

# Convección adversa otoñal en El Ejido (Almería)

Alejandro Méndez Frades<sup>(1)</sup>, Francisco Martín León<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Universidad Complutense de Madrid, [alejmend@ucm.es](mailto:alejmend@ucm.es)

<sup>(2)</sup> Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), [fmartinl@aemet.es](mailto:fmartinl@aemet.es)

## RESUMEN

*Se presenta un análisis de un caso de un episodio meteorológico que tuvo lugar el día 20 de noviembre de 2013 en la localidad de El Ejido (Almería). Se trató de un fenómeno convectivo adverso otoñal, el cual trajo como consecuencia numerosos daños económicos. Las intensas precipitaciones destrozaron gran parte de los cultivos de la zona. Se presentará además un detallado estudio de la predicción para ese día.*

## ABSTRACT

*It will be presented a report about a meteorology event which occurred on 20<sup>th</sup> November 2013 in El Ejido (Almería). It was an autumn adverse convective storm, which brought as a result many economical damages. Intense precipitations smashed the most crops in the country. It will be presented a detail study about the weather forecast for that day.*

## PALABRAS CLAVE.

Advección, adverso, CAPE, convección, cizalladura, granizo, jet streak, LI, mesoescala, modelo, precipitación, predicción, radar, sondeo, vorticidad.

## ABREVIATURAS.

CAPE	Energía potencial convectiva disponible ( <i>Convective Available Energy</i> ).
CAPEMAX	Energía potencial convectiva disponible máxima.
CE	Centro europeo (modelo).
CIZ6	Cizalladura entre el viento medio en los primeros 500 metros y el viento medio en los primeros 6 kilómetros.
HAR	HIRLAM Alta resolución (modelo).
HBR	HIRLAM Baja resolución (modelo).
HR	Humedad relativa a 2 metros de la superficie.
LI	Índice lifted.
NVA	Advección de vorticidad negativa.
PVA	Advección de vorticidad positiva.
PW	Agua precipitable integrada en la columna que va desde la superficie hasta el nivel de 300 hPa.
SRH	Helicidad relativa a la tormenta.
SI	Sistema Internacional (unidades).
UTC	Tiempo universal coordinado ( <i>Coordinated Universal Time</i> ).

## ÍNDICE.

- 1. Datos registrados.**
- 2. Consideraciones sobre la convección.**
  - 2.1 Modelo conceptual de una célula convectiva simple. Teoría de la burbuja.
  - 2.2 Limitaciones de la teoría de la burbuja.
  - 2.3 Caracterización de los fenómenos convectivos.
  - 2.4 Ingredientes necesarios para el desarrollo de convección profunda.
  - 2.5 Concepto de cizalladura vertical.
  - 2.6 Concepto de vorticidad horizontal.
  - 2.7 Modelo conceptual de una célula convectiva con cizalladura estudiado a través del concepto de vorticidad horizontal.
- 3. Marco sinóptico.**
  - 3.1. Situación sinóptica.
  - 3.2. Campos derivados.
- 4. Marco mesoescalar: imágenes de satélite y radar.**

5. Efectos adversos en superficie.
6. Bibliografía y otros datos.
7. Apéndice.

**OBJETIVO.**

Estudiar el fenómeno meteorológico de la convección mediante un caso de estudio, examinando a través de los datos recabados si hubo los ingredientes para que tuviera lugar este episodio de convección otoñal. Caracterizar el entorno atmosférico donde se desarrolló la convección.

**1. DATOS REGISTRADOS.**

El estudio se sitúa en la ciudad de El Ejido, localizada en el sur de la provincia de Almería. Sus coordenadas espaciales son: latitud (36°N 46' 32''), longitud (2° 48' 53''). Su altitud sobre el nivel del mar es de 81 metros.

En cuanto a su situación geográfica, la provincia de Almería cuenta con varias formaciones montañosas en su haber. Sus sistemas montañosos están orientadas de oeste a este. Su pico más alto es "El Chulo", de 2609 metros de altitud.

La localidad de El Ejido se encuentra entre el sistema montañoso de la Sierra de Gádor (al norte) y el mar Mediterráneo al sur. Su geografía es principalmente plana, con algunas ondulaciones.

La franja costera del municipio tiene una longitud de 27 kilómetros.



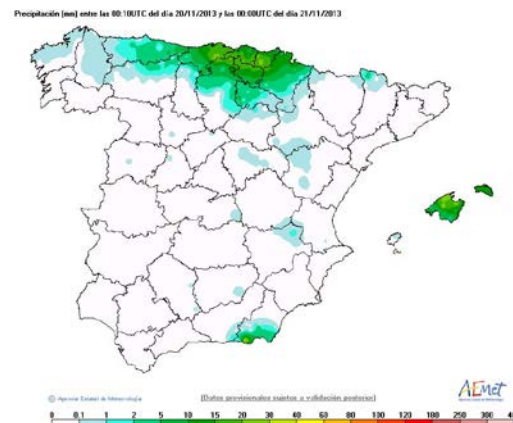
**Figura 1.A.-** Mapa físico de la provincia de Almería. Al suroeste, se sitúa El Ejido. (Fuente: [www.zonu.com](http://www.zonu.com)).



