

Comunicación AII-2

ENTRABAS BRUSCAS DE VIENTOS DE LEVANTE EN LA COSTA NORTE DE ALBORÁN

José María Sánchez-Laulhé Ollero
Fausto Polvorinos Pascual

Sección de Estudios y Desarrollos
Centro Meteorológico Territorial de Málaga (INM)

RESUMEN

Se describe un importante fenómeno atmosférico de las costas de Alborán: las transiciones bruscas del viento de oeste o noroeste a levante. En los casos más importantes el levante se inicia con rachas que pueden superar los 20 m/s y con bajadas instantáneas de temperatura de unos ocho grados.

Se presenta un caso acompañado de análisis sinópticos y mesoescálicos. El flujo en estos casos es muy ageostrófico y tiene las características de una corriente de densidad atrapada.

1. Introducción

Con cierta frecuencia, en las costas de Andalucía oriental, ocurren transiciones bruscas en las capas inferiores de la troposfera: el viento cambia de W o NW a E; baja repentinamente la temperatura; la presión se eleva bruscamente y el cielo pasa de despejado a nuboso. El levante entra con rachas que pueden superar los 20 m/s, la temperatura puede bajar unos 8 °C.

Este fenómeno suele ocurrir tras el paso de N a S por la Península Ibérica de un frente frío de poco espesor. El cambio de masa de aire en estos casos en las costas del sur se hace de forma violenta, la avanzada de la masa fría se comporta como una corriente de densidad atrapada en la costa que se desplaza por el Mediterráneo hacia el Estrecho de Gibraltar.

El día 16 de marzo de 1995 ocurrió un buen ejemplo de este tipo de eventos que quedó reflejado en el observatorio de Málaga como muestran las gráficas de temperatura, viento y presión (Figs. 3-5). En ellas se observan rachas de 15 m/s al giro del viento, bajadas instantáneas de temperatura de unos 7 grados, un escalón en la gráfica de la presión y un aumento notable de la humedad relativa.

Gráficas parecidas se registraron en otros observatorios costeros desde la provincia de Almería hasta las proximidades del Estrecho. El cambio de masa de aire ocurre primero en las proximidades de la costa de forma que al principio del fenómeno pueden coexistir vientos de poniente en el centro del mar de Alborán con levantes en la costa. El cambio de vientos en Melilla se puede retrasar varias horas con relación al cambio en la costa norte de Alborán a su misma longitud, y sin las características de brusquedad. En la imagen del Meteosat de la Fig. 1 se aprecia el arco nuboso característico que acompaña estas entradas de levante en los casos más violentos. En la Fig. 2 se muestra el fenómeno esquemáticamente.

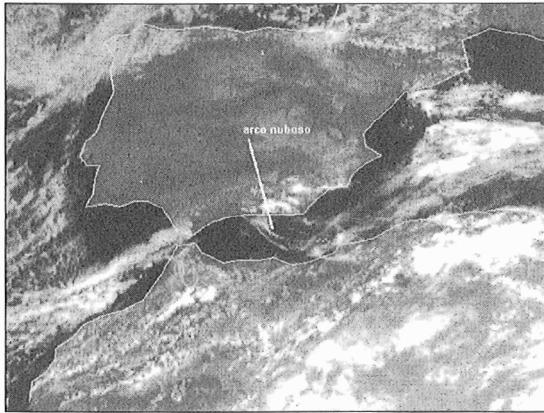


Fig. 1. Imagen del Meteosat-5 VIS del 16 de marzo de 1995 a las 12 UTC, donde se aprecia el arco nuboso propio de las entradas bruscas de viento de levante

