

Análisis objetivo y diagnóstico en fluidos geofísicos

SERGIO ALONSO, DAMIÀ GOMIS Y JOAQUÍN TINTORÉ

Grupo de Dinámica de Fluidos Geofísicos, Dep. de Física,
Universitat de les Illes Balears, 07071 Palma, España

RESUMEN

El objetivo de esta contribución es presentar una recopilación de trabajos relacionados con el análisis objetivo de campos espaciales de variables geofísicas, en concreto, atmosféricas y oceánicas. Para ello se empieza por describir algunas particularidades de distintas técnicas de análisis, para terminar centrando el estudio en la técnica de Barnes aplicada para separar contribuciones de distintas escalas espaciales. Se comparan las respuestas teórica y práctica para poner de manifiesto el efecto de la heterogeneidad en la distribución de estaciones y se describe un método iterativo capaz de reducir el impacto de dicha heterogeneidad que, aunque probado esencialmente para dicha técnica de Barnes, puede ser aplicado a cualquier otra técnica en que las funciones peso dependan sólo de la distancia. Finalmente se presentan dos aplicaciones concretas. La primera constituye un diagnóstico meteorológico de estructuras de escala subsinóptica en situaciones de ciclogénesis a sotavento de los Alpes, ocurridas durante el SOP del ALPEX. La segunda pone de manifiesto la importancia de los remolinos ciclónicos mesoescalares, detectados con la técnica de análisis con separación de escalas, en la circulación marina del mar de Alborán. El efecto de dichos remolinos sobre el movimiento vertical aparece de forma clara al diagnosticar numéricamente el forzamiento vertical y comparar los valores obtenidos para las contribuciones de las escalas de movimiento presentes.

1. INTRODUCCION

Desde el mismo momento en que el hombre dispuso de datos sobre el estado de la atmósfera, la interpolación y extrapolación espacial de esos datos

ha tenido importancia especial en el diagnóstico y la predicción meteorológicos. Este tratamiento espacial de los datos, o análisis, empezó siendo manual, y por lo tanto subjetivo. A medida que el uso de medios informáticos se ha ido generalizando, el análisis subjetivo empieza a caer en desuso y va dando paso al análisis que llamamos objetivo, o sea apoyado por el ordenador. En realidad lo que ha ocurrido es que la subjetividad ha pasado de estar en manos del analista manual, al decidir por ejemplo —de acuerdo con su experiencia o mediante algún otro procedimiento— cuál es el grado de suavizado que aplica a los datos o qué datos acepta como representativos y cuáles no, a estar en manos del analista numérico, que decide qué algoritmo aplica para analizar los datos disponibles. El resultado final pueden ser dos análisis de la misma variable que se parezcan extraordinariamente o que sean radicalmente distintos. Salvando este punto, hay que aceptar que la predicción meteorológica no hubiera llegado al grado de desarrollo que hoy tiene si no se estuviera investigando continuamente sobre los métodos y algoritmos de análisis de campos espaciales. Tanto es así que una mejora en la calidad de la predicción numérica es paralela a una mejora en la calidad de los campos iniciales, o sea del análisis, fijados los algoritmos empleados en la integración numérica de las ecuaciones del modelo que se esté empleando, las parametrizaciones físicas, la calidad de los datos y la red de observación de que se disponga.

Desde los primeros análisis objetivos (Panofsky, 1949), ajustando superficies polinómicas a los datos en una zona bajo estudio, ha habido esfuerzos considerables para mejorar las técnicas de análisis. Fundamentalmente la investigación sobre análisis objetivo ha estado conducida por las necesidades de inicialización de los campos meteorológicos empleados como condiciones iniciales en los modelos de predicción numérica del tiempo. Hoy día, este tipo de técnica se aplica con gran generalidad a los dos fluidos de la Tierra, el océano y la atmósfera, y no sólo con aplicación a la predicción, sino que los análisis pueden tener como objetivo el diagnóstico de una situación meteorológica, o movimiento oceánico, ya sea con fines descriptivos, o numéricos (cálculo de magnitudes derivadas, como divergencia, vorticidad, vector-Q, movimientos verticales, etc.).

Haciendo un poco de historia, hay que indicar que casi simultáneamente Sasaki (1958) y Cressman (1959) introducen dos técnicas distintas para llevar a cabo el análisis. Sasaki desarrolla un método de inicialización basado en el análisis variacional, en el que minimiza una función con ciertas ligaduras dinámicas. Por su parte Cressman introduce la técnica de correcciones sucesivas para recuperar, en lo posible, las escalas de movimiento que se hayan podido perder en un primer análisis, muy suavizado, de las observaciones. Posteriormente Gandin (1963) introduce el método de interpolación óptima basado en optimizar el algoritmo de análisis gracias al conocimiento del comportamiento estadístico de las variables implicadas. Poco después Barnes (1964) desarrolló un método de análisis con correcciones sucesivas, ampliamente usado y muy económico desde el punto de vista del tiempo de ordenador,

basado en el empleo de funciones peso isotropas. Estas y otras técnicas son aplicables a cualquier campo, escalar o vectorial, tanto para estudiar, o simular, el movimiento atmosférico como el oceánico.

Los flujos atmosféricos y oceánicos, como todo flujo en un fluido, contienen una gran variedad de escalas de movimiento como consecuencia de ser un movimiento real, y por lo tanto turbulento. Estas escalas de movimiento no evolucionan de forma aislada, sino que interaccionan entre sí intercambiando energía. Las redes de estaciones, dependiendo de su separación, proporcionan la información por vía observacional que todo método de análisis es capaz, en mayor o menor grado, de recuperar e inicializar para su uso en diagnóstico o pronóstico. Según el grado de suavizado del algoritmo que se emplee, las escalas menores pueden quedar filtradas en el proceso de análisis, perdiéndose en consecuencia parte de información de esa zona del espectro. El método de análisis introducido por Barnes (1964) puede ser empleado para separar escalas presentes en las observaciones, según probó Doswell (1977). Este hecho le da un valor añadido a lo que anteriormente se ha comentado, de tal forma que se ha empleado este tipo de análisis con separación de escalas, por ejemplo, para diagnóstico de sistemas convectivos (Maddox, 1980), de estructuras subsinópticas inducidas orográficamente (Gomis y Alonso, 1990; Gomis *et al.*, 1990) y de remolinos mesoescalares en la circulación marina (Tintoré *et al.*, 1991). Sin embargo, no se conocen hasta el momento aplicaciones de la técnica de análisis con separación de escalas para estudios de predicción en fluidos geofísicos.

En este trabajo se presentan, en una primera parte, características generales sobre algoritmos de análisis, que pueden ser aplicados a problemas relacionados con la predicción o con el diagnóstico, y se destina la segunda parte a aplicaciones concretas en el campo del diagnóstico, tanto en la atmósfera como en el mar. En concreto, en la sección siguiente se describen algunas técnicas de análisis haciendo referencia a las ventajas y a ciertos problemas de cada una. A continuación (sección 3) se presenta un método que mejora la técnica de Barnes, en relación con la anisotropía en la distribución de estaciones. Utilizando esta técnica, en la sección 4 se lleva a cabo un diagnóstico meteorológico de situaciones acaecidas durante el experimento ALPEX, y en la 5 se estudia la circulación marina en el mar de Alborán y se diagnostica mediante la teoría cuasigeostrofica el campo de movimiento vertical.

2. TECNICAS OBJETIVAS DE ANALISIS ESPACIAL.

En esta sección se pretende hacer una revisión muy concisa de diferentes métodos objetivos de análisis espacial bidimensional de datos geofísicos. La intención no es, en absoluto, describir las distintas técnicas de análisis, sino, tan sólo, situar en el contexto adecuado los trabajos de investigación presentados en las próximas secciones. Se hará énfasis, por tanto, en los

modelos que subyacen bajo los distintos métodos de análisis y en las características que de ellos se derivan, evitando cualquier tipo de formulación. Para una revisión algo más detallada que la que se presenta se sugiere ver Haagenson (1982) y, para un estudio más completo, Thiébaux y Pedder (1987).

Una consideración previa a la caracterización de los diferentes métodos es que cualquier referencia a su superioridad o inferioridad respecto a otros debe hacerse siempre atendiendo a criterios bien definidos. Algunos de esos criterios pueden ser: las características del área de trabajo (análisis global vs. regional, densidad de estaciones, etc.), las escalas que se pretende resolver, el coste de cálculo, el tipo de datos a analizar (variable e instrumentación utilizada para su medición), el impacto de errores observacionales en el análisis o la compatibilidad con los sistemas de coordenadas de modelos numéricos. En ese sentido, puede adelantarse la conclusión (obvia, si se tiene en cuenta la coexistencia de distintos métodos) de que no hay ninguna técnica que sea claramente superior a las demás, independientemente de los objetivos del análisis. Al contrario, serán esos objetivos los que determinarán la mayor o menor conveniencia de cada técnica.

Se discuten primero las características particulares de varios métodos y, a continuación, se comentará muy brevemente y de modo general en qué afecta el uso de un determinado sistema de coordenadas, la implementación de la multivariancia o la introducción del tiempo como coordenada.

a) *Regresión a superficies polinómicas*

Son los métodos de análisis objetivo a los que se dedicaron los primeros esfuerzos (Panofsky, 1949). Se basan en asumir un modelo polinómico bidimensional para el campo, determinándose los coeficientes por medio de la condición de mínimos cuadrados aplicada en los puntos de observación.

Las ventajas de estos métodos son su simplicidad y el proporcionar una representación del campo en cualquier punto. En la práctica, sin embargo, suelen presentar serios inconvenientes: el ajuste a superficies polinómicas de orden elevado está normalmente mal condicionado y puede producir oscilaciones no realistas en zonas de baja densidad de datos; ese efecto es, además, muy sensible a la presencia de errores observacionales. El problema puede paliarse, aunque sólo en parte, usando una base polinómica ortogonal. Otra posibilidad es la utilización de polinomios de orden bajo (p.e., orden 2), pero ello normalmente produce un suavizado excesivo del campo, con fuerte «aliasing».

La aplicabilidad práctica de esos métodos queda, en consecuencia, limitada a zonas de dimensiones reducidas o con pocos datos, en las que una representación del campo mediante polinomios de bajo orden sea aceptable.

b) *Métodos espectrales*

Se basan en los mismos principios que los anteriores, pero el hecho de utilizar bases de funciones armónicas en vez de polinomios evita problemas

de aplicación. Estos métodos son evidentemente los más adecuados para proporcionar los campos iniciales de modelos numéricos espectrales, que son normalmente de escala global. No son tan convenientes para el análisis en áreas limitadas.

c) *Funciones peso dependientes de la distancia*

Estos métodos estiman los valores del campo sobre una distribución regular de puntos (puntos de malla) a partir de promedios ponderados de los valores observados. La influencia que se otorga a cada observación para el cálculo de los valores en la malla (función peso) depende únicamente de la distancia entre el punto de malla y la observación (la dependencia concreta de las funciones peso con la distancia es particular de cada técnica). Una propiedad importante, derivada de esa dependencia simple con la distancia, es la posibilidad de obtener la respuesta frecuencial (factor de transmisión para los componentes espectrales del campo de entrada) asociada al proceso de análisis. En la próxima sección se hará hincapié en este aspecto.

En la práctica, la primera ventaja de estos métodos es su bajo coste: debido a la simplicidad del algoritmo, estas técnicas son adecuadas para el análisis en zonas de grandes dimensiones o con un gran número de datos. Además, no son muy sensibles a errores observacionales, especialmente si éstos no están correlacionados horizontalmente (como suele ser para datos de superficie, radiosondeos, o sondeos en el océano). Por último, la calidad del análisis puede compararse con la de métodos más sofisticados y costosos, siempre que la densidad de estaciones en la zona no sea especialmente baja o heterogénea.

La principal objeción a estos métodos deriva de que tratan las observaciones como independientes una de otra. Ello hace que, en presencia de heterogeneidades importantes en la distribución de observaciones, el análisis sea incapaz de resolver adecuadamente la fase de las estructuras.

Dos ejemplos representativos (y probablemente los más usados) son la técnica de correcciones sucesivas de Cressman (1959) y la técnica de Barnes (1964; 1973). Una primera diferencia entre ellas es la forma de la función peso: la ventaja de una dependencia exponencial con la distancia, como es el caso de la técnica de Barnes, es que permite obtener analíticamente su respuesta frecuencial asociada. Por otra parte, en la técnica de Cressman se define un «radio de influencia» para interpolar los incrementos entre observaciones y un campo inicial o «first guess» (una predicción, un promedio climatológico o una simple persistencia), llevándose a cabo dicha interpolación en varias iteraciones. La técnica de Barnes, por el contrario, interpola directamente observaciones, lo hace en dos pasos y no necesita la definición de ningún radio de influencia. Por sus respectivas características, la técnica de Cressman se considera, en general, más adecuada para el análisis a escalas sinóptica y global, mientras que la de Barnes lo es para el análisis de escalas subsinópticas y de mesoescala.

d) *Interpolación óptima (o estadística)*

Consiste también en la estimación de valores en puntos de malla por medio de funciones peso, pero éstas se obtienen objetivamente para cada distribución de estaciones en vez de estar determinadas a priori. El método de obtención, propuesto por Gandin (1963), se basa en propiedades espaciales estadísticas de las diferencias entre observaciones y un campo básico. Una variante del método, que determina ese campo básico a partir de las observaciones, se denomina «kriging».