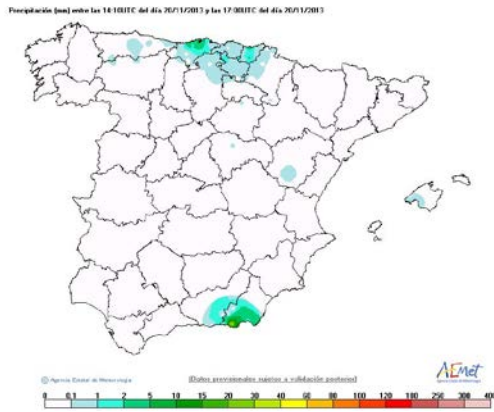
**Figura 1.B.-** Mapa político de la provincia de Almería. Localización del municipio de El Ejido. (Fuente: <http://enciclopedia.us.es>)

El municipio de El Ejido limita al norte con el municipio de Dalías, al este con los municipios de Roquetas de Mar, La Mojonera y Vícar, al oeste con el municipio de Berja y al sur con el mar Mediterráneo.

A continuación, se muestran los datos de precipitación que se registraron en las estaciones de AEMET para ese día a través de los siguientes mapas y tablas de datos.



**Figura 2.-** Precipitación recogida entre las 00 UTC del día 20 y las 00 UTC del día 21.



**Figura 3.-** Precipitación recogida entre las 14 UTC del día 20 y las 17 UTC del día 21.

De la figura 1 se puede intuir que la precipitación registrada en el norte y este de la Península (archipiélago balear) es consecuencia de la entrada de masas de aire del norte, frías y cargadas de humedad. Llama la atención el pequeño entorno de precipitación registrada en el sur de la provincia de Almería. El objeto del presente estudio es averiguar el porqué de este comportamiento, además de conocer la naturaleza de la precipitación y la capacidad que tuvieron los modelos para pronosticar este hecho.

En la tabla I se muestran los datos recogidos por la estación automática de AEMET situada en la localidad de El Ejido. La precipitación total recogida entre las 00 UTC del día 20 y las 00 UTC del día 21 fue de 26.6 mm., destacando que el máximo de precipitación recogida en una hora fue de 26.4 litros a las 15:00 horas.

Día 20-11-2013			
Hora (hhmm)	Temperatura (°C)	Humedad (%)	Precipitación (mm.)
14:20	10.7	84	4.2
14:30	8.0	94	10.8
14:40	7.7	94	8.6
14:50	7.2	97	2.6

**Tabla I.** Datos de la precipitación registrada.

Los valores mostrados en la tabla I muestran que aquel día se produjeron lluvias de carácter torrencial.

## 2. CONSIDERACIONES SOBRE LA CONVECCIÓN.

La convección es un fenómeno que tiene lugar en la atmósfera cuya finalidad es la de redistribuir en la vertical los desequilibrios térmicos y de humedad que se producen en ella.

### 2.1. Modelo conceptual de una célula convectiva simple. Teoría de la burbuja.

El modelo de una célula convectiva simple es el siguiente: en primer lugar, vamos a centrar nuestro estudio en una pequeña porción de aire, que podríamos considerarla de carácter puntual, la cual denominaremos **burbuja**. Sobre ella, tenemos que considerar la **fuerza de empuje** como aquella fuerza que surge como consecuencia de las diferencias de densidad entre la burbuja y el entorno, de forma que producirá ascensos en caso de que la burbuja presente menor densidad que el medio (es decir, esté más caliente que el aire que le rodea), mientras que en caso contrario, se producirá un descenso de ésta hacia niveles más bajos.

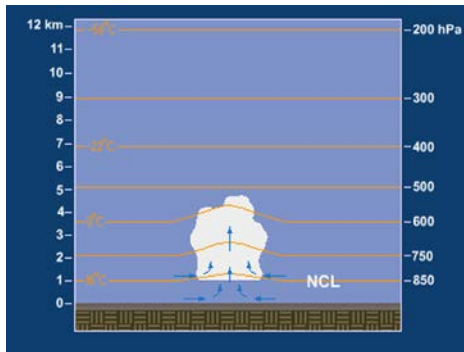
A nivel sinóptico, podemos considerar que estamos en *equilibrio hidrostático*, es decir, el empuje hidrostático y la fuerza de la gravedad se equilibran, de modo que no habrá corrientes convectivas ascendentes y descendentes. Por otra parte, en cuanto a movimientos atmosféricos de tamaños mesoescalares o microescalares, la fuerza de empuje puede ser mayor que la gravedad, impulsando a la burbuja de aire hacia niveles altos y, por consiguiente, violando el equilibrio hidrostático. Esta situación, a diferencia de la anterior, se denomina *equilibrio no hidrostático*.