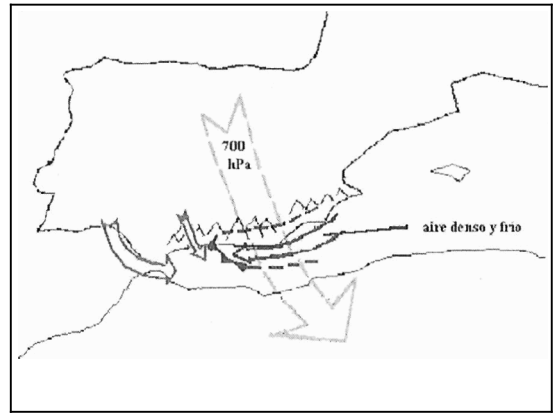


Fig. 2. Dibujo esquemático de una entrada brusca de viento de levante

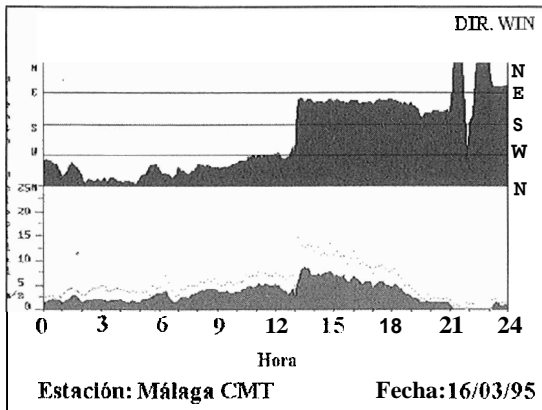


Fig. 3. Temperatura y humedad en el observatorio del CMT de Málaga

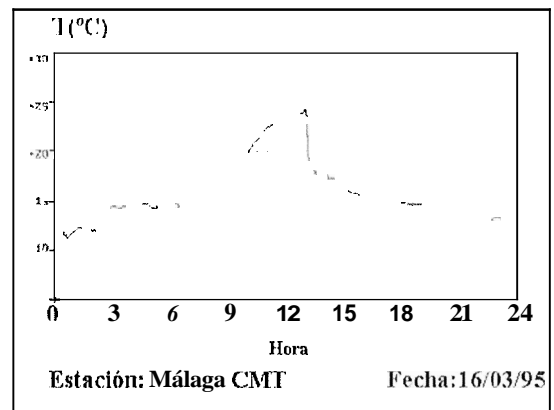


Fig. 4. Viento en el observatorio del CMT de Málaga

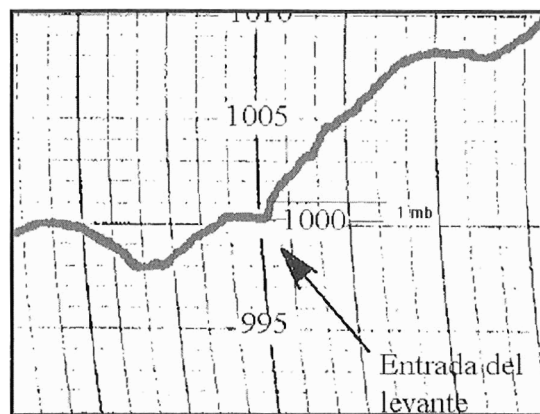


Fig. 5. Presión en el observatorio del CMT de Málaga

2. Discusión de la situación del 16 de marzo

2.1. Marco sinóptico

En la Fig. 6 podemos observar los análisis del modelo LAM-INM con-espondientes a los días 15 y 16 de marzo de 1995. En ellos se puede apreciar un flujo del NW con una vaguada en el Cantábrico, con chorro apuntando al golfo de Vizcaya, que lleva aparejada un frente frío en niveles bajos que a las 12 Z del día 15 afecta al N de la Península. A las 0 Z del 16 se puede observar que el frente ha avanzado hacia el sur retrasándose en el interior de la Península, se ha formado una dorsal en 1 000 mb en el norte de la Península producto de la entrada fría tras el frente, mientras el Mediterráneo y sur peninsular siguen bajo los efectos de la vaguada. En 850 mb se observa un fuerte gradiente de temperatura entre la dorsal y la vaguada en un flujo de características frontogénicas. A las 12 Z el eje de la vaguada en 500 mb ya se encuentra en el Mediterráneo; el aire frío continúa avanzando hacia el sur, extendiéndose a su vez la dorsal en niveles bajos y reduciéndose la zona de vaguada a la parte más meridional de la Península. El flujo en niveles bajos tiene ahora un carácter frontolítico.