La condición que determina los pesos es que la minimización del promedio, extendido a un conjunto lo más completo posible de campos («realizaciones»), del error cuadrático medio del análisis en puntos de malla. De ahí que la optimización propugnada por ese método deba entenderse siempre desde un punto de vista estadístico. La aplicación de esa condición implica invertir una matriz de dimensión igual al número de observaciones (o resolver por otro método el correspondiente sistema de ecuaciones lineales), cuyos elementos son correlaciones cruzadas entre estaciones. Las funciones peso así obtenidas son, por tanto, específicas de la configuración de la red de observación. Una simplificación usual es la de asumir un modelo matemático para la dependencia de las correlaciones con la distancia, que se obtiene ajustando una curva a una distribución discreta de correlaciones obtenidas a partir de series históricas de datos. Esta aproximación implica, sin embargo, asumir una forma continua para la distribución de estaciones, mientras que en la práctica se trabaja con observaciones dispersas.

La principal ventaja del algoritmo de interpolación óptima es que tiene en cuenta la posición de cada estación respecto a las demás, lo cual es esencial si se trabaja con distribuciones heterogéneas de datos. Ello normalmente conlleva una mejor resolución de los máximos y mínimos del campo, pero no implica que resuelva mejor las estructuras de mesoescala. Su aplicabilidad es amplia, pero su elevado coste, derivado esencialmente de tener que invertir la matriz de correlaciones puede constituir una limitación. Otra limitación importante puede ser la carencia de series históricas de datos, problema especialmente grave en el océano.

e) *Ajuste por «splines»*

Su fundamento es también el ajuste de una función matemática a las observaciones mediante un proceso de minimización, pero imponiendo algunas restricciones al comportamiento de la función. Tanto el modelo subyacente como el proceso son distintos al de regresiones polinómicas y por ello se suelen considerar como métodos aparte. [Se sugiere ver Wahba y Wendelberger (1980) para un estudio detallado.]

El funcional que se minimiza es una ponderación de la curvatura de la función que se ajusta (dada normalmente por la integral extendida a todo el dominio del cuadrado de sus derivadas segundas) y la suma de los cuadrados

de las desviaciones entre esa función y las observaciones. El peso relativo de esas dos contribuciones, que depende del cociente ruido/señal y puede optimizarse por métodos de validación cruzada, es el que determina el suavizado del campo.

Del modelo matemático impuesto se deduce que los ajustes por «splines» no pueden adolecer de los mismos problemas prácticos que las regresiones polinómicas, aunque uno de sus inconvenientes puede ser el suavizado o pronunciamiento excesivo de los máximos y mínimos del campo. En principio, su aplicabilidad está sólo limitada por su coste, derivado, en este caso, de la complejidad numérica de minimizar el funcional descrito.

f) *Sistemas de coordenadas, análisis multivariante y análisis tetradimensional*

Todos los métodos descritos pueden aplicarse independientemente del sistema de coordenadas, aunque algunos de ellos se ajusten mejor a un sistema concreto. Si la finalidad del análisis es proporcionar el campo de entrada de un modelo numérico, el sistema de coordenadas de ese modelo es, entoces, un factor decisivo en la elección (una interpolación intermedia conlleva siempre introducción de errores adicionales). Si su objetivo es facilitar un diagnóstico, el sistema idóneo dependerá fundamentalmente del tipo de situación estudiada; en presencia de estructuras frontales, por ejemplo, las variables aparecen mejor representadas sobre superficies isentrópicas (isopínicas en el océano) que sobre superficies isobaras.

Por otra parte, prácticamente para todos los métodos de análisis descritos se han desarrollado versiones multivariantes. En principio, esas versiones no sólo deben resolver mejor la estructura del campo, sino que las ligaduras impuestas son importantes para la correcta inicialización de modelos numéricos. En la práctica, y especialmente cuando el objetivo del análisis es el diagnóstico, la conveniencia de una versión multivariante dependerá en cada caso de la aplicabilidad de las ligaduras impuestas. Es obvio, por ejemplo, que la condición de geostrofia entre viento y geopotencial (corriente y altura dinámica en el océano) será tanto más adecuada cuanto mayor sea la escala de las estructuras que se pretenda resolver. Debe considerarse además que las versiones multivariantes conllevan un incremento importante en el coste (desde un factor 3, aproximadamente, para los métodos de funciones peso dependientes de la distancia hasta uno de 3^3 para interpolación óptima).

Se han descrito también versiones de algunos métodos en las que se tiene en cuenta la correlación temporal de las observaciones, de manera que el proceso de análisis utiliza datos observados en instantes sucesivos. Esos esquemas de análisis tetradimensional (especialmente suelen ser 3D en vez de 2D) están pensados fundamentalmente para la inicialización de modelos numéricos de predicción.

3. METODO DE CORRECCION PARA TECNICAS DE ANALISIS DE FUNCIONES PESO DEPENDIENTES DE LA DISTANCIA

Los trabajos de investigación que se van a desarrollar en las próximas secciones son dos casos de estudio en los que la interacción de escalas juega un papel predominante. En la atmósfera, van a aislarse las estructuras generadas por la interacción de un cierto estado básico con un sistema montañoso importante como es el de los Alpes. En el océano, el objetivo será la evaluación de la contribución al «forzamiento» vertical por parte de los remolinos observados en los bordes de los giros del mar de Alborán.

Entre las técnicas de análisis mencionadas, una que se perfila como conveniente para este tipo de estudio es la de Barnes. Por una parte, el carácter específico de las situaciones y la escala de los fenómenos implicados no son los más adecuados para el uso de interpolación óptima (aparte de la carencia de series históricas de datos para el océano). Por otra, las dudas sobre la capacidad de la técnica de «splines» para resolver adecuadamente los máximos y mínimos del campo (en un tipo de estudios en los que ésta es una cuestión fundamental), tampoco la sugieren como idónea. Pero probablemente el aspecto más claro en favor de la técnica de Barnes es el hecho de que su respuesta frecuencial está bien descrita, lo cual ha posibilitado el desarrollo de una técnica capaz de separar un campo en dos contribuciones de distinta escala (Doswell, 1977; Maddox, 1980). Parece obvio que el filtrado espacial de campos tiene que jugar un papel decisivo en el estudio de la interacción de escalas.

Sin embargo, la zona del Mediterráneo occidental se caracteriza por su baja y heterogénea densidad de radiosondeos (fig. 1). También en el océano la distribución de estaciones es a menudo irregular. Ello acentúa la principal objeción de las técnicas que, como la de Barnes, tratan las observaciones como independientes unas de otras. Para paliar ese problema se ha desarrollado un método de corrección que ha sido ya probado para la técnica de Barnes (Buzzi *et al.*, 1991; BGPA, a partir de aquí), pero que de hecho puede aplicarse a cualquier técnica de análisis que utilice funciones peso dependientes de la distancia. Ese trabajo es el que se va a resumir a continuación.

a) Respuestas frecuenciales teóricas y prácticas

El valor $\hat{\phi}_g$ que un método de funciones peso asigna a un punto de malla g a partir de un conjunto de n datos en estaciones $\{\phi_j\}$ viene dado por

$$\hat{\phi}_g = \sum_{j=1}^n \Omega_{gj}^* \phi_j \quad [1]$$

Para funciones peso dependientes de la distancia $\Omega_{gj}^* = \Omega_{gj}(d_{gj})/S_g$, siendo d_{gj} la distancia entre el punto de malla g y la estación j . S_g es un factor de normalización que puede ser simplemente n cuando se interpolan incrementos

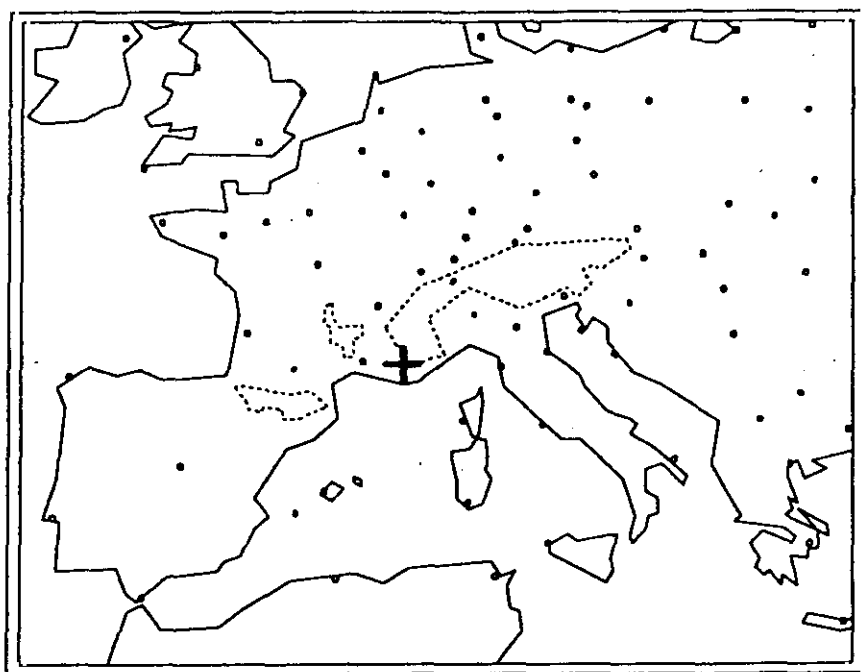


Figura 1.—Area limitada empleada para el estudio presentado. Los puntos representan las estaciones que transmitieron mensajes TEMP durante el ALPEX. La cruz indica el punto en que se calculó la respuesta práctica que se muestra en la figura 3. (Cortesía de Mon. Wea Rev., A. M. S.)

respecto a un campo básico, pero que en caso de que el esquema interpole directamente observaciones debe cumplir

$$S_g = \sum_{j=1}^n \Omega_{gj} \quad [2]$$

La relación entre los componentes espectrales del campo de entrada ϕ y de salida $\hat{\phi}$ de un sistema lineal viene dada por lo que se denomina «respuesta frecuencial» o «función de ganancia». Esta respuesta, que caracterizará las distintas técnicas de análisis representadas por [1] dando un factor de transmisión para cada longitud de onda, viene dada en el caso continuo («respuesta teórica») por la transformada de Fourier bidimensional de la versión continua de las funciones peso Ω^* (Thiébaux y Pedder, 1987)

$$R'(|\underline{K}|) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Omega^*[d(x', y')] \exp [2\pi i (k_x x' + k_y y')] dx' dy' \quad [3]$$

En general, R' es un número complejo que representa la modificación de la amplitud y fase de los componentes espectrales de entrada y no depende del origen de las coordenadas (x', y') ni de la dirección de $\underline{K} = (k_x, k_y)$. Para los

métodos de funciones peso estrictamente dependientes de la distancia R^i es un número real, indicando que la fase de los componentes armónicos de entrada, se conserva.

Sin embargo, cuando se trabaja con datos discretos, [3] es sólo una aproximación a la verdadera respuesta del sistema lineal [1] («respuesta práctica»). Esa respuesta puede obtenerse mediante la transformada discreta

$$R_{gs}(\underline{K}) = \sum_{j=1}^n \Omega_{gj}^* [d_{gj}(x'_j, y'_j)] \exp [2\pi i (k_x x'_j + k_y y'_j)] \quad [4]$$

donde las coordenadas (x', y') son relativas al punto g . Los subíndices gs denotan que la respuesta se ha calculado en el punto g a partir de una distribución de datos en estaciones s . Por tanto, la respuesta depende en principio de la posición del punto g y también de la dirección de \underline{K} , con lo que deja de ser una representación significativa de la relación entre los componentes espectrales de los campos de entrada y salida. Tan solo recuperará parte de su validez si se lleva a cabo algún tipo de promedio extendido a todo el dominio del análisis, denotándose entonces por $R_s \equiv \langle R_{gs} \rangle$.

Para la técnica de Barnes, por ejemplo, las funciones peso que resumen el proceso de dos pasos vienen dadas, según BGPA, por

$$\Omega_{gj}^* = W_{gj}^*(C, 1) + \sum_{l=1}^n W_{gl}^*(C, G) [\delta_{lj} - W_{lj}^*(C, 1)] \quad [5]$$

donde $W_{gj}^*(C, G)$ están normalizadas como en [2] (y por tanto también la función peso total Ω_{gj}^*), siendo $W_{gj}^*(C, G) = \exp(-d_{gj}^2/4CG)$. C y G son dos parámetros a determinar que controlan que la respuesta frecuencial sea la deseada. Sustituyendo [5] en [3] se obtiene la respuesta teórica

$$R^i(C, G, \lambda) = \exp(-4\pi^2 C/\lambda^2) + \exp(-4\pi^2 CG/\lambda^2) - \exp(-4\pi^2 C(1+G)/\lambda^2) \quad [6]$$

donde $\lambda = (\lambda_x^2 + \lambda_y^2)^{1/2}$ ($\lambda_x \equiv k_x^{-1}$, $\lambda_y \equiv k_y^{-1}$). Combinando dos de esas respuestas (para distintos parámetros C, G) se puede diseñar una técnica capaz de separar el campo en dos contribuciones de distinta escala («macroescala» y «mesoescala»), de modo que su superposición constituya un análisis del «campo total» (Maddox, 1980). En la fig. 2 se muestra un ejemplo de ello, con los parámetros C, G , adecuados para el caso de estudio atmosférico de la próxima sección.