El punto de partida será estudiar aquellas situaciones de naturaleza *no hidrostática*, de modo que aparezca una aceleración vertical que favorezca la formación de corrientes convectivas en la vertical.

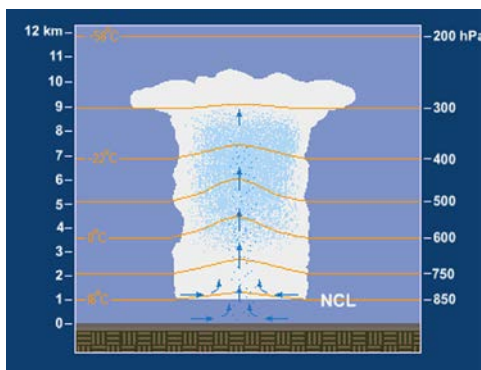
El **ciclo de vida de una célula convectiva simple** es la que se presenta a continuación. En primer lugar, para no complicar las cosas, vamos a considerar la situación más sencilla, en la cual, no tenemos cizalladura del viento.

Así, una vez que la burbuja de aire se ha calentado debido a que está en contacto directo con la superficie terrestre, ésta asciende verticalmente a través de una evolución que, idealmente, se considera adiabática seca (es decir, la burbuja de aire no intercambia calor con el medio que le rodea y además se encuentra en un estado termodinámico lo suficientemente lejano de su punto de saturación). Una vez que alcance el nivel libre de condensación, la humedad de la parcela se satura y por consiguiente, proseguirá su ascenso

a través de una evolución *adiabática húmeda*. Por consideraciones termodinámicas, en esta última evolución, la parcela sufrirá un ritmo de enfriamiento menor que en el primer caso puesto que libera calor latente de vaporización, lo cual ralentiza su ritmo de ascenso y aumenta su flotabilidad con respecto al medio.

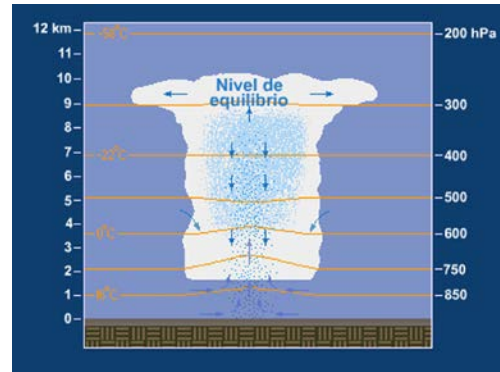


**Figura 4.-** Fase inicial del ciclo de vida de una célula convectiva simple. (Fuente: COMET Program).



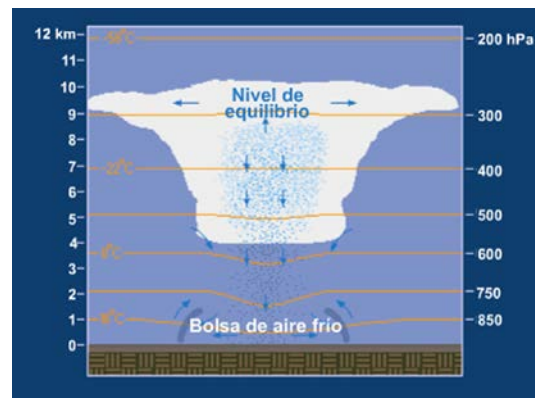
**Figura 5.-** Fase de madurez del ciclo de vida de una célula convectiva simple. (Fuente: COMET Program).

Una vez que la parcela de aire ha superado el nivel de convección libre (NCL), para el cual, su temperatura es mayor que la temperatura del medio exterior (por lo tanto es menos densa), continuará ascendiendo hasta llegar al nivel de equilibrio (NE), que será aquel, tal que la temperatura de la parcela se iguala con la temperatura del medio exterior. En este nivel, todas las burbujas de aire que van llegando procedentes del suelo, se van extendiendo horizontalmente, adoptando la parte superior de la formación nubosa un aspecto en forma de yunque.



**Figura 6.-** Fase de madurez del ciclo de vida de una célula convectiva simple. (Fuente: COMET Program).

Cuando el peso de la humedad condensada excede a la capacidad de la corriente ascendente de sostenerla, ésta comienza a precipitar en el interior de la estructura nubosa. Por tanto, el efecto inicial de la precipitación es la de reducir considerablemente el empuje hidrostático y arrastrar el aire hacia abajo.



**Figura 7.-** Ocaso del ciclo de vida de una célula convectiva simple. (Fuente: COMET Program).

Finalmente, cuando la corriente descendente alcanza la superficie, se expande y forma una bolsa de aire frío, representando el tramo final del ciclo de vida de una célula convectiva. En este caso, el empuje hidrostático es negativo.

## 2.2. Limitaciones de la teoría de la burbuja.

La teoría de la burbuja supone una simplificación de las leyes físicas y de la termodinámica con el fin de poder explicar de manera sencilla los movimientos convectivos de una burbuja en el seno de una masa de aire. Tiene algunas limitaciones, ya que no se consideran los siguientes factores:

- Mezcla con el medio ambiente.
- Cizalladura del viento.
- Peso del agua condensada.

