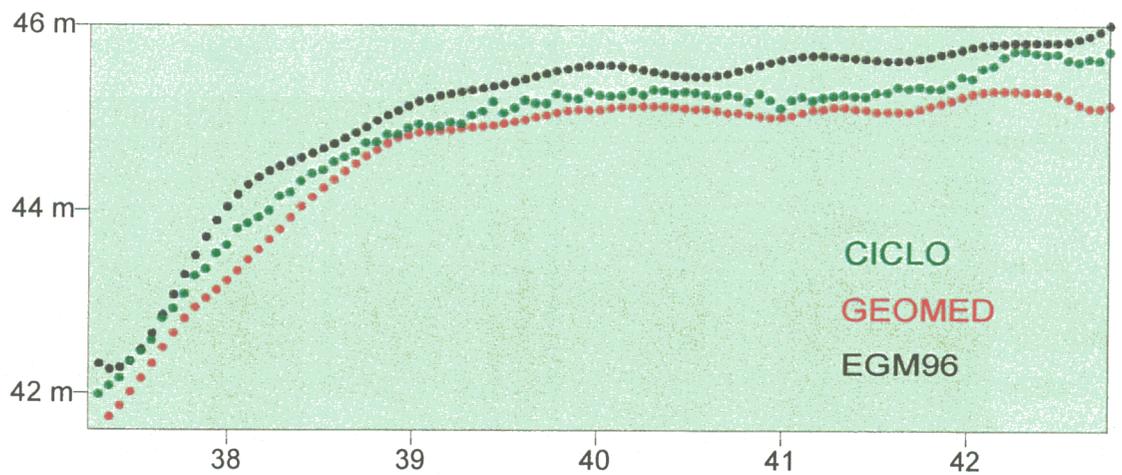
TRAZO 674



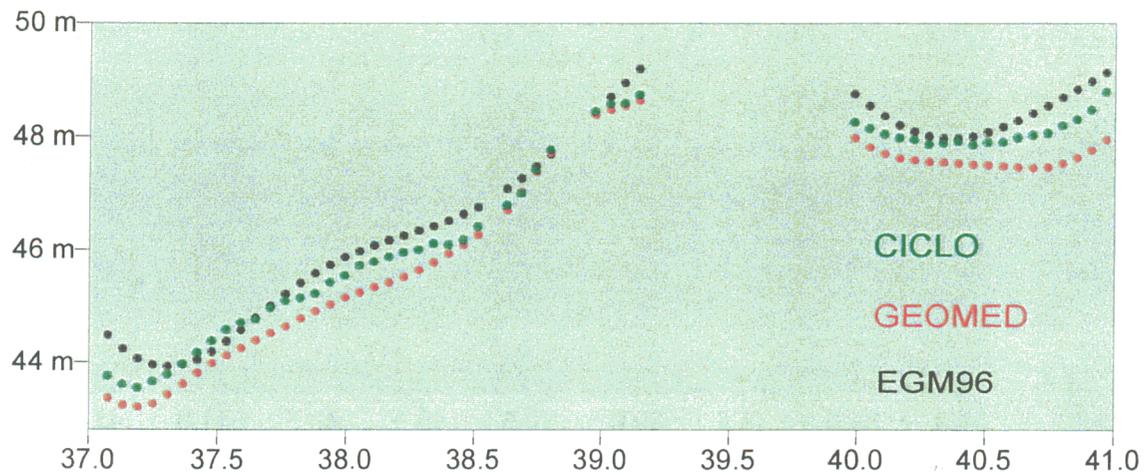
TRAZO 687



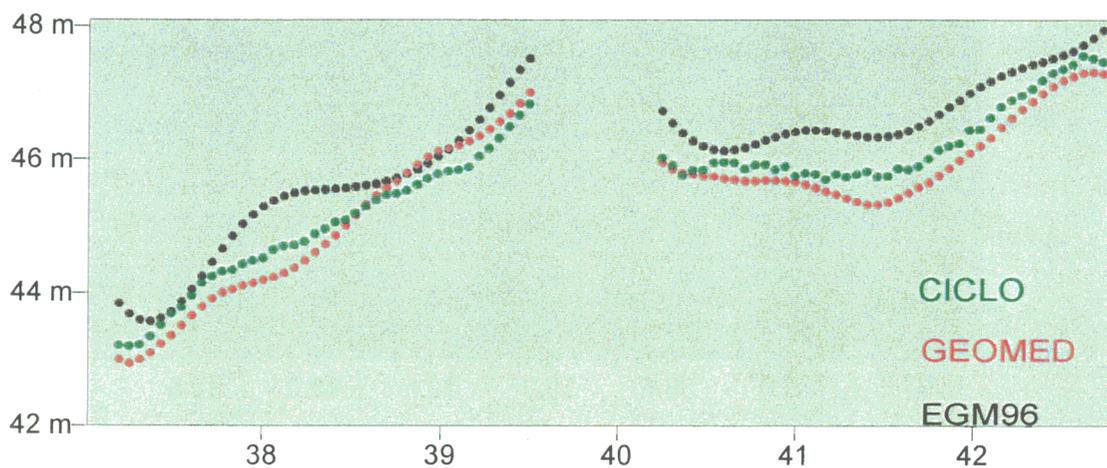
TRAZO 760



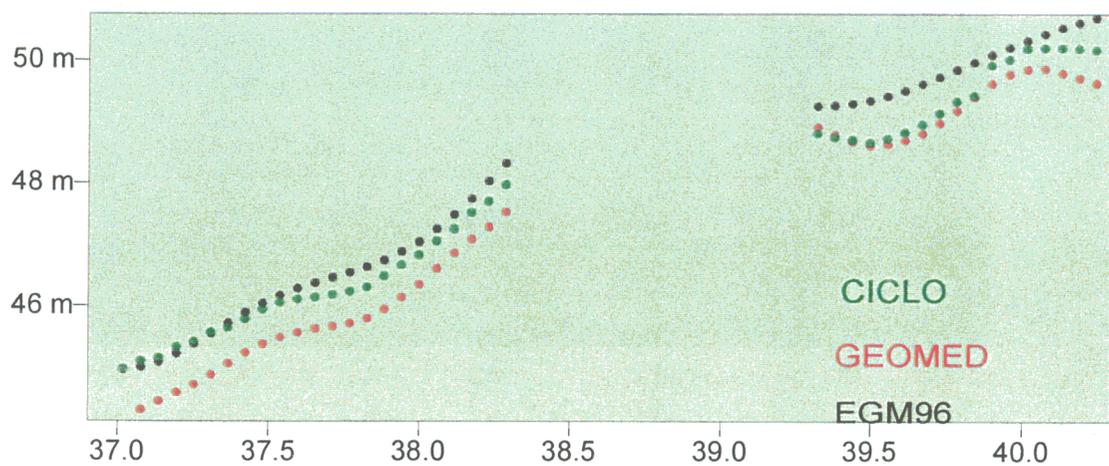
TRAZO 773



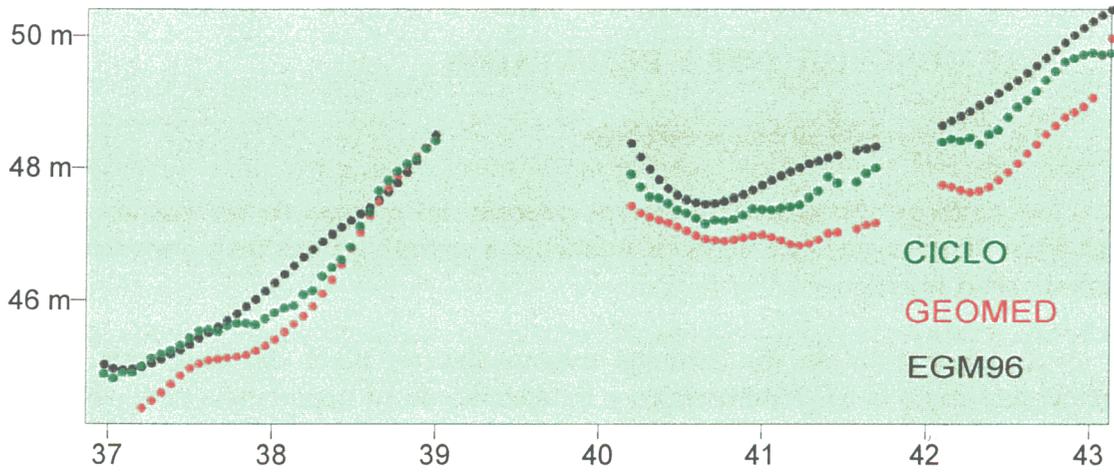
TRAZO 846



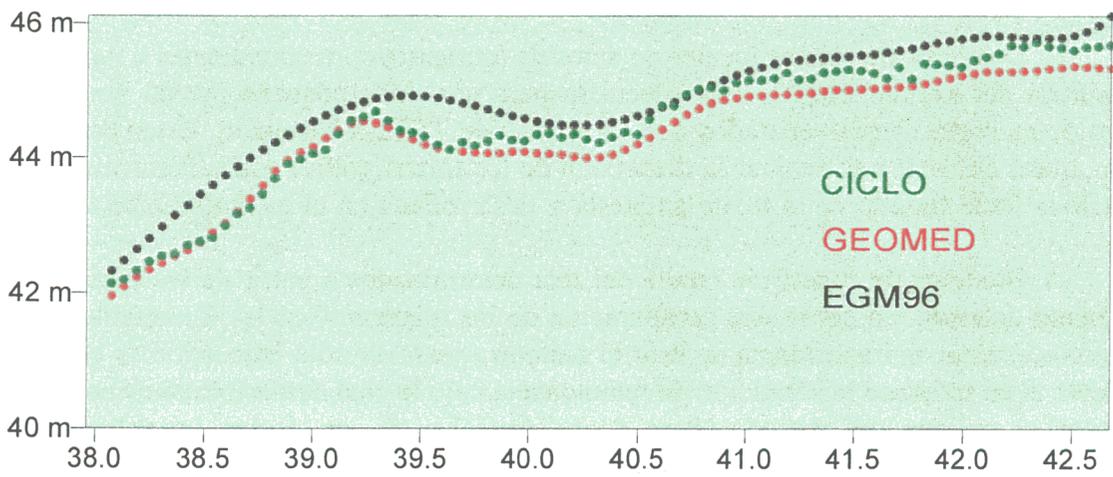
TRAZO 859



TRAZO 932



TRAZO 973



6.11. CONCLUSIONES Y RESULTADOS

En este capítulo se han presentado:

1. Criterios de validación nuevos además del empleo de los clásicos, útiles para determinar la adecuación de datos de altimetría a superficies medias y para detectar puntos fuera de zona marina.

2. Evaluación de los cambios estacionales en nivel del mar para una cuenca semicerrada como la del Mediterráneo y tratamiento de su importancia para posterior ajuste de datos. Este estudio corrobora la tendencia existente en mares abiertos, y es más pronunciada en las zonas más dinámicas: costa africana (corrientes