Sustituyendo [5] en [4] se obtiene la respuesta práctica R_{gs} . En la figura 3 se muestra el resultado para un punto situado en una zona con un importante gradiente en la densidad de estaciones (fig. 1). La comparación de las respuestas teórica (fig. 2) y práctica (fig. 3) pone de manifiesto la importante distorsión a que puede dar lugar una distribución irregular de estaciones. Resulta así que, en la práctica, la pretendida separación de escalas es de dudosa efectividad cuando se trabaja con una distribución de estaciones como la de la figura 1. Se debe señalar que los efectos del carácter discreto de

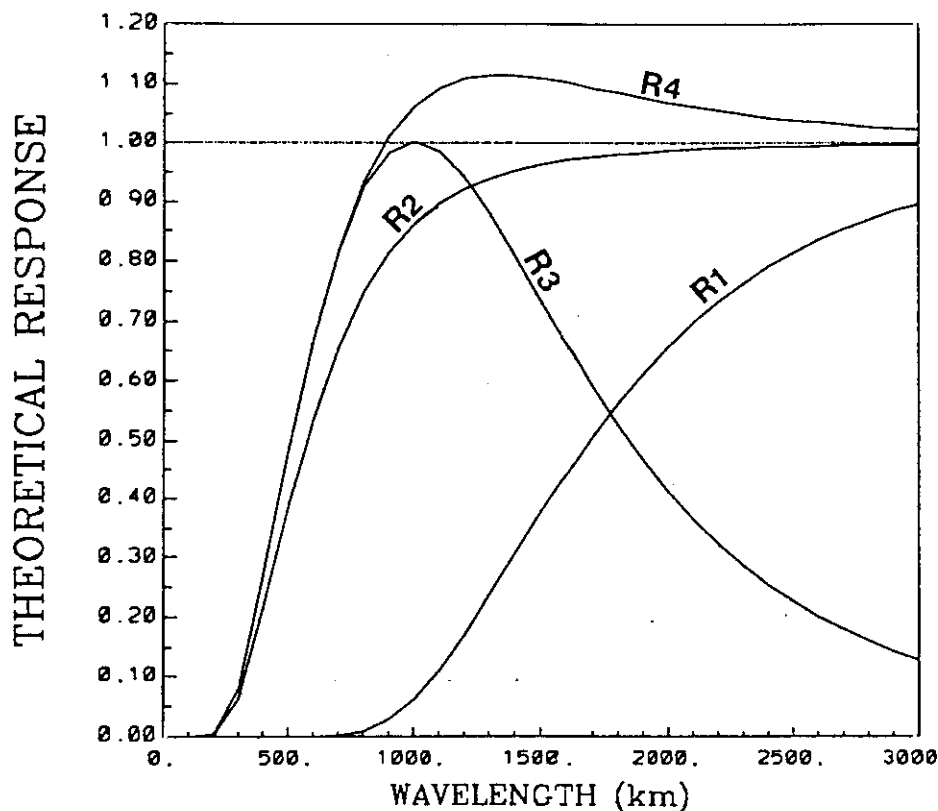


Figura 2.—Amplitud de la respuesta teórica, R' (la fase es nula), de la técnica de análisis con separación de escalas que se deriva del esquema de análisis de Barnes. Los valores de los parámetros para los filtros R1 y R2 son $C_1 = 100000 \text{ km}^2$, $G_1 = 0.8$, $C_2 = 25000 \text{ km}^2$ y $G_2 = 0.25$. R3 y R4 denotan respectivamente las contribuciones de mesoescala y total. (Cortesía de Mon. Wea. Rev., A. M. S.)

la distribución se reflejan principalmente en la amplitud de la respuesta, mientras que el defasaje es consecuencia directa de la heterogeneidad.

b) Esquema de corrección propuesto

Considérese un campo muestreado sin error sobre dos distribuciones de puntos, una regular (una malla de puntos como la de salida del análisis, por ejemplo) y otra irregular. Aplicando el esquema [1] a las dos distribuciones por separado, es de esperar que las diferencias que se obtengan en los valores de salida estén asociadas a la heterogeneidad de la distribución irregular y dependan de los contenidos espectrales del campo muestreado.

En la práctica, obviamente no se dispone de un muestreo regular del campo a analizar (ése es precisamente el objetivo del análisis). Supóngase, sin embargo, que se usa el esquema [1] para interpolar los datos de estaciones

(irregulares) no sólo sobre puntos de malla, sino también sobre las estaciones mismas. Usando una representación matricial sería

$$\hat{\phi}_g^{(o)} = L_{gs} \phi_s \quad [7a]$$

$$\hat{\phi}_s^{(o)} = L_{ss} \phi_s \quad [7b]$$

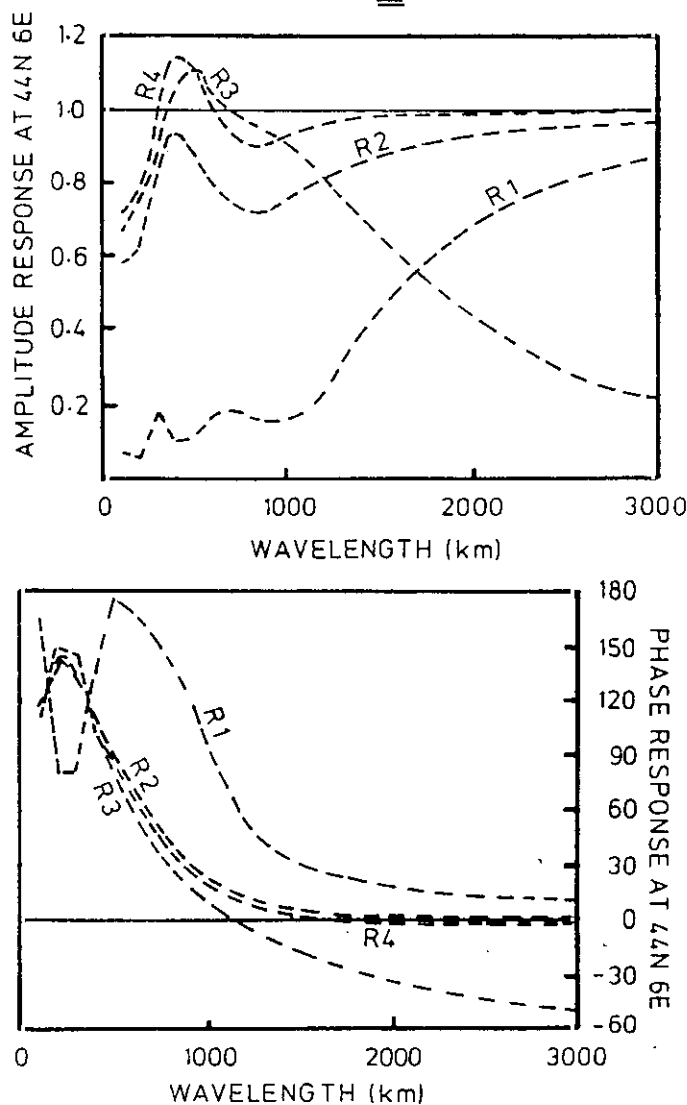


Figura 3.—Respuesta práctica, R_{gs} , como función de la longitud de onda, en el punto señalado en la Figura 1. La notación es como en la figura 2 para la amplitud. La fase está en grados. (Cortesía de Mon. Wea Rev., A. M. S.)

donde $\underline{\phi}_s$ es el vector de observaciones (dimensión n), $\underline{\hat{\phi}}_g^{(o)}$ y $\underline{\hat{\phi}}_s^{(o)}$ son los vectores de valores analizados en puntos de malla (dimensión m) y en estaciones (dimensión n), respectivamente; L_{ss} y L_{gs} son matrices ($n \times n$ y $m \times n$) de funciones peso. Supóngase ahora que aplicamos de nuevo el esquema [1] a los valores $\underline{\hat{\phi}}_g^{(o)}$ y $\underline{\hat{\phi}}_s^{(o)}$ (que son de hecho dos muestreos distintos del mismo campo $\hat{\phi}^{(o)}$ por medio de las matrices de funciones peso L_{gg} ($m \times m$) y L_{gs} ($m \times n$). Como se ha mencionado anteriormente, cabe esperar que las diferencias entre esos dos nuevos análisis reflejen el efecto que tiene la heterogeneidad de la distribución de estaciones en el análisis del campo $\hat{\phi}^{(o)}$ (a partir de ahora «análisis de orden cero»). Si se asume que $\hat{\phi}^{(o)}$, a pesar de estar obtenido a partir de un muestreo heterogéneo del campo original ϕ , no es muy distinto de éste, entonces puede suponerse también que las diferencias dadas por

$$\underline{\hat{\Delta}}_g^{(o)} = L_{gs} \underline{\hat{\phi}}_s^{(o)} - L_{gg} \underline{\hat{\phi}}_g^{(o)} \quad [8a]$$

son una primera aproximación al campo de errores «verdaderos», que se obtendría al aplicar el esquema a ϕ_s y ϕ_g y hallar su diferencia.

En primera aproximación, el campo de errores [8a] puede utilizarse entonces para corregir [7a], obteniéndose un primer campo corregido

$$\underline{\hat{\phi}}_g^{(1)} = \underline{\hat{\phi}}_g^{(o)} - \underline{\hat{\Delta}}_g^{(o)} \quad [9a]$$

Hasta aquí la aplicación del esquema es necesaria tan sólo en puntos de malla, que son los que constituyen de hecho los análisis. Sin embargo, si se quiere aplicar el esquema de forma recurrente, es necesario calcular los errores y actualizar los campos también en estaciones. Entonces se tiene

$$\underline{\hat{\Delta}}_s^{(o)} = L_{ss} \underline{\hat{\phi}}_s^{(o)} - L_{sg} \underline{\hat{\phi}}_g^{(o)} \quad [8b]$$

$$\underline{\hat{\phi}}_s^{(1)} = \underline{\hat{\phi}}_s^{(o)} - \underline{\hat{\Delta}}_s^{(o)} \quad [9b]$$

En un esquema iterativo que tenga por base el modelo subyacente en [8] y [9], la n -ésima iteración vendrá dada por

$$\underline{\hat{\Delta}}_g^{(n)} = L_{gs} \underline{\hat{\phi}}_s^{(n)} - L_{gg} \underline{\hat{\phi}}_g^{(n)} \quad [10a]$$

$$\underline{\hat{\Delta}}_s^{(n)} = L_{ss} \underline{\hat{\phi}}_s^{(n)} - L_{sg} \underline{\hat{\phi}}_g^{(n)} \quad [10b]$$

y los análisis se actualizarán por

$$\underline{\hat{\phi}}_g^{(n+1)} = \underline{\hat{\phi}}_g^{(o)} - \underline{\hat{\Delta}}_g^{(n)} \quad [11a]$$

$$\underline{\hat{\phi}}_s^{(n+1)} = \underline{\hat{\phi}}_s^{(o)} - \underline{\hat{\Delta}}_s^{(n)} \quad [11b]$$

La obtención del análisis de orden cero [7] y las ecuaciones [10] y [11] son pues las que definen el algoritmo propuesto.

Es conveniente precisar que, si bien el algoritmo descrito guarda una cierta semejanza con métodos convencionales de correcciones sucesivas, ésta es sólo formal. La primera diferencia respecto a esos métodos es que para actualizar los análisis, en [11] se sustrae el campo de errores [10] del análisis de orden cero y no de la iteración previa. Además, ese campo de errores no se obtiene sólo en estaciones, sino también en los puntos de malla. Finalmente, la estimación de los análisis en estaciones no implica ningún proceso de interpolación a partir de puntos de malla, sino que se obtiene aplicando directamente el esquema de análisis. Esta última mejora se puede de hecho implantar en todos los métodos de más de un paso, evitándose así los errores introducidos por cualquier proceso de interpolación.

Para probar la eficacia del método de corrección debe demostrarse, primero que el método converge, y segundo que lo hace hacia unos valores más próximos a los teóricos que los proporcionados por el análisis de orden cero. Equivalentemente, se puede demostrar que la respuesta frecuencial práctica del esquema de corrección es más próxima a la teórica que la de orden cero, correspondiente al esquema sin corregir.

c) *Respuesta frecuencial del esquema de corrección*

Para calcular la respuesta frecuencial del proceso descrito es necesario conocer las respuestas frecuenciales asociadas a los operadores que intervienen en dicho proceso. Así, la respuesta R_s de los operadores L_{gs} y L_{ss} se obtendrá como el promedio espacial de las respuestas R_{gs} calculadas por medio de [4]. Dado que el promedio de la parte compleja de las respuestas es muy aproximadamente nulo, se sugiere promediar su módulo para obtener un valor significativo de los defasajes producidos por el análisis.

Es conveniente enfatizar que la respuesta R_s no corresponde a ningún punto en particular, sino que da una idea de los efectos promedio del operador. Por el mismo procedimiento de sustituir [5] en [4], pero asumiendo ahora una distribución regular de datos, se puede calcular la respuesta de L_{sg} y L_{gg} . Sin embargo, el hecho de que esta distribución regular puede escogerse tan densa como se quiera, justifica la aproximación

$$R_{gg} \approx R_g \approx R' \quad [12]$$

que será válida excepto cerca de los bordes del dominio del análisis.

La respuesta frecuencial asociada a la obtención del análisis de orden cero [7] es entonces simplemente $R^{(0)} = R_s$, mientras que para los análisis llevados a cabo a partir de éste serán aproximadamente [ver BGPA para más detalles sobre esta aproximación] $R_g = R_s$ (para el que parte de datos en la malla) y R_s, R_s (para el que parte de datos en estaciones). La respuesta asociada al

campo de error representado en [8] será por tanto $(R_s R_s - R_g R_s)$, y la asociada a la primera iteración

$$R^{(1)} = R_s - (R_s R_s - R_g R_s) = R_s (1 + D) \quad [13]$$

donde $D \equiv R_g - R_s$. Es inmediato entonces demostrar que la respuesta frecuencial del esquema después de n iteraciones es

$$R^{(n)} = R_s (1 + D + D^2 + \dots + D^n) = R_s \frac{1 - D^{n+1}}{1 - D} \quad [14]$$

Si $|D| < 1$, esa suma converge a un punto del plano complejo dado por

$$R^{(\infty)} = \frac{R_s}{1 - D} = \frac{R_g - D}{1 - D} \quad [15]$$

el cual, haciendo uso de la aproximación [12], puede expresarse como

$$R' - R^{(\infty)} \approx \frac{R' - R_s}{H} \quad [16]$$

donde $H = 1 + R_s/(1 - R')$.