### 2.3. Caracterización de los fenómenos convectivos.

Existen dos procesos asociados al desarrollo y severidad de los fenómenos convectivos. A saber:

- **Flotabilidad:** la cual ejerce un control fundamental sobre los fenómenos convectivos. Está relacionada con la **intensidad** de las corrientes ascendentes y descendentes.
- **Cizalladura vertical del viento:** la cual ejerce un control fundamental sobre la **organización** de la convección mediante la interacción de la corriente ascendente y la interacción con la corriente descendente (frente de racha).

#### 2.3.1. Interacción de la flotabilidad con la corriente ascendente.

El factor más decisivo asociado a la formación de corrientes ascendentes es la existencia de suficiente energía de flotabilidad. Una buena estimación de la energía de flotabilidad disponible para una burbuja de aire es la CAPE, la cual está influenciada por la distribución de flotabilidad y de humedad del medio.

#### 2.3.2. Interacción de la flotabilidad con la corriente descendente.

La importancia de la corriente descendente dentro de una célula convectiva reside en el hecho de que son el origen de la formación de embolsamiento de aire frío en superficie. El borde de ataque de dicho embolsamiento es el frente de racha.

Los principales efectos que influyen positivamente en la intensidad de las corrientes descendentes de origen convectivo son la presencia de precipitación en la corriente ascendente y la evaporación.

### 2.4. Ingredientes necesarios para el desarrollo de convección profunda.

Los ingredientes necesarios para la aparición y desarrollo de un fenómeno convectivo en la atmósfera, son los siguientes:

- Que el entorno sea condicionalmente **inestable**.
- Que exista suficiente **humedad** para que las burbujas, en caso de ser forzada a ascender, puedan alcanzar el nivel de convección libre (NCL).
- Que esté presente un **mecanismo** de forzamiento o de **disparo** (vaguadas, frentes, ascensos orográficos, frentes de racha, ondas gravitatorias, etc.) para elevar la burbuja hasta el nivel de

convección libre (NCL). Activan el mecanismo de convección.

Dentro del mecanismo de disparo, destacamos:

- A escala sinóptica: vaguadas, DANA, máximos de viento, divergencia en niveles altos/ convergencia en niveles bajos, advección cálida y húmeda en niveles bajos y fría y seca en niveles altos.
- A nivel mesoescalar: convergencia en frentes, accidentes orográficos, frentes de racha.
- Escala de convección: frentes de racha, descendencias delanteras y traseras de la convección profunda.

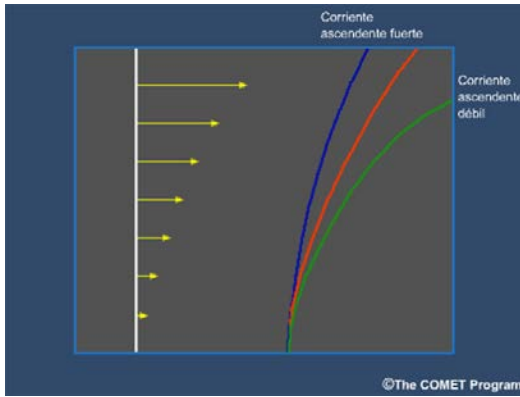
Para predecir la aparición de convección, es necesario conocer con exactitud si estos ingredientes están presentes en un determinado lugar al mismo tiempo.

### 2.5. Concepto de cizalladura vertical.

La cizalladura vertical del viento es la variación en la dirección vertical que sufre el vector velocidad del viento en módulo, dirección o sentido. Su primer efecto es tal que contribuye a quitar energía a la corriente ascendente (es decir, actúa como “cortante”), de modo que si la corriente ascendente es débil en comparación con la cizalladura, ésta se disipará y la nube de desarrollo puede acabar desintegrándose.

En cambio, si la corriente ascendente es intensa con relación a la cizalladura, ésta se inclinará, haciendo posible que las corrientes ascendentes y descendentes no se estorben entre sí, favoreciendo que la corriente ascendente no erosione a la descendente. Por este motivo, decimos que la principal misión de la cizalladura, en el mejor de los casos, es la de organizar una célula convectiva y dejar la puerta abierta a la formación de estructuras multicelulares.

El papel de la cizalladura vertical del viento es la de transformar el impulso vertical de la corriente ascendente en impulso horizontal, provocando una inclinación de dicha corriente. El grado de inclinación dependerá de las intensidades de la corriente ascendente y de la cizalladura vertical del viento respectivamente.



**Figura 8.-** Interacción de la cizalladura vertical del viento con las corrientes ascendentes: la inclinación de la corriente ascendente es tanto mayor cuanto menor sea su intensidad en comparación con la cizalladura vertical. (En azul se indica la corriente ascendente fuerte y en verde la corriente ascendente débil). (Fuente: COMET Program).