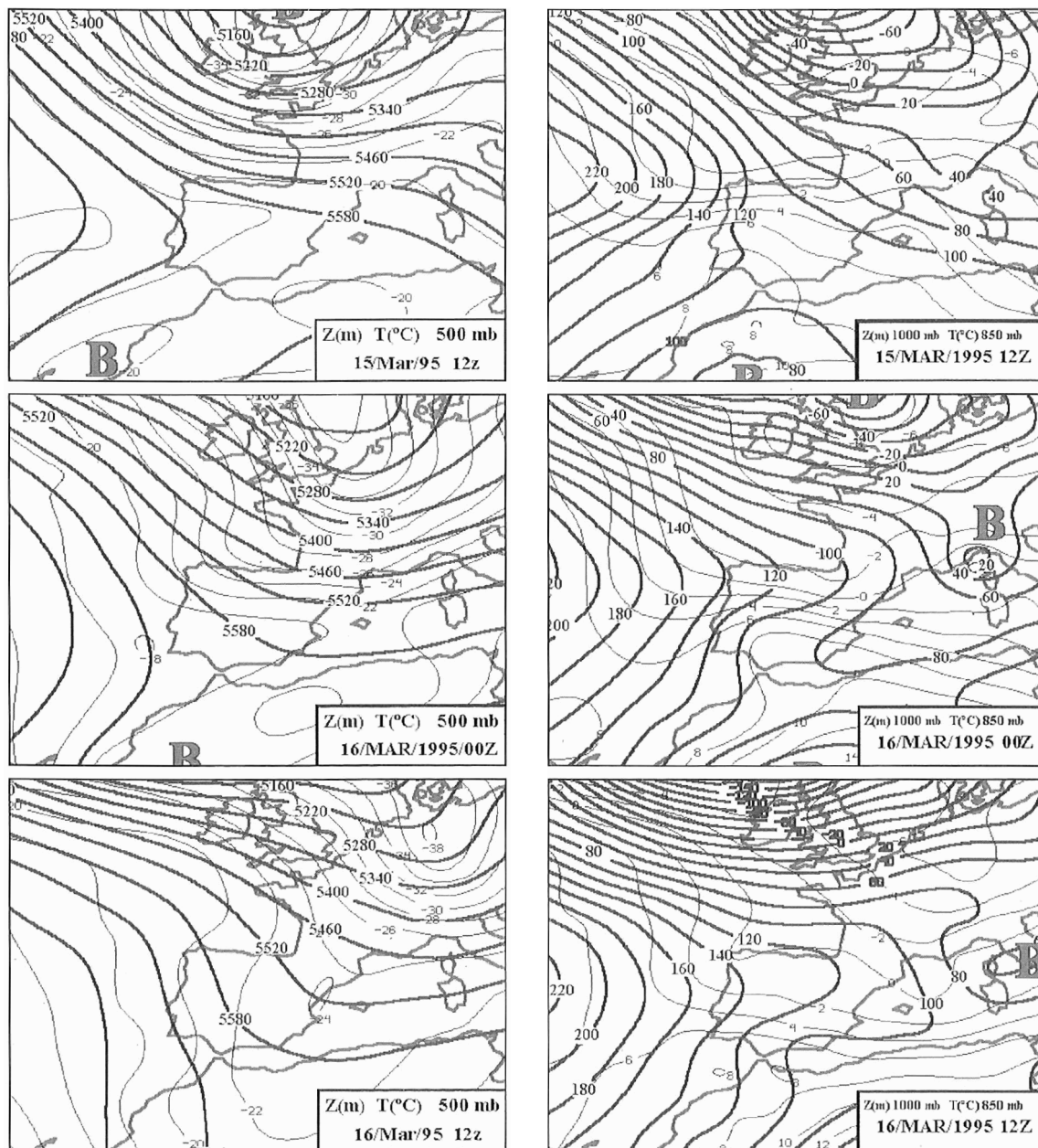


Fig. 6. Se muestran los análisis del LAM-INM: a) Temperaturas y geopotenciales en 500 hPa de las 12 UTC del día 15 de marzo de 1995; b) Temperaturas en 850 hPa y geopotenciales en 1 000 hPa de las 12 UTC del 15 de marzo; c) y d) ídem que a) y b) para las 00 UTC del día 16; e) y f) ídem que a) y b) para las 12 UTC del día 16

En general, el marco sinóptico de los episodios más notables de estas irrupciones bruscas de levante es parecido al descrito, con algunas variantes. Es decir: flujo del NW en niveles medios troposféricos, con un frente frío poco profundo que cruza la Península de N a S, que se va retrasando por causa de la orografía en el interior de la Península mientras avanza más rápidamente por el Mediterráneo.