La representación de la respuesta asintótica [15] por medio de [16] es especialmente conveniente para discutir el grado de efectividad del método en función de las diferencias entre la respuesta práctica inicial, R_s , y la teórica.

Asumiendo [12], la condición de convergencia $|R_g - R_s| < 1$ puede escribirse como $|R' - R_s| < 1$. Aunque R_{gs} puede no cumplir esa condición para algunas longitudes de onda en puntos muy críticos del dominio, es de esperar que su promedio R_s sí la cumpla para cualquier longitud de onda resoluble por la red de estaciones, asegurando así la convergencia del esquema al menos en promedio. Una discusión general acerca de hacia dónde converge la respuesta [16] es más difícil. Se demuestra, sin embargo, que la condición de que el defasaje producido por R_s sea inferior en módulo a $\pi/2$ es suficiente para que la amplitud de la respuesta del método sea mejor que la del análisis de orden cero. Y lo que es más importante, se demuestra también que el valor del defasaje disminuye en cualquier caso si se utiliza el método de corrección.

En la figura 4 se muestra el efecto de la aplicación del método BGPA a la técnica de separación de escalas. La corrección se ha aplicado por separado a los dos filtros pasabaja ($R1$ y $R2$) de Barnes, y a las combinaciones lineales de esos filtros que generan las respuestas pasabanda ($R3$) y total ($R4$).

En la figura indicada se han representado la respuesta asociada al análisis de orden cero o respuesta sin corregir R_s (promedio sobre el área de la figura 1 de las respuestas R_{gs} correspondientes a la distribución de estaciones de esa misma figura) y la asintótica, dada por [15] (que se alcanza muy

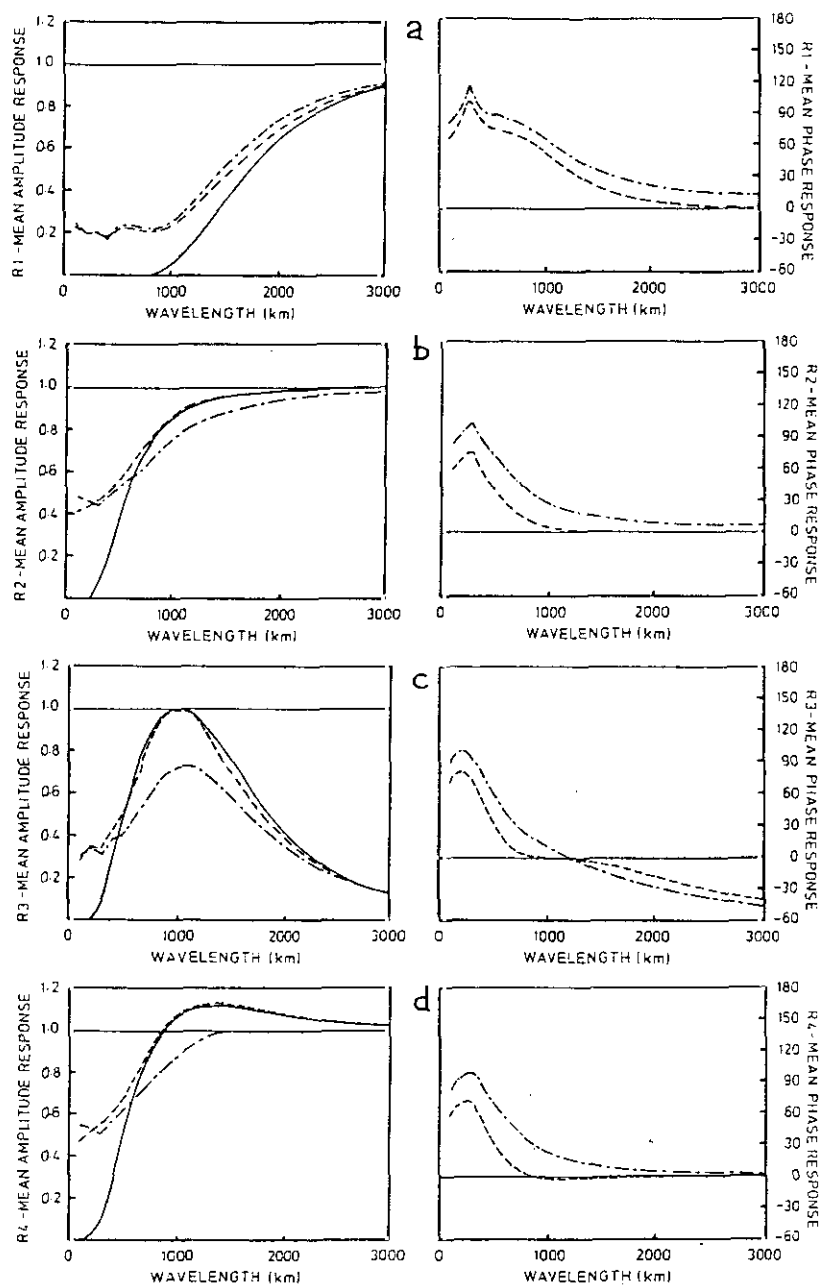


Figura 4.—Respuesta teórica R' (—), respuesta práctica media R (---) y respuesta asintótica (— · —) del método BGPA (a) y (b) corresponden a los filtros $R1$ y $R2$; (c) y (d) corresponden a las contribuciones de mesoescala, filtro $R3$, y total, filtro $R4$. (Cortesía de Mon. Wea. Rev., A. M. S.)

aproximadamente al cabo de tres iteraciones). Se puede observar que, excepto para longitudes de onda no resolubles (menores que el doble de la separación promedio entre estaciones), la mejora aportada por el método es sustancial, tanto para la amplitud como para la fase de la respuesta frecuencial. En el trabajo original, BGPA, se discute de un modo más detallado esta mejora y se llevan a cabo distintos tests prácticos para asegurar la convergencia y cuantificar la efectividad del método. Por ejemplo, se presentan tests con datos reales en los que se comprueba que los posibles efectos locales de no convergencia para escalas no resolubles no afectan sustancialmente el análisis, debido al pequeño peso relativo de estas escalas. En el apartado siguiente se presenta un ejemplo de esos tests en el que se utiliza un campo simulado.

d) *Test de aplicación*

Una forma de probar en la práctica la eficacia del método, consiste en muestrear en estaciones un campo que esté definido sobre todo el dominio y considerar ese muestreo como observaciones. De esta manera, los resultados de un análisis sin corregir y otro corregido mediante la aplicación del método se podrán comparar con el campo original. Para el test que se presenta a continuación se definió analíticamente un campo de geopotencial que simulara una topografía de 850 hPa característica de una situación de ciclogénesis Alpina (fig. 5). Además, se definió ese campo como suma de dos contribuciones de distinta escala, con el objetivo de probar la efectividad del método no sólo para la técnica de Barnes, sino también para la referenciada técnica de separación de escalas que de ella se deriva.

El resultado de aplicar el procedimiento estándar (análisis de orden cero) se muestra en la figura 6, mientras que el resultado de aplicar el método de corrección (después de tres iteraciones) se muestra en la figura 7. Las diferencias entre esos dos análisis y el campo original se muestran en las figuras 8 y 9. Se observa que el método mejora sustancialmente el análisis excepto en la zona norteafricana, donde la extrema escasez de estaciones se ve agravada por la presencia del borde del dominio. Esa falta de efectividad en los bordes es consecuencia de que cualquier distribución regular de datos deja de serlo en las fronteras del dominio, con lo que el modelo subyacente en el método de corrección deja de ser válido.

Para comparar la efectividad del procedimiento con la de un método más costoso, se aplicó también la técnica de separación de escalas a la salida de un análisis previo por «splines». Este método no es muy sensible a heterogeneidades y la técnica de Barnes se aplica en ese caso a una malla regular de datos, de manera que el resultado final no debería presentar distorsiones importantes consecuencia directa de la irregularidad de la distribución de estaciones (excepto en los bordes del dominio). Se calcularon entonces los promedios de las diferencias en punto de malla entre los análisis y el campo original (errores rms) para varias iteraciones del método y para el resultado de utilizar

Tabla 1.—Desviaciones en los puntos de malla (rms) para distintos sistemas de análisis, a partir de valores simulados. En todos los casos se ha tomado la localización de las estaciones de la figura 1.

<i>Desviaciones (rms) en mgp</i>			
	<i>Macroescala</i>	<i>Mesoescala</i>	<i>Campo total</i>
Esquema de Barnes usando puntos de malla	7.71	7.81	1.81
Esquema de Barnes a partir de valores en las estaciones	13.62	14.08	5.04
Método de corrección BGPA aplicado al esquema de Barnes			
1. ^a iteración	9.03	8.94	4.90
2. ^a iteración	8.89	8.90	4.32
3. ^a iteración	8.67	8.80	4.32
4. ^a iteración	8.52	8.75	3.82
5. ^a iteración	8.41	8.74	3.70
Esquema de Barnes usando puntos de malla generados a partir de un «spline» previo	7.52	7.82	2.94

«splines». Los valores obtenidos, que se muestran en la tabla 1, indican que la diferencia entre las dos opciones no parece justificar el aumento de coste que conlleva el uso de «splines», aunque debe considerarse esa opción como una alternativa a tener en cuenta.

Para generalizar la validez de esos resultados se repitió el mismo test para distintas distribuciones de estaciones. También se llevaron a cabo otros tests para cuantificar la efectividad del método en la reducción del «aliasing» y se utilizaron datos reales para tener en cuenta el efecto de errores observacionales. Todo ello confirmó que el método de corrección BGPA puede considerarse como una alternativa barata frente a métodos más costosos, y no siempre más eficientes, como son la interpolación óptima o los «splines». Una ventaja importante a favor del método BGPA se deriva de las mínimas restricciones que pesan sobre su aplicabilidad.

4. DIAGNOSTICO DE ESTRUCTURAS DE MESOESCALA EN SITUACIONES DE CICLOGENESIS OROGRAFICA DURANTE EL ALPEX

La técnica de análisis introducida por Barnes (1964) permite, como se ha descrito, separar escalas del movimiento por medio de una selección adecuada de los cuatro parámetros que controlan la respuesta del análisis (Doswell, 1977; Maddox, 1980; Gomis y Alonso, 1990). Gracias a esto, el diagnóstico que presentamos, basado en las observaciones de situaciones de ciclogénesis

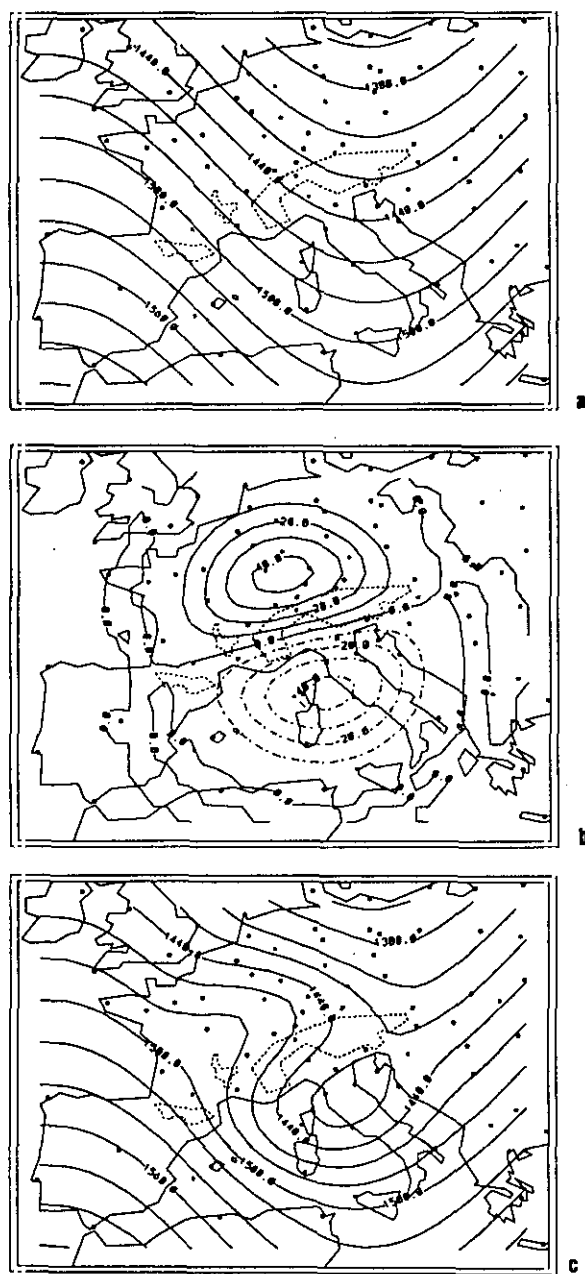


Figura 5.—Campo simulado que se usó en el test del método de corrección BGPA. En la contribución de la macroescala (a) y en la total (c) el intervalo entre isohipsas es 20 mgp, mientras que en la contribución de mesoescala (b), el intervalo es 10 mgp. (Cortesía de Mon. Wea Rev., A. M. S.)