## 2.6. Concepto de vorticidad horizontal.

La vorticidad es una medida del grado e intensidad de rotación de un fluido. Su expresión matemática, en coordenadas naturales es la siguiente:

$$\xi = -\frac{\partial V}{\partial n} + \frac{V}{R_n}$$

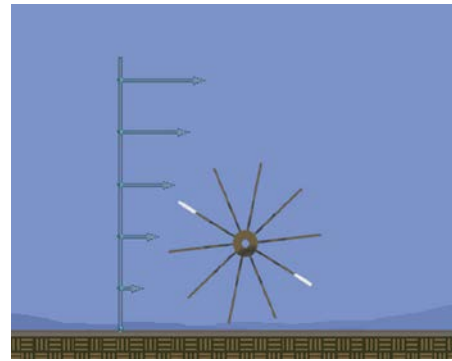
La anterior expresión viene a decirnos que existen dos situaciones para las cuales, tenemos vorticidad:

$\frac{\partial V}{\partial n}$  : vorticidad por cizalladura vertical;

$\frac{V}{R_n}$  : vorticidad por curvatura

La vorticidad horizontal surge como consecuencia de la interacción de las corrientes ascendente y descendente con el medio exterior dentro de un proceso convectivo.

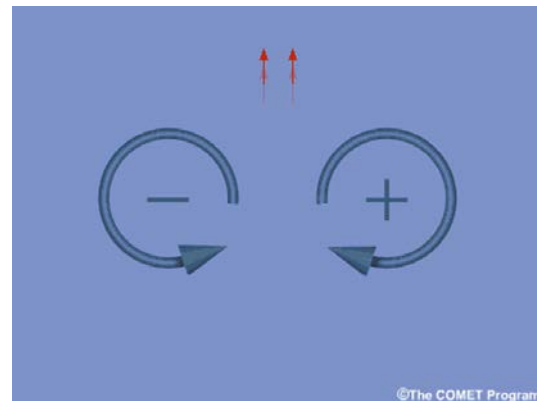
Un perfil del viento con cizalladura vertical produce vorticidad horizontal en la atmósfera. Para mejorar la comprensión de este efecto, se ha dibujado una rueda con paletas ficticia, que gira como consecuencia de la variación que experimenta en la vertical el vector velocidad del viento.



**Figura 9.-** Representación didáctica del concepto de vorticidad horizontal, a través de una rueda de paletas “ficticia”, que gira como consecuencia de la existencia de cizalladura vertical del viento. (Fuente: COMET Program).

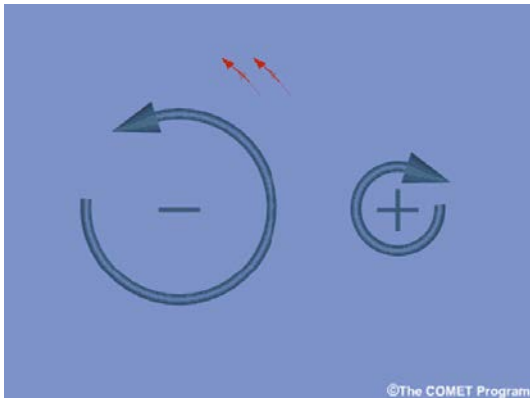
La vorticidad horizontal puede ser negativa o positiva. Para verla, se tiene que aplicar la regla de la mano derecha (o regla de Maxwell), de forma que si al girar, el pulgar apunta hacia el papel, tendremos vorticidad horizontal positiva. En caso contrario, estaríamos hablando de vorticidad horizontal negativa.

Los vórtices positivos y negativos interactúan entre sí, produciendo diferentes efectos. En primer lugar, si los dos vórtices son de signos contrarios y de la misma magnitud, éstos generan un intenso chorro vertical.



**Figura 10.-** Interacción de dos vórtices de signos contrarios, de igual magnitud, los cuales producen un chorro vertical ascendente. (Fuente: COMET Program).

En cambio, si se considera la misma situación que antes, pero con la diferencia de que ahora los vórtices no tienen igual magnitud, tendrá lugar la formación de un chorro en la dirección vertical, pero con una inclinación hacia el vórtice que tiene mayor magnitud (figura 11).



**Figura 11.-** Interacción de dos vórtices de signos contrarios, pero de diferente magnitud los cuales producen un chorro vertical ascendente, se forma que se inclina hacia el vórtice que mayor magnitud presenta. (Fuente: COMET Program).

Es evidente que dos vórtices que presentan igual signo e igual magnitud, no generan una corriente vertical ascendente.

## 2.7. Modelo conceptual de una célula convectiva con cizalladura estudiado a través del concepto de vorticidad horizontal.

Se va a tratar el modelo de la burbuja simple que se estudió en el punto 2.1, pero ahora teniendo en cuenta los efectos de la cizalladura vertical del viento, proporcionando una visión más realista de lo que constituye un fenómeno convectivo.