2.2. Análisis mesoescalar

En las Figs. 7.a)-7.d) se muestran los análisis mesoescalares realizados cada tres horas desde las 06 a las 15 UTC del día 16 de marzo.

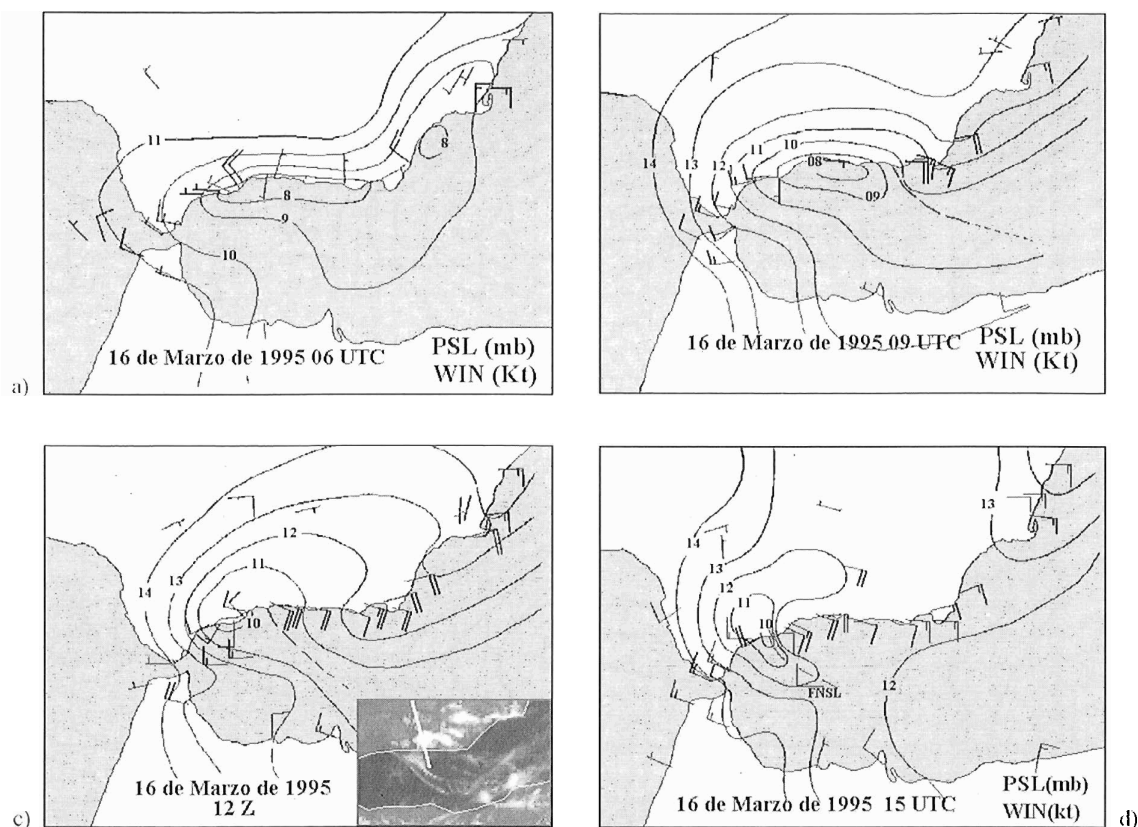


Fig. 7. Análisis mesoescalares de la presión en superficie del día 16 de marzo de 1995

A las 06 UTC se observan bajas presiones relativas en toda la costa norte de Alborán; vientos moderados de componente oeste en Estrecho, Málaga y Carboneras y vientos moderados de componente este en la zona del cabo de Palos.

A las 09 UTC se observa que los vientos han girado a levante en las costas de Almería, siendo moderados a fuertes. El campo de presiones muestra una cuña anticiclónica acompañando a la entrada del aire frío de levante, reduciendo la zona de bajas presiones relativas a las costas de Granada y Málaga. Continúan los vientos moderados de poniente en las proximidades del Estrecho. Se indica con una línea a trazos el arco nuboso que delimita la frontera entre las masas de aire.