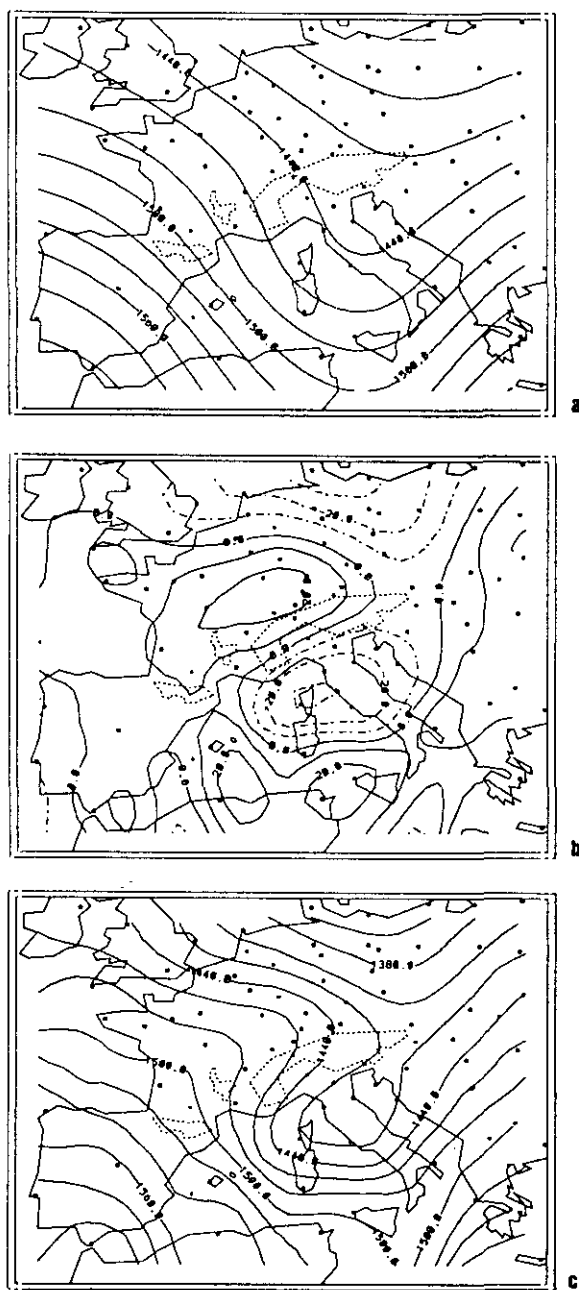


Figura 6.—Análisis de orden cero de los valores muestreados en las estaciones de la figura 1 a partir del campo de la figura 5. La rotulación es como en la figura 5 para la macroescala (a), mesoescala (b) y total (c). (Cortesía de Mon. Wea Rev., A. M. S.)

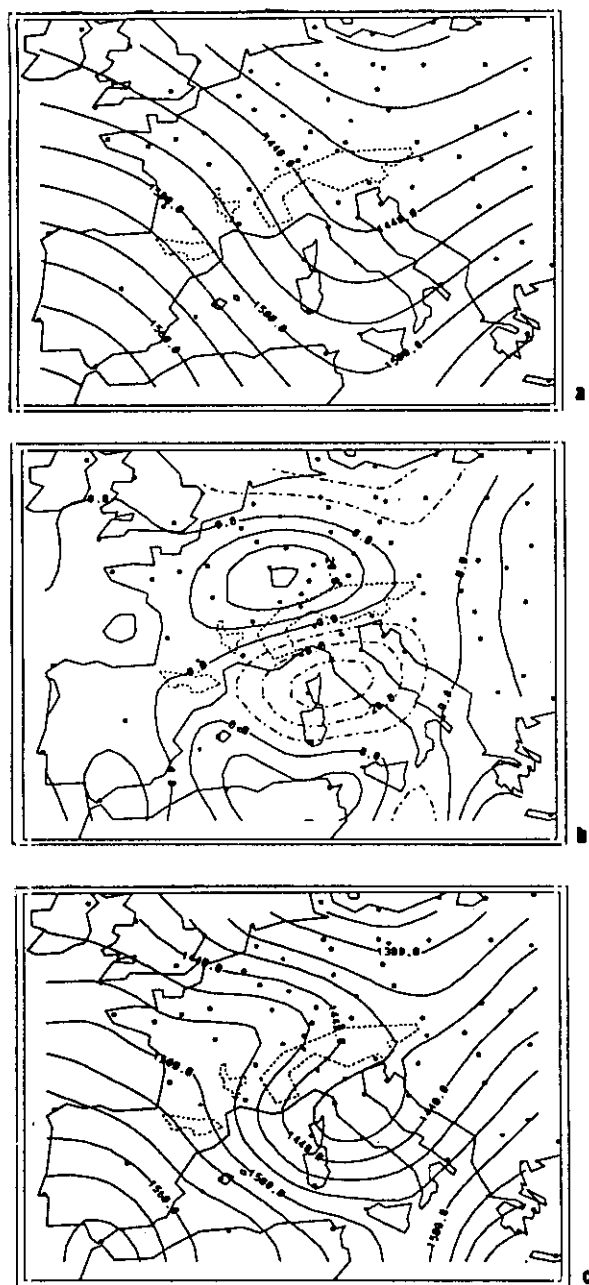


Figura 7.—Análisis obtenido a partir de la figura 6 después de tres iteraciones del método de corrección. Rotulación como en las figuras 5 y 6. (Cortesía de Mon. Wea Rev., A. M. S.)

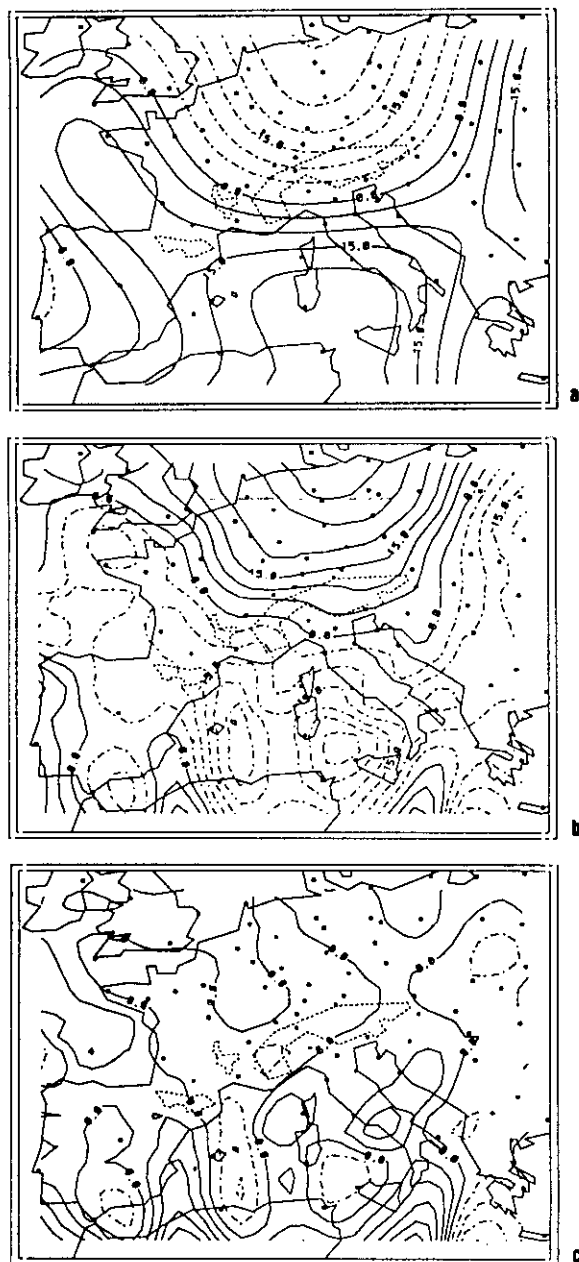


Figura 8.—Desviaciones de los análisis de orden cero (fig. 6) con respecto al campo original (fig. 5). Las diferencias se han calculado en los puntos de malla. El intervalo entre isolíneas es de 5 mgp. (a) macroescala, (b) mesoescala y (c) campo total. (Cortesía de Mon. Wea Rev., A. M. S.)

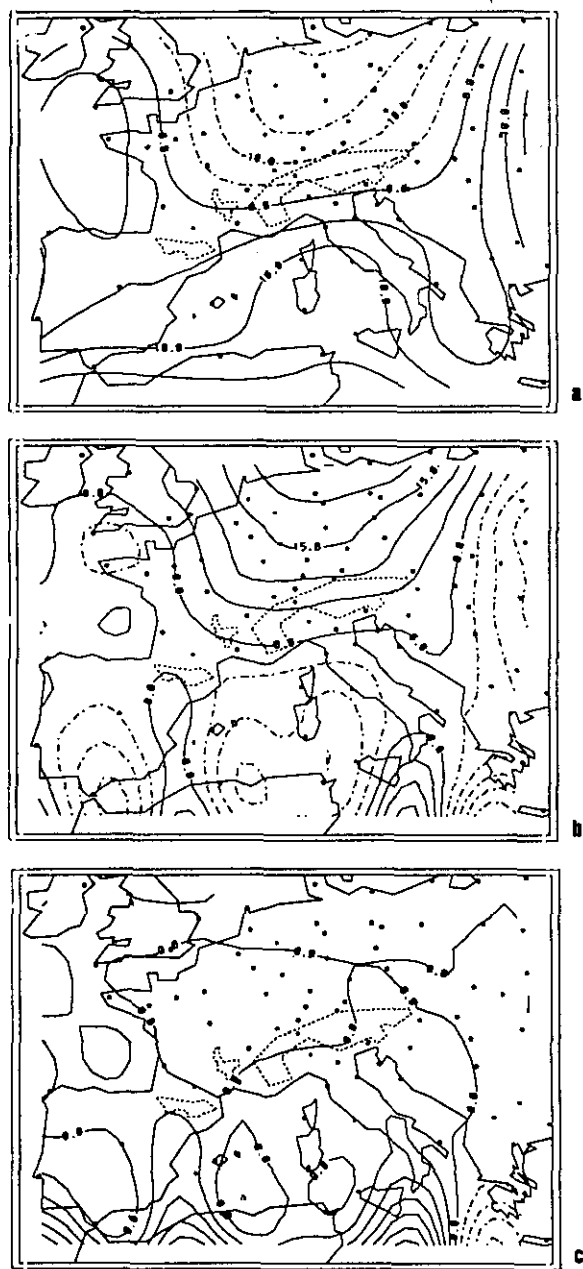


Figura 9.—Como en la figura 8, pero para el análisis corregido de la figura 7. (Cortesía de Mon. Wea Rev., A. M. S.)

a sotavento de los Alpes (a veces denominada ciclogénesis de Génova), puede entenderse como un estudio en paralelo, o complementario, a la modelización numérica. Se han realizado experimentos numéricos con el fin de estudiar las diferencias entre simulaciones con y sin orografía (Tibaldi y Buzzi, 1983; Hortal *et al.*, 1986; Zupanski y McGinley, 1989) pero nunca se había planteado el obtener el máximo de información existente en los datos ALPEX a partir de un análisis objetivo, en el sentido de aislar numéricamente la estructura de gran escala —macroescala a partir de ahora— y las perturbaciones —mesoescala a partir de ahora— inducidas por la orografía (ver Gomis *et al.*, 1990 y las referencias allí citadas para tener una idea más general sobre este tipo de ciclogénesis y para consultar detalles más concretos sobre la aplicación de la técnica de análisis).

Lo que sigue se dedujo mediante la aplicación de la técnica de análisis con separación de escalas, usando un conjunto de parámetros adecuados para que la macroescala correspondiera a ondas de longitud mayor que unos 2500 km y la mesoescala a ondas en el rango 500-2000 km. La longitud de onda de la macroescala está en consonancia con el conocimiento previo (Buzzi y Tosi, 1989) de estar comprendida la longitud de onda típica de las ondas baroclínicas que llegan a los Alpes, entre 3000 y 4000 km; de la mesoescala también se tenía información, gracias a estudios previos (Gomis y Alonso, 1990) en que se usaba la función de estructura (Gomis y Alonso, 1988) para detectar objetivamente las estructuras presentes en los campos a analizar. Las ondas menores de unos centenares de kilómetros no son resueltas por la red de estaciones disponible durante el ALPEX y se filtran en el proceso de análisis. Esta red de estaciones no está homogéneamente distribuida (fig. 10) y por lo tanto los análisis, en principio, se verán afectados por la heterogeneidad comentada con anterioridad. Los resultados presentados a continuación se obtuvieron al aplicar por primera vez el método de corrección BGPA descrito en la sección anterior.

Con los cuatro casos de ciclogénesis alpina que se desarrollaron el 2, 4-5, 11 y 13 de marzo de 1982 se elaboró un caso compuesto que refleja las características generales de la ciclogénesis a sotavento de los Alpes, desde el punto de vista observacional. En la figura 10 se pueden ver las posiciones de los ejes de los surcos en los análisis de macroescala del geopotencial para los cuatro casos citados. Los dos instantes considerados para cada caso están separados 12 h, correspondiendo el primero al comienzo de la ciclogénesis. Los comentarios que siguen hacen referencia al segundo de los instantes, en que el ciclón a sotavento ya se había formado, pero estaba situado todavía al S de los Alpes. En todos los casos, el eje de la vaguada en gran escala se encontró localizado desde Polonia hasta el mar Tirreno. Evidentemente el caso compuesto se pudo obtener gracias a que la diferencia de fase entre los casos estudiados no era demasiado grande, pues, de lo contrario, se hubiera perdido información en el proceso de promediado. Algo parecido ocurrió con los análisis de mesoescala, con lo que, para ambas escalas, las estructuras compuestas se consideran representativas de la ciclogénesis estudiada.