### 2.7.1. Interacción de la cizalladura con la corriente ascendente.-

En primer lugar, se considera una corriente que asciende como consecuencia del calentamiento que sufre por el hecho de estar en contacto con la superficie terrestre. Durante su ascenso, ésta genera vorticidad horizontal a cada uno de sus lados, como consecuencia del gradiente horizontal del empuje hidrostático a través de la corriente ascendente. En efecto, puede observarse que durante el ascenso, existe un máximo de velocidad vertical en el centro de la corriente, mientras que en los laterales, existe una velocidad mínima, dando lugar a la aparición de vórtices de signo positivo a la derecha de la corriente ascendente y vórtices de signo negativo a la izquierda de ésta. Cuando no existe cizalladura, los vórtices de signos contrarios están en equilibrio y por tanto, la corriente ascendente sigue una trayectoria vertical rectilínea.



**Figura 12.-** Explicación de la formación de una corriente ascendente a través del concepto de vorticidad horizontal. (Fuente: COMET Program).

Ahora bien, en el caso de que exista una cizalladura vertical del viento, ésta introducirá una vorticidad adicional que hará que la corriente ascendente se incline en la misma dirección y sentido que el vector cizalladura (es decir, en la dirección de propagación de la cizalladura), siempre y cuando ésta presente una intensidad mayor en comparación con la cizalladura.

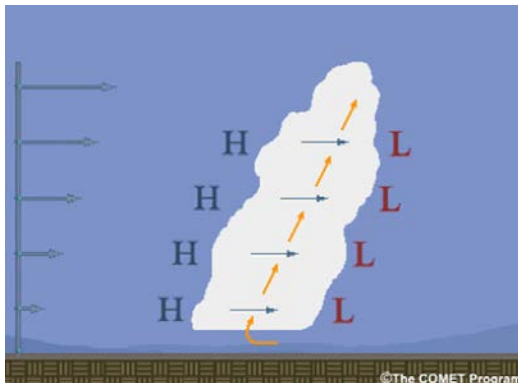
Por consiguiente, existirá una vorticidad inherente a la corriente ascendente además de una vorticidad debido a la cizalladura del viento.



**Figura 13.-** Explicación de la formación de una corriente ascendente a través del concepto de vorticidad horizontal en el caso en que exista una cizalladura vertical del viento. (Fuente: COMET Program).

Este mismo efecto puede ser interpretado de forma alternativa: la corriente ascendente, conforme va desarrollándose, bloquea parcialmente el flujo de propagación de la cizalladura, creando un efecto dinámico de presión alta a la izquierda de la corriente ascendente y de presión baja a la derecha de la corriente ascendente. Así, a medida que las burbujas de aire ascienden en la vertical, éstas experimentan una inclinación con respecto a la

vertical, como consecuencia del establecimiento de un gradiente de presión, formado a partir de la interacción de la cizalladura y la corriente ascendente.



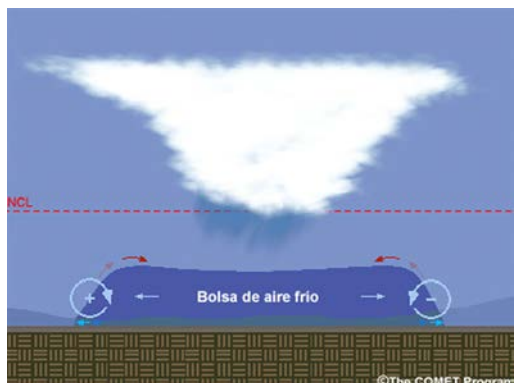
**Figura 14.-** Explicación alternativa de la interacción de la cizalladura y la corriente ascendente a partir del establecimiento de un gradiente de presión en la dirección horizontal. (Fuente: COMET Program).

### 2.7.2. Interacción de la cizalladura con el frente de racha.-

El papel que juega el frente de racha y el embolsamiento de aire frío de origen convectivo es de gran importancia.

El frente de racha constituye la parte delantera (o también denominada borde de ataque) de la corriente descendente. La presencia de cizalladura es de notable importancia para el desarrollo de convección organizada.

El embolsamiento de aire frío tiene su origen en la corriente descendente y su intensidad está relacionada con la presencia de precipitación y de evaporación. Además, está caracterizado por las circulaciones asociadas al frente de racha. Estas circulaciones son consecuencia de la existencia de gradientes horizontales de flotabilidad a través del frente de racha.

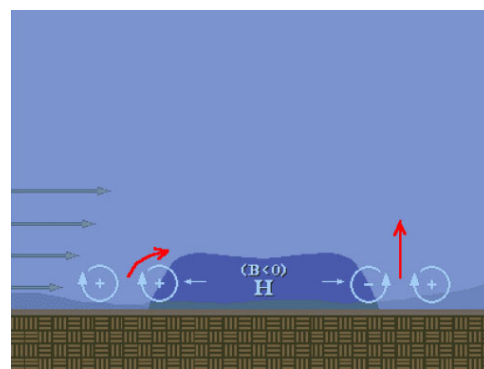


**Figura 15.-** Representación gráfica del frente de racha, caracterizado por el establecimiento de circulaciones o vórtices consecuencia de la

existencia de un gradiente horizontal de flotabilidad. (Fuente: COMET Program).