A las 12 Z los vientos de levante moderados a fuertes soplan en toda la costa al este de Torrox. Subsiste una baja centrada en la ciudad de Málaga y los vientos de poniente siguen predominando en el Estrecho, oeste de Málaga, alta mar de Alborán (probablemente hasta cerca de la isla de Alborán) y en Melilla.

A las 15 Z el viento de levante ha alcanzado el observatorio de Fuengirola mientras que en el de Marbella, a unos 30 km, continúa el poniente de unos 20 kt. Siibside una pequeña zona de bajas presiones en el oeste de Málaga. Los datos del barco FNSL con viento de poniente denotan la cizalladura del viento en el norte del mar de Alboran.

En las Figs. 8.a) y 8.b) están dibujadas las tendencias de presión en mb. 10/3h para las 12 y 15 UTC.

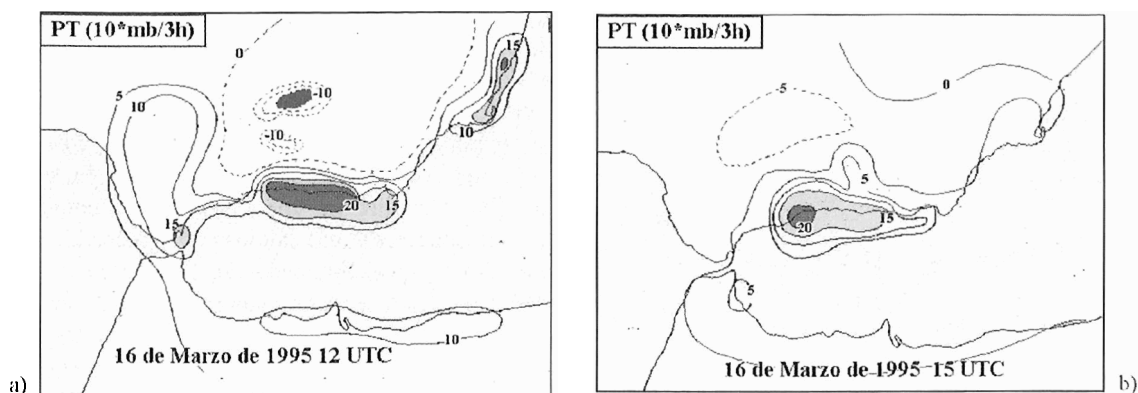


Fig. 8. Tendencia de la presión en superficie del día 16 de marzo de 1995

La Fig. 9 muestra la progresión de la entrada del levante en el litoral

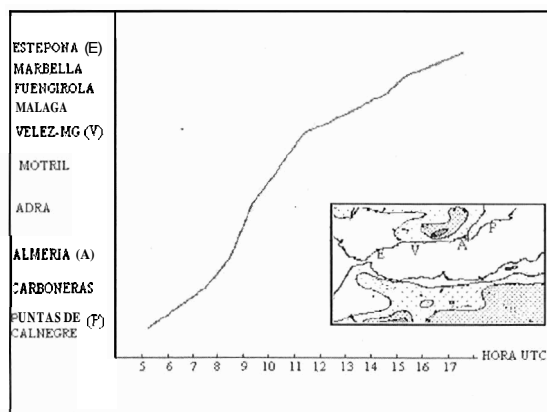


Fig. 9. El ordenadas observatorios y en abscisas la hora del cambio de masa de aire

3. Las oleadas de levante como caso de corriente de densidad atrapada

El fenómeno descrito anteriormente se puede englobar en el de las corrientes de densidad atrapadas por la orografía. Las corrientes de densidad se han observado en distintos países, ligadas en muchos casos a tormentas. Un fenómeno similar se ha observado y descrito en las costas de varios países (*alongshore surges*), por ejemplo en la costa oeste de EE.UU. En España, aparte de estas oleadas de levante en el sur, parecen respondera los esquemas de las corrientes de densidad atrapadas algunos tipos de galernas del Cantábrico.

En una corriente de densidad la separación entre el fluido inás denso y el otro más ligero se mueve hacia este último, forzada por el gradiente de presiones asociada a la diferencia de presión hidrostática entre los fluidos. La rotación de la Tierra no juega un papel importante en su dinámica, a inenos que sea atrapada por la orografía. La fuerza del gradiente de presión horizontal (y el gradiente de temperatura) es muy alta en la frontera. Al paso de esta frontera la presión salta y la teinperatura disminuye fuertemente.