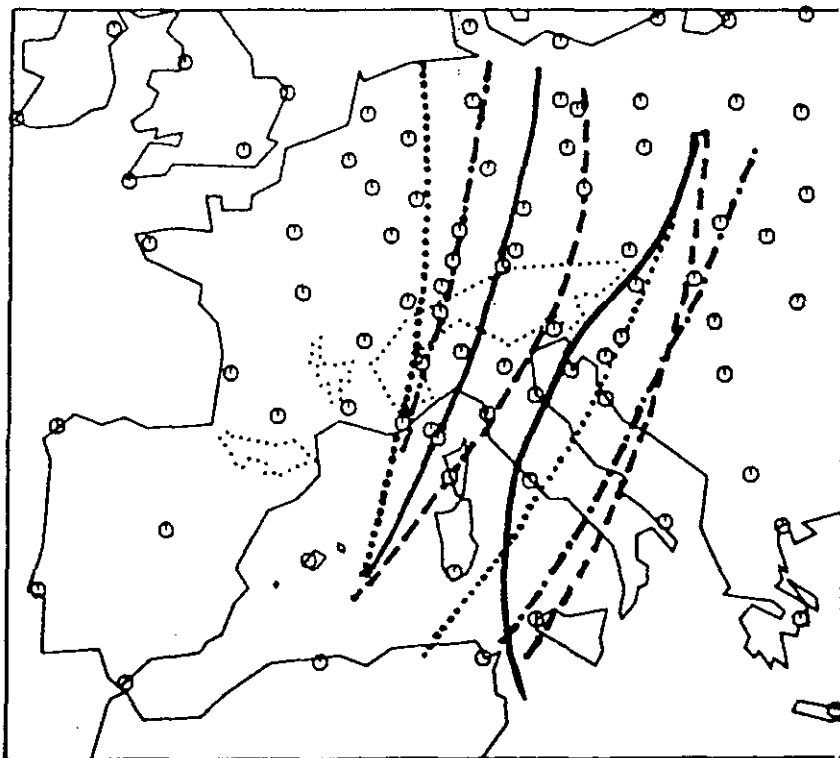


Figura 10.—Posiciones de los ejes de las vaguadas en el análisis de macroescala del geopotencial en 850 hPa. Se señalan dos instantes diferentes, separados 12 h, para cada uno de los cuatro casos estudiados: 02.00/12 TMG (.....); 04.12/05.00 TMG (-----); 11.00/12 TMG (.....); 13.00/12 TMG (—). Las fechas corresponden a marzo de 1982. También aparecen señaladas las posiciones de estaciones que transmitieron mensajes TEMP en al menos uno de los dos instantes considerados. (Cortesía de Meteorol. Atmos. Phys., Springer-Verlag.)

a) Geopotencial

La figura 11 = a muestra el geopotencial (topografía) total compuesto para la superficie isobara de 850 hPa y las figura 11b y c, respectivamente, las contribuciones de la macroescala y la mesoescala. La macroescala refleja esencialmente la estructura de la onda baroclina de gran escala (unos 3500 km) a partir de la que se desarrolló el ciclón a sotavento. Debido a que no es posible una total separación espectral de la señal (al estar superpuestas, en parte, las respuestas de los análisis de macro y mesoescala) parte del ciclón está reflejado en el análisis de macroescala por medio de una ligera difluencia de las isohipsas al S de los Alpes y por la inclinación del eje del surco. La principal característica del campo en mesoescala (fig. 11=c) es la presencia de

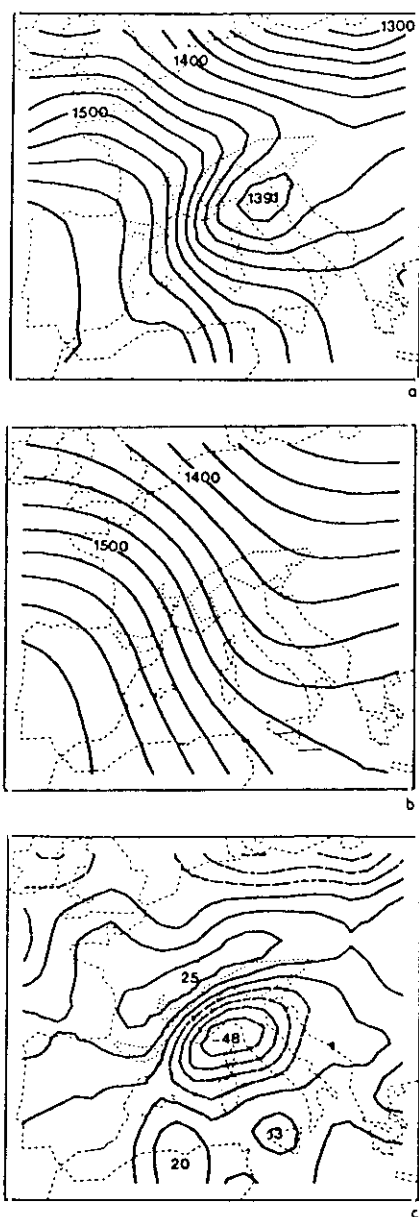


Figura 11.—Campos compuestos de geopotencial obtenidos promediando los análisis de geopotencial en 850 hPa de las fechas y horas siguientes: 02.12 TMG; 05.00 TMG; 11.12 TMG; 13.12 TMG. Los intervalos entre isohipsas son 20 mgs para el campo total (a) y la contribución de macroescala (b), y 10 mgs para la contribución de mesoescala (c). La primera línea continua corresponde al valor cero. (Cortesía de Meteorol. Atmos. Phys., Springer-Verlag.)

una anomalía asimétrica con cambio de signo a través de los Alpes, alcanzando la diferencia un máximo valor de 75 mgp. Resulta evidente, de la comparación con la figura 11=b, que esta perturbación se localiza al W del surco en macroescala, lo que produce una pronunciada inclinación hacia el W del eje de la vaguada a sotavento de los Alpes. Esta perturbación mesoescalar en el campo de geopotencial es muy parecida a la configuración dipolar de la presión, obtenida como diferencia entre experimentos numéricos con y sin orografía (p.e. Zupanski y McGinley, 1989) y también a la que predice la teoría de modos normales de la ciclogénesis a sotavento para la perturbación que introduce la cordillera (Speranza *et al.*, 1985; Buzzi y Speranza, 1986). La fase relativa entre la onda en gran escala y la perturbación de mesoescala es también consistente con los resultados mencionados de experimentos y teoría.

Como ejemplo del efecto del método BGPA para la corrección de las distorsiones debidas a la heterogeneidad en la distribución de estaciones, basta comparar la figura 12 con la figura 11c.

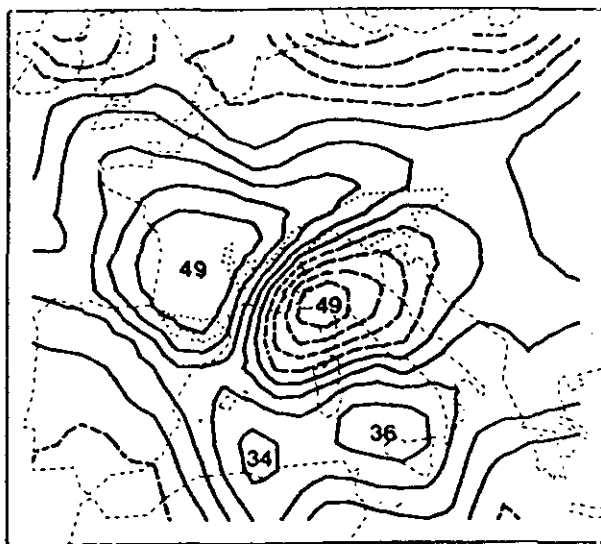


Figura 12.—Campo compuesto de geopotencial en mesoescala, obtenido como en la figura 11, pero promediando análisis sin la corrección BGPA. (Cortesía de Meteorol. Atmos. Phys., Springer-Verlag.)

b) Temperatura

La figura 13a muestra el campo de temperatura total compuesto en la superficie isobara de 850 hPa, mientras que las figuras 13b y 14c muestran las contribuciones de macroescala y mesoescala. Se observa en la figura 13a que

el gradiente de temperatura presenta un máximo local a través de los Alpes. El aire frío está fluyendo alrededor de la cordillera, tanto al E como al W, como pone de manifiesto el campo de viento que se verá a continuación. La macroescala (fig. 13b) da cuenta de la baroclinidad en gran escala sobre toda la región. Si se compara con el campo de viento de la figura 14b, o con el de geopotencial (fig. 11b), se observa que sólo con la contribución de la macroescala se tendría advección fría sobre la mayor parte de la región. Nuevamente, el campo de mesoescala (fig. 13c) presenta una estructura dipolar a través de los Alpes, pero, en este caso, se encuentra localizada ligeramente al E de la correspondiente perturbación de geopotencial. Esta disposición relativa hace que se produzca una intensificación de la estructura frontal sobre los Alpes. La anomalía de temperatura que se observa sobre la península ibérica no parece estar directamente relacionada con la ciclogénesis que aquí se está discutiendo.

c) Viento

En la figura 14 se puede observar el campo compuesto de viento en 850 hPa, para las mismas tres contribuciones que en los casos anteriores. El campo total (fig. 14a) pone de manifiesto los rasgos típicos del flujo a bajos niveles en casos de ciclogénesis alpina: la difluencia pronunciada corriente arriba de los Alpes (p.e., McGinley y Goerss, 1986), la máxima intensidad del viento al NW, sobre el Mediterráneo occidental (p.e., Jansá y Ramis, 1982) y la curvatura anticiclónica al E de los Alpes (p.e., Buzzi y Tibaldi, 1978). Aunque el campo de viento en macroescala (fig. 14b) es similar al geostrófico que se deduciría del correspondiente campo de geopotencial (fig. 12b), es fácil comprobar, por simple superposición, por ejemplo, que no coinciden.

El viento en mesoescala (fig. 14c) está caracterizado por la presencia de dos vórtices: uno ciclónico e intenso, correspondiente al ciclón a sotavento y otro anticiclónico, más débil, al N de los Alpes. Entre los dos, se induce una componente mesoescalar de levante sobre la región del valle del Po. El par de vórtices presentes en el campo de viento en mesoescala es la contrapartida a las estructuras dipolares descritas previamente en los campos de geopotencial y temperatura. No obstante, la estructura mesoescalar del viento está orientada prácticamente en dirección N-S y los vórtices, sobre todo el anticiclónico, están desplazados hacia el E en relación con los correspondientes centros del geopotencial. Este hecho indicaría la existencia de componentes ageostróficas organizadas, pero las incertidumbres asociadas a la técnica de análisis no permiten asegurar la total representatividad física de estas estructuras.

El campo total de viento sobre los Alpes presenta una componente del NW, perpendicular al eje de la cordillera, debida a la contribución de la macroescala. Teniendo en cuenta que la superficie isobara de 850 hPa intercepta la cordillera, la condición cinemática de contorno obliga a que se tenga ascendencia al N y descendencia al S de los Alpes en ese nivel. Entonces, la expansión (compresión) adiabática asociada al movimiento ascendente

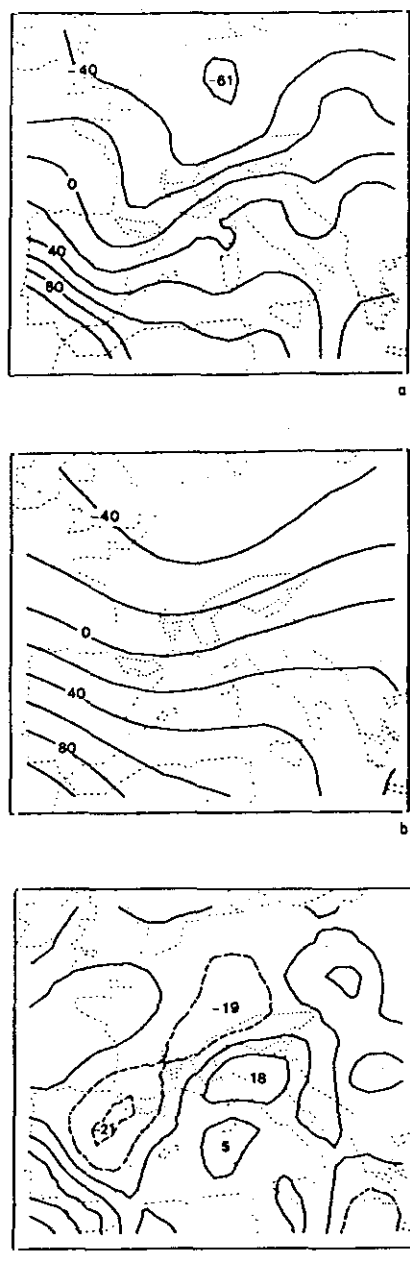


Figura 13.—Como en la figura 11 pero para la temperatura en 850 hPa. Los intervalos entre isotermas son 2°C para el campo total (a) y la contribución de macroescala (b), y 1°C para la contribución de mesoescala (c). La rotulación aparece en décimas de °C. (Cortesía de Meteorol. Atmos. Phys., Springer-Verlag.)