La circulación en el borde de ataque tiende a empujar el aire frío hacia fuera del embolsamiento frío y a elevar el aire cálido por delante del frente de racha, provocando el establecimiento de una circulación que posibilita un ascenso muy poco profundo de aire cálido, ya que este tiende a ser devuelto a la superficie por detrás del frente de racha.

Ahora bien, la presencia de cizalladura vertical en las capas bajas de la atmósfera cambia el planteamiento anterior, de forma que ésta induce una vorticidad horizontal.

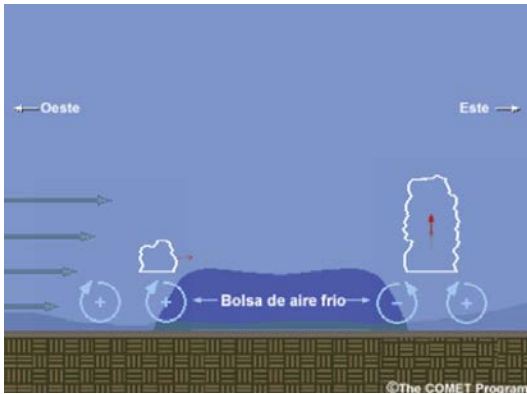


**Figura 16.-** Interacción entre la vorticidad inducida por la cizalladura y la vorticidad implícita al frente de racha. (Fuente: COMET Program).

En efecto, si se considera una situación, en la cual, se tiene una cizalladura vertical de un viento que viene del oeste (es decir, hay un incremento del vector velocidad del viento con la altura). Entonces, este efecto inducirá una vorticidad horizontal, que denomina vorticidad *horizontal ambiental*. Éste vórtice será de signo positivo (figura 16).

En este estado de cosas, la vorticidad ambiental positiva, al acoplarse con el vórtice del frente de racha de signo negativo, provocará un ascenso más profundo del aire cálido.





**Figura 17.-** Interacción entre la vorticidad inducida por la cizalladura y la vorticidad implícita al frente de racha. Esto produce un ascenso vigoroso de aire cálido en la parte derecha del frente de racha. (Fuente: COMET Program).

Así, la interacción de la cizalladura y la bolsa de aire frío pueden intensificar el ascenso en un costado preferencial del frente de racha, favoreciendo la posibilidad de la formación de estructuras multicelulares.

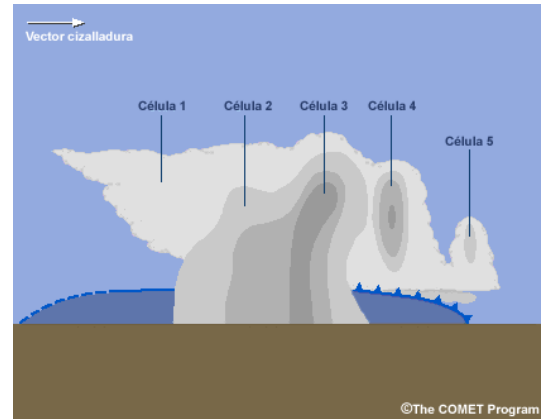
Por tanto, la convección, además de generar vórtices, en cooperación con la vorticidad del viento, da lugar a una parte más organizada, que se corresponde (figura 17) con la zona este (a la derecha de la bolsa de aire frío).

La mayor elevación del aire ocurrirá cuando la vorticidad horizontal asociada con el frente de racha sea similar en magnitud pero de sentido opuesto a la asociada con la cizalladura del viento en niveles bajos.

### 2.7.3. Multicélula.

Una multicélula está formada por un conjunto de células en distintas fases de desarrollo. Se desarrollan en ambientes que contienen suficiente energía de flotabilidad y moderada cizalladura vertical del viento y presentan un grado de organización mayor que las células ordinarias. El frente de racha asociado a una célula que se disipa, dispara la formación de nuevas células y, al existir cizalladura vertical, las corrientes ascendentes y descendentes están desacopladas, por lo que el sistema multicelular tiene un ciclo de vida más largo que las células ordinarias, pudiéndose prolongar durante horas y llegar a afectar a grandes extensiones.

Los efectos asociados a las multicélulas pueden ser los mismos que a las células ordinarias, pero más persistentes, debido a la creación de nuevas células.



**Figura 18.-** Estructura de una multicelular. (Fuente: COMET Program).

### 2.7.4. Supercélulas.

Una supercélula es un foco convectivo que posee una profunda y persistente corriente ascendente en rotación (mesociclón). Su denominación es debido al hecho de que, aunque son aproximadamente del mismo tamaño que las multicélulas, la estructura de la nube, los movimientos del aire y los procesos de precipitación están dominados por una circulación simple, que consiste en una gran pareja de corrientes ascendente/ descendente.