argelinas), y cercanías del Estrecho de Gibraltar, por donde se produce un trasvase de agua anual que permite el equilibrio hidrológico del Mar Mediterráneo. Las distintas temperaturas y salinidades de ambos tipos de aguas dan lugar a olas especiales cuya evolución vemos marcada en esta parte del estudio.

3. Dos tipos de ajustes locales de datos de altimetría correspondientes a distintas fases de misión del satélite ERS-1, más adecuado para una zona pequeña puesto que los trazos subsatélites están menos separados que en el caso de TOPEX/Poseidon. Estos dos tipos han sido: ajuste colineal tras evaluar la dispersión de los trazos gráfica y analíticamente, y ajuste *crossover* local basado en la teoría expuesta y desarrollada en el capítulo anterior.

4. Modelos de superficie media del mar determinados a partir de los datos ajustados del punto anterior, así como una comparación de los mismos. Con las diferencias obtenidas podemos evaluar la importancia de usar el método *crossover* sólo bajo óptimas condiciones, es decir, si se satisface la condición de redundancia bajo la cual demostrábamos en el capítulo anterior la validez del método. Para zonas pequeñas y con costas irregulares, esto se conseguirá si se usan datos con un periodo de repetición largo. En otro caso, los resultados son más adecuados al hacer ajuste colineal durante un intervalo de tiempo que permita minimizar las variaciones estacionales.

5. Con las superficies resultantes también se ha podido hacer un estudio cuantitativo de la influencia bajo distintos ajustes, de incluir correcciones como la de marea calculada con un modelo empírico, que ha resultado ser muy pequeña al ser un mar cerrado y usar datos sobre un año, y como la de efecto barométrico inverso, con una contribución también muy pequeña para ajustes colineales, pero algo mayores si se hace ajuste *crossover*.

ABRIR CAPÍTULO 7