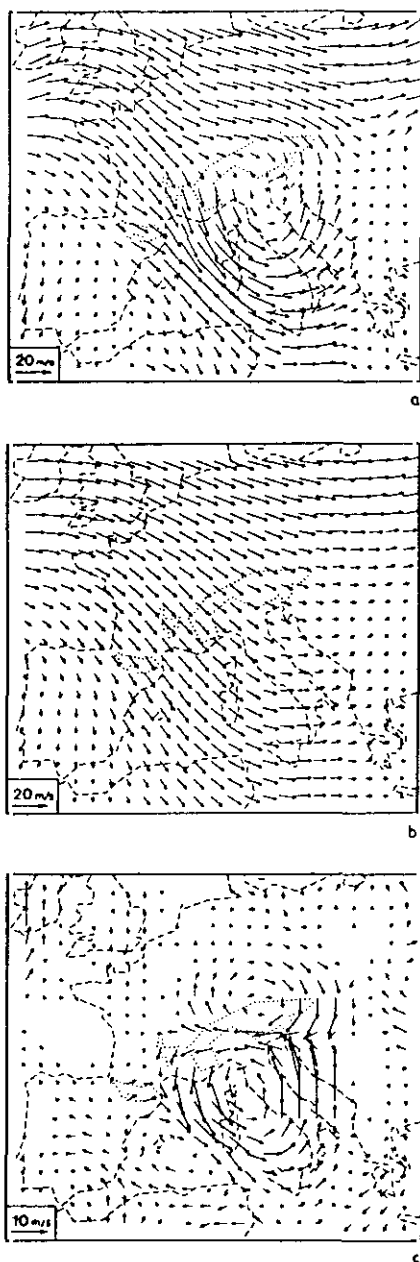


Figura 14.—Como en la Figura 11 pero para el viento en 850 hPa. Las componentes u y v fueron analizadas por separado. Nótese que la longitud de la flecha en la contribución de mesoescala (c) es doble que en el campo total (a) y en la contribución de macroescala (b). (Cortesía de Meteorol. Atmos. Phys., Springer-Verlag.)

(descendente) citado produce un enfriamiento (calentamiento) que contribuye positivamente a la existencia del dipolo observado en la contribución de mesoescala al campo de temperatura. Además, la fuerte confluencia observada al E de la cordillera, contribuye a la intensificación del frente en aquella zona. Como consecuencia, la frontogénesis observada sobre los Alpes, asociada a la ciclogénesis de sotavento, no está producida únicamente por el bloqueo debido a la barrera montañosa, sino que hay una contribución importante de la circulación asociada al propio ciclón (Speranza *et al.*, 1985; Buzzi *et al.*, 1985).

5. LA CIRCULACION MARINA EN EL MAR DE ALBORAN: UN CASO DE ESTUDIO

En la sección anterior se ha presentado una aplicación del análisis objetivo a un estudio observacional del movimiento atmosférico. En ésta se presentará también un análisis de observaciones, en este caso marinas, con la misma técnica, pero, a diferencia del caso anterior, se llevará a cabo un diagnóstico numérico basado en la dinámica cuasigeostrófica. Hay varios aspectos que interesa recalcar en relación con esta aplicación. En primer lugar, el mar de Alborán es un auténtico laboratorio natural. Investigadores de todo el mundo han realizado campañas de observación con el fin de conocer mejor el problema que representa el flujo de agua atlántica, a través del estecho de Gibraltar, para compensar la pérdida de masa en el mar Mediterráneo, consecuencia de la evaporación y de la circulación hacia el Atlántico en las capas más profundas. En segundo lugar, y gracias a lo anterior, la circulación en gran escala se conoce con bastante fiabilidad pero no así los procesos de ajuste ni las estructuras de menor escala, presentes en los campos de movimiento. En tercer lugar, no se tiene conocimiento de que exista ninguna base de datos, previa a la que más adelante se indica, adecuada para realizar un análisis objetivo con separación de escalas y, por lo tanto, capaz de mostrar las estructuras, tanto de macroescala como de mesoescala, presentes en la circulación del mar de Alborán. Existía un precedente con aplicación a los experimentos POLYMODE y OPTOMA (Carter y Robinson, 1987), pero en ningún momento se había abordado el problema de la separación de escalas (ver Tintoré *et al.*, 1991 para mayor detalle).

Normalmente, el agua atlántica que penetra en el Mediterráneo adquiere rápidamente curvatura anticiclónica, formando lo que se denomina el primer giro («gyre») anticiclónico, al W del mar de Alborán (Garcard y Richez, 1985; Parrilla y Kinder, 1987). Sin embargo, algunas veces se ha observado una corriente a lo largo de la costa norteafricana (Bormans y Garret, 1989). También en la parte oriental del mar de Alborán se ha observado un segundo giro anticiclónico (Arnóne *et al.*, 1987; Heburn y La Violette, 1989) del que no se conocía precedente en datos históricos. Este giro limita al E con el llamado frente Almería-Orán, que separa aguas de muy diferente densidad (Tintoré *et al.*, 1988).

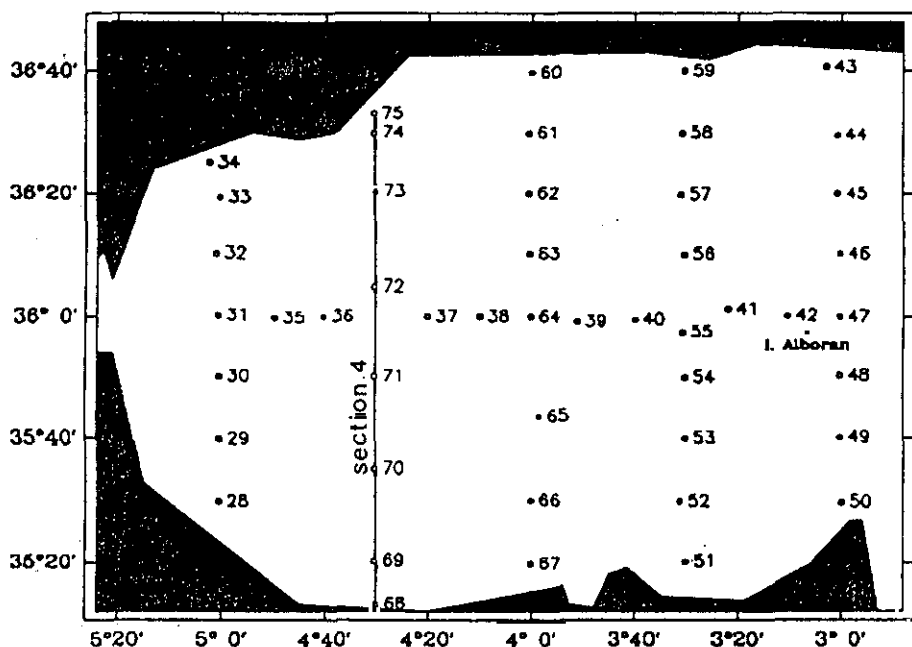


Figura 15.—Distribución de estaciones en el mar de Alborán (del 29 de septiembre al 4 de octubre de 1986). (Cortesía de J. Phys Oceanogr., A. M. S.)

Para realizar el estudio cuyos resultados pasamos a comentar, se dispuso de los datos de una campaña oceanográfica llevada a cabo del 29 de septiembre al 4 de octubre de 1986. La zona del mar de Alborán, de aproximadamente $300 \times 140 \text{ km}^2$, se cubrió con 48 estaciones separadas unos 18 km a lo largo del eje longitudinal del mar y unos 45 km a lo largo de cinco secciones transversales (fig. 15). Obsérvese que las estaciones no están homogéneamente distribuidas, por lo que se aplicó el método de corrección BGPA junto con el análisis objetivo con separación de escalas para realizar este diagnóstico. Los parámetros de los filtros se seleccionaron a fin de que la macroescala correspondiera a ondas de más de 160 km y la mesoescala a ondas de unos 90 km. Estos valores, desafortunadamente bastante próximos, se decidieron como compromiso entre la escala conocida del giro occidental, la separación entre las estaciones y observaciones previas de remolinos (Garcard y Richez, 1985). Se debe hacer notar nuevamente la imposibilidad de una total separación de escalas, debido al solapamiento de las respuestas de los filtros.

La figura 16=a muestra la distribución a 100 m de profundidad del campo total de densidad, o $\sigma\text{-}t$ (que representa el exceso a 1 g cm^{-3} , expresado en milésimas). Las figuras 16=b y c corresponden a las contribuciones de la macroescala y mesoescala, respectivamente. La macroescala pone de manifiesto la presencia del primer giro anticiclónico, mientras que en la mesoescala se aprecian varios núcleos de anomalías con signos contrarios,

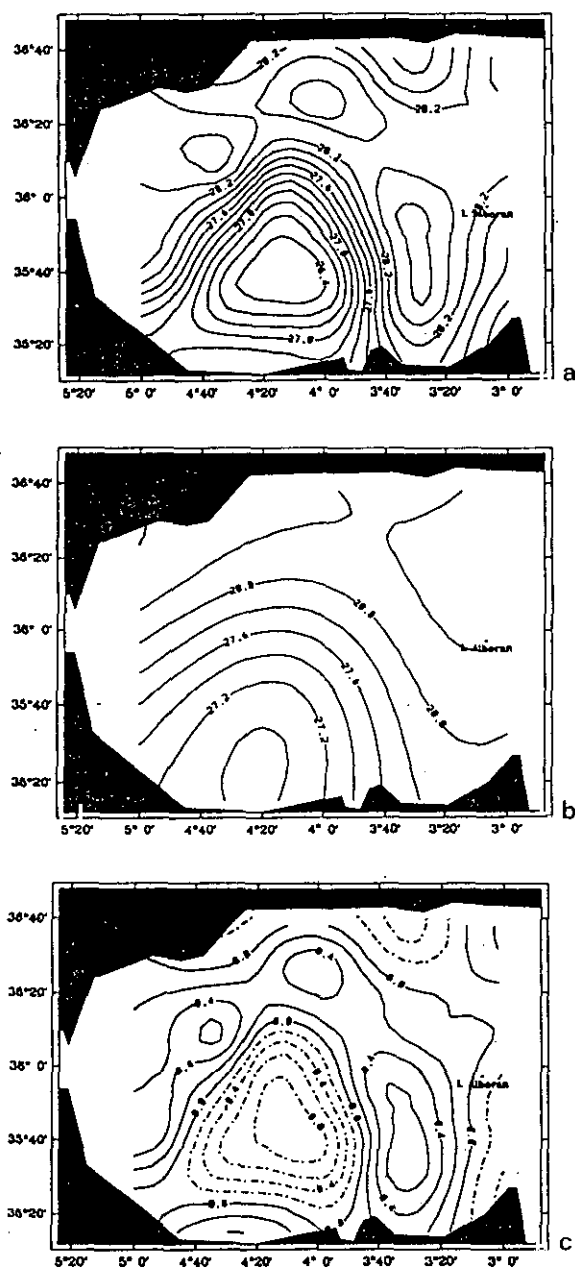


Figura 16.—Análisis del campo de sigma-t a 100 m de profundidad. Campo total (a); contribución de macroescala (b); contribución de mesoescala (c). La rotulación expresa las milésimas que la densidad del agua del mar excede a 1 g cm^{-3} . (Cortesía de J. Phys Oceanogr., A. M. S.)

correspondiendo los de signo positivo a remolinos («eddies») ciclónicos, como se verá más adelante. Estos remolinos ya habían sido sugeridos con anterioridad (Cano, 1977, 1978; Parrilla y Kinder, 1987).

También se calcularon y analizaron las topografías dinámicas y las corrientes geostróficas a 10 m, con referencia a 200 m. En la figura 17 a, se tiene el campo total de altura dinámica. Excepto en la parte central de la estructura, que corresponde al giro anticiclónico, las cotas son muy pequeñas, e incluso negativas donde se habían localizado las anomalías mesoescalares positivas de sigma-t. Las corrientes geostróficas (fig. 17=b) muestran claramente el giro anticiclónico occidental con velocidades N-S que llegan a alcanzar los 60 cm/s. Se observan los efectos de las estructuras de mesoescala comentadas anteriormente y se identifican remolinos ciclónicos en la zona de las anomalías positivas de densidad. La interacción entre la estructura de mayor escala (giro anticiclónico) y las de menor (remolinos ciclónicos) se puede también poner de manifiesto por medio de la vorticidad geostrófica relativa calculada en ese caso a 100 m de profundidad (fig. 18). Se observa el giro anticiclónico occidental como formado por tres remolinos anticiclónicos de menor escala. En el borde externo del giro se llegan a detectar seis regiones distintas de vorticidad positiva. Los valores numéricos encontrados para la contribución de mesoescala y para el campo total son muy parecidos, lo que sugiere una muy significativa influencia dinámica de los giros ciclónicos de mesoescala en el mar de Alborán.

Para estudiar la importancia de las estructuras de menor escala se procedió a diagnosticar el movimiento vertical de acuerdo con la teoría cuasigeostrófica. La aplicabilidad de esta aproximación queda asegurada por el hecho de ser mucho menor que 1 el número de Rossby, en concreto, 0.02 para la macroescala y 0.05 para la mesoescala. Debido a algunas dificultades numéricas que presenta la forma clásica de la ecuación omega (ver Tintoré *et al.*, 1991 para más detalle) se empleó la formulación introducida por Hoskins *et al.* (1978), de uso muy generalizado en la atmósfera. En esta formulación, el término de forzamiento en la ecuación omega se calcula por medio del llamado vector-Q, en la forma (los símbolos son los habituales)

$$N^2 \nabla_h^2 w + f_o^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 2 \nabla \cdot \underline{Q}$$

donde

$$\underline{Q} = \frac{g}{\rho_o} \left(\frac{\partial u_g}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial y}, \frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial y} \right)$$

Este vector se calcula a partir de las distribuciones de densidad y del campo geostrófico de velocidad. La convergencia de vector-Q indica regiones donde se tiene forzamiento ascendente y la divergencia, descendente (p.e., Hoskins y Pedder, 1980).