La topografía puede causar una corriente de densidad atrapada. Si en una atmósfera estable en niveles bajos un flujo de aire aproximadamente en equilibrio geostrófico incide en una cadena montañosa, al ascender hace que la presión hidrostática en la falda de las montañas sea más alta que la del mismo nivel lejos de la montaña. Se genera, pues, una fuerza de gradiente de presión que hace que el aire que incide sobre las montañas pierda velocidad. Por tanto, la componente de Coriolis a lo largo de la cadena montañosa disminuirá y el aire se desviará hacia la izquierda tendiendo su trayectoria a hacerse paralela a las montañas.

En nuestro caso, detrás de un frente frío que viene del NW, el aire frío puede penetrar más fácilmente en el Mediterráneo por el valle del Ebro o del Ródano ageostróficamente mientras ya en el Mediterráneo se hace geostrófico y gira anticiclónicamente dirigiéndose hacia la costa montañosa en zonas contiguas donde las montañas apantallen el flujo hacia el mar en niveles bajos. Por lo explicado antes, el viento acabará siguiendo la costa montañosa rodeando la Península, en dirección al Estrecho de Gibraltar. En su recorrido este aire se encontrará con vientos más componente oeste más cálidos por su recorrido más

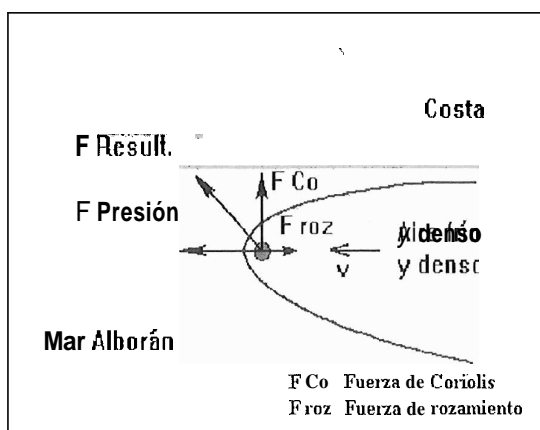


Fig. 10. Esquema de fuerzas que mantienen la corriente de densidad atrapada

inquieto y generalmente en el lado de fuentes gradientes de temperatura y de presión. La falta de balance de esta fuerza de gradiente de presión acelera el aire dando lugar a una corriente de densidad ligada a la costa (atrapada en la costa). En la Fig. 10 se muestra un esquema de las fuerzas que mantienen la corriente de densidad. El equilibrio geostrófico no es posible dentro de una distancia a la costa igual a un radio de Rossby de deformación,

$$a = (g\Delta\theta H / \theta)^{1/2} / f$$

Próxima a la confluencia de estos dos flujos y delante del aire frío se produce una zona de bajas presiones. La masa de aire fría suele venir acompañada de nieblas y estratos bajos en su parte delantera, posteriormente la base de la nubosidad se va haciendo más alta. En caso de que su temperatura sea bastante más fría que el mar llevará aparejada buena visibilidad e incluso nubes que denoten cierta inestabilidad en niveles bajos.

La generación de estas corrientes de densidad puede producirse, y generalmente es así, en el mismo sur de la Península e incluso en bastantes casos en las costas de Granada y oeste de Málaga adquiriendo un cariz muy local.

La baja térmica en Granada contribuye en los meses cálidos a generar oleadas de levante locales y a reforzar las más generales que provienen del levante peninsular.

Conclusiones

Para la predicción de este fenómeno atmosférico se han descrito las señales que la identifican en las imágenes visibles y los análisis sinópticos y mesoescalares que lo acompañan.

La bibliografía internacional sobre la dinámica de fenómenos atrapados en la costa es bastante amplia y parece conveniente su conocimiento para el entendimiento de la mesoescala en el litoral.

Referencias

Bluestein, H. B. *Synoptic-Dynamic in Midlatitudes. Volume II*, pags. 353-363. Oxford University Press, 1993.

Mass, C. F.; M. D. Albright, 1957: *Coastal southerlies and alongshore surges of the West Coast of North America: Evidence of mesoscale topographically trapped response to synoptic forcing. Mon. Wea. Rev.* 115, 1707-38.