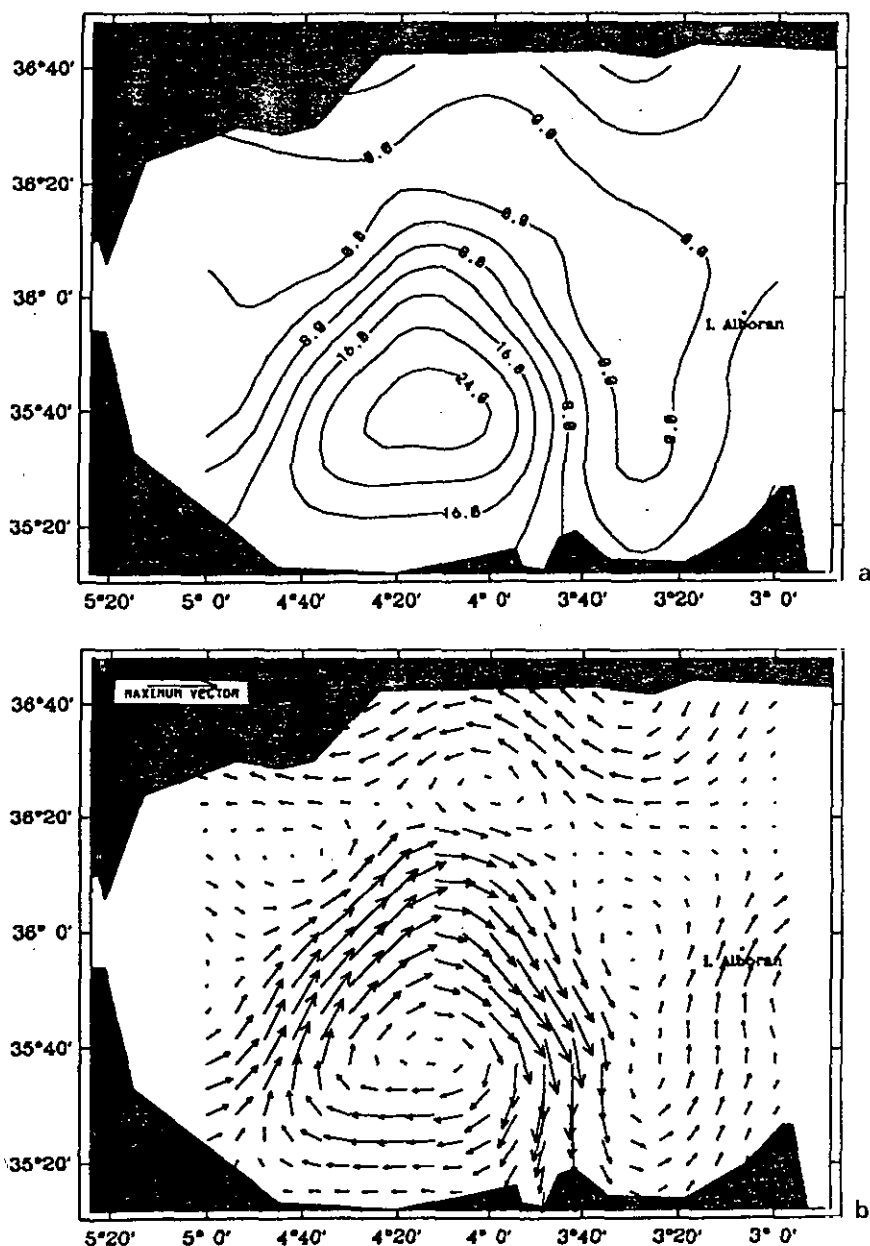


Figura 17.—(a) Análisis de la topografía dinámica a 10 m de profundidad con referencia a 200 m. La rotulación de las cotas es en cm dinámicos. (b) Corriente geostrofica a 10 m; el vector de referencia corresponde a 1 m/s. La distribución de velocidad en las proximidades de la costa se debe considerar como orientativa, ya que en los cálculos no se ha tomado en consideración la costa. (Cortesía de J. Phys Oceanogr., A. M. S.)

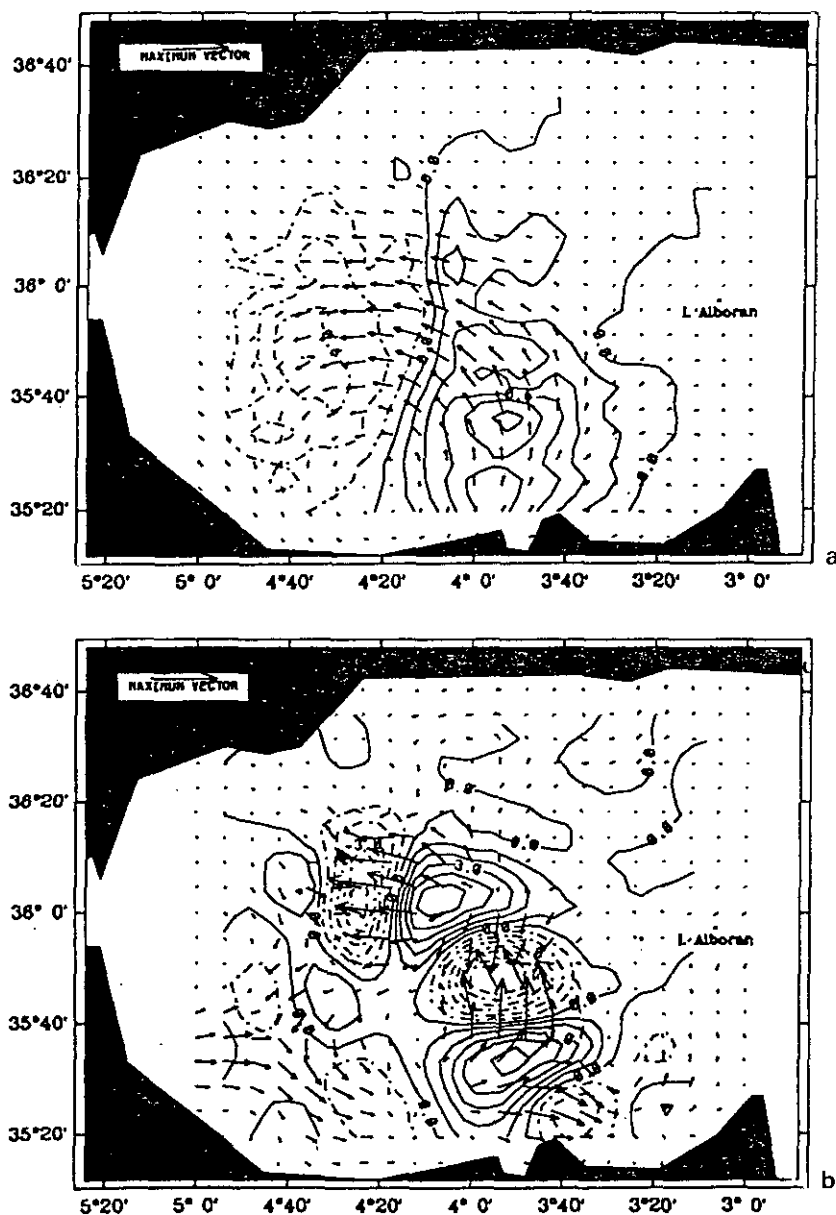


Figura 19.—(a) Distribución de vector-Q (unidades 10^{-12} s^{-3}) y de su divergencia ($10^{-17} \text{ s}^{-3} \text{ m}^{-1}$) a 100 m de profundidad. Los cálculos se llevaron a cabo a partir de los correspondientes campos en macroescala. (b) Distribución de vector-Q (unidades 10^{-11} s^{-3}) y de su divergencia ($10^{-16} \text{ s}^{-3} \text{ m}^{-1}$) a 100 m de profundidad. En este caso los cálculos se llevaron a cabo a partir de los correspondientes campos totales. Nótese que los valores son un orden de magnitud mayores que en (a). (Cortesía de J. Phys Oceanogr., A. M. S.)

Agradecimientos

Este trabajo ha sido en parte posible gracias a las subvenciones de los proyectos PB89-0428 de la DGICYT, MAR89-0550 de la CICYT y MAST 0043-C de la CE.

REFERENCIAS

- Arnone, D., A. Weisenburg y K. D. Saunders (1987): Origins and characteristics of the Algerian currents. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, **68** (50), 1725.
- Barnes, S. L. (1964): A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.* **3**, 396-409.
- Barnes, S. L. (1973): Mesoscale objective map analysis using weighted timeseries of observations. *NOAA Tech. Memo.*, ERL NSSL-62, 60 pp.
- Bormans, M. y C. Garret (1989): A simple criterion for gyre formation by the surface outflow from a strait, with application to the Alboran sea. *J. Geophys. Res.* **94**, 12637-12644.
- Buzzi, A. y S. Tibaldi (1978): Cyclogenesis in the lee of the Alps: a case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **103**, 135-150.
- Buzzi, A. y E. Tosi (1989): Statistical behavior of transient eddies near mountains and implications for theories of lee cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.* **46**, 1233-1249.
- Buzzi, A., A. Trevisan y E. Tosi (1985): Isentropic analysis of a case of Alpine cyclogenesis. *Beitr. Phys. Atmos.* **58**, 273-284.
- Buzzi, A., D. Gomis, M. A. Pedder y S. Alonso (1991): A method to reduce the adverse impact that inhomogeneous station distributions have on spatial interpolation. *Mon. Wea. Rev.* **119**, 2465-2491.
- Cano, N. (1977): Resultados de la campaña «Alborán 73». *Bol. Instituto Español de Oceanografía* **1**, 103-176.
- Cano, N. (1978): Resultados de la campaña «Alborán 76». *Bol. Instituto Español de Oceanografía* **2**, 3-50.
- Carter, E. F. y A. R. Robinson (1987): Analysis models for the estimation of oceanic fields. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **4**, 49-74.
- Cressman, G. P. (1959): An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.* **87**, 367-374.
- Doswell, C. A., III (1977): Obtaining meteorologically significant surface divergence fields through the filtering property of objective analysis. *Mon. Wea. Rev.* **105**, 885-892.
- Gandin, L. S. (1963): *Objective analysis of meteorological fields*. Hidrometeorol. Izdat, Leningrad (traducción publicada por Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1966), p. 242.
- Gascard, J. C. y C. Richez (1985): Water masses and circulation in the western Alboran sea and in the strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, **15**, 157-216.
- Gomis, D. y S. Alonso (1988): Structure function responses in a limited area. *Mon. Wea. Rev.* **116**, 2254-2264.
- Gomis, D. y S. Alonso (1990): Diagnosis of a cyclogenetic event in the western Mediterranean using an objective technique for scale separation. *Mon. Wea. Rev.* **118**, 723-736.
- Gomis, D., A. Buzzi y S. Alonso (1990): Diagnosis of mesoscale structures in cases of lee cyclogenesis during ALPEX. *Meteorol. Atmos. Phys.* **43**, 49-57.
- Haagensohn, P. L. (1982): Review and evaluation of methods for objective analysis of meteorological variables. *Papers in Meteor. Res.* **5**, 113-133.
- Heburn, G. W. y P. E. La Violette (1989): Variations in the structures of the anticyclonic gyres found in the Alboran sea. *J. Geophys. Res.* **95**, 1599-1614.

- Hortal, M., A. Jansà y C. Gimeno (1986): Spanish LAM behavior in two cases of Mediterranean cyclogenesis. *GARP Publ. Series*, **27**, 1, 195-206.
- Hoskins, B. J. y M. A. Pedder (1980): The diagnosis of middle latitude synoptic development. *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **106**, 707-719.
- Hoskins, B. J., I. Draghici y H. C. Davies (1978): A new look at the omega equation. *Quart. J. Roy Meteor. Soc.* **104**, 31-38.
- Jansà, A. y C. Ramis, (1982): Catalanian-Balearic Sea cyclogenesis. ALPEX Preliminary Scientific Results. *GARP-ALPEX Publ. Series*, **7**, 49-61.
- Maddox, R. A. (1980): An objective technique for separating macroscale and mesoscale features in meteorological data. *Mon. Wea. Rev.* **108**, 1108-1163.
- McGinley, J. y J. S. Goerss (1986): Effects of terrain height and blocking initialization on numerical simulation of Alpine lee cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.* **114**, 1578-1590.
- Panofsky, H. (1949): Objective weather map analysis. *J. Meteor.* **5**, 386-392.
- Parrilla, G. y T. H. Kinder, (1987): The physical oceanography of the Alboran sea. *NORDA report 184*, 26 pp. (También en *Bol. Instituto Español de Oceanografía*, **4** (1), 133-165).
- Sasaki, Y. (1958): An objective analysis based on the variational method. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **36**, 77-78.
- Speranza, A., A. Buzzi, A. Trevisan y P. Malguzzi (1985): A theory of deep cyclogenesis in the lee of the Alps. Part I: Modifications of baroclinic instability by localized topography. *J. Atmos. Sci.* **42**, 1521-1535.
- Thiébaux, H. J., y M. A. Pedder (1987): Spatial objective analysis. *Academic Press, London*, 295 pp.
- Tibaldi, S. y A. Buzzi (1983): Effects of orography on Mediterranean lee cyclogenesis and its relationship to European blocking. *Tellus*, **35 A**, 269-286.
- Tintoré, J., D. Gomis, S. Alonso y G. Parrilla (1991): Mesoscale dynamics and vertical motion in the Alborán Sea. *J. Phys. Oceanogr.* **21**, 811-823.
- Tintoré, J., P. E. La Violette, I. Bladé y A. Cruzado (1988): A study of an intense density front in the eastern Alboran sea: the Almeria-Oran front. *J. Phys. Oceanogr.* **18**, 1384-1397.
- Wahba, G., y J. Wendelberger (1980): Some new mathematical methods for variational objective analysis using splines and cross validation. *Mon. Wea. Rev.* **108**, 1122-1143.
- Zupanski, M. y J. McGinley (1989): Numerical analysis of the influence of jets, fronts and mountains on Alpine lee cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 154-176.