Se desarrollan en entornos de moderada a fuerte cizalladura vertical del viento y de moderada a alta inestabilidad, pudiendo evolucionar a partir de tormentas multicelulares. Sin embargo, la evolución y estructura general de las supercélulas sugieren que poseen una dinámica diferente del resto de la convección. Son más grandes, intensas y persistentes y tienen mayor probabilidad de producir tiempo severo que cualquier otro tipo de tormentas.

## 3. MARCO SINÓPTICO.

El análisis de la predicción para el día 20 (desde un punto de vista espacial y temporal), ha de seguir un orden adecuado, conocido como *embudo meteorológico*. De esta forma, inicialmente se parte de una situación puntual generalista (nivel sinóptico) y sucesivamente, se va acotando y enfocando hacia un escenario local (nivel mesoescalar) que constituye el objeto de estudio.

Los modelos son una herramienta esencial para la predicción puesto que, en conjunción con los conocimientos meteorológicos que posee el predictor, pueden arrojar conclusiones y resultados satisfactorios para pronosticar una determinada situación meteorológica, en un día en concreto.

Cuantos más modelos conceptuales posea el predictor, más conocimiento tendrá de todo

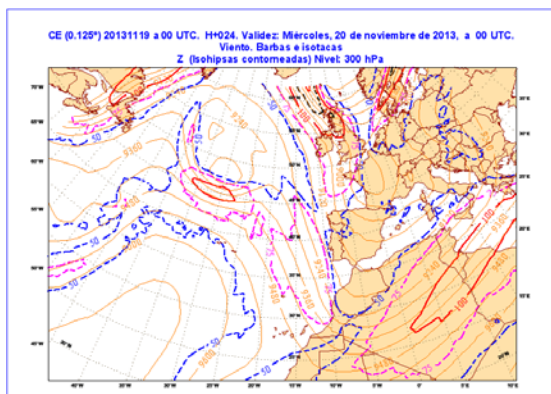
aquello que ocurre en la atmósfera, con lo cual, su aportación a la labor de predicción será más valiosa.

### 3.1. Análisis de campos básicos.

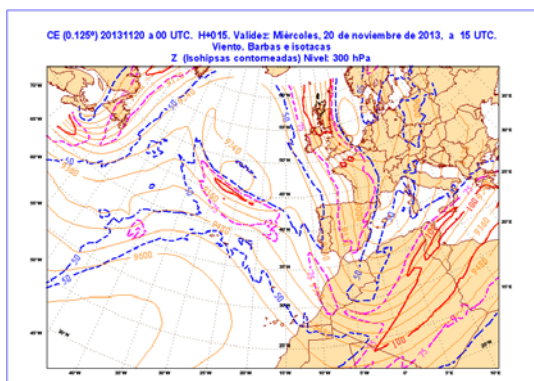
La situación a nivel sinóptico prevista para la Península según el modelo determinista de muy alta resolución del CE, va a ser analizada en tres niveles: 300 hPa., 500 hPa. y superficie.

#### 3.1.1. Nivel de 300 hPa. Velocidad del viento.

En el análisis del nivel de 300 hPa. se muestran mapas de la velocidad del viento (medido en nudos, kt.). Este nivel se encuentra aproximadamente a 9000 metros de altura.



**Figura 19.-** Situación sinóptica prevista del modelo determinista de muy alta resolución CE en la pasada del martes 19 de noviembre, a las 00 UTC, válido a H+24.



**Figura 20.-** Situación sinóptica prevista en el nivel de 300 hPa., del modelo determinista de muy alta resolución CE, en la pasada del miércoles 20 de noviembre, a las 00 UTC, válido a H+15.

En las figuras 19 y 20 aparece la situación prevista para el día 20 de noviembre, en dos pasadas diferentes del modelo determinista de muy alta resolución del CE. Se representa la velocidad del viento (isótacas) y las isohipsas en el nivel de 300 hPa.

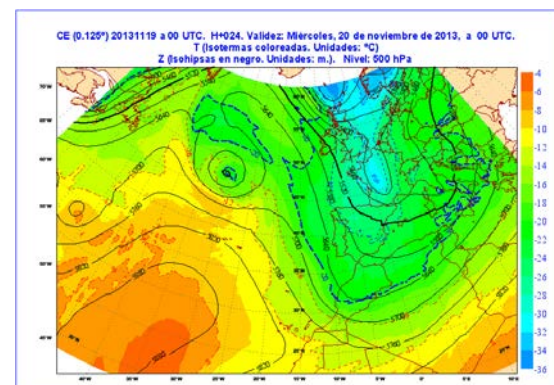
En la pasada del día 19 de noviembre, a las 00 UTC, se observa que las isohipsas forman una

vaguada dinámica sobre la Península, teniendo en su parte trasera, un chorro de aire. Conforme avanzan las horas, en la pasada posterior del día 20 de noviembre, a las 00 UTC, se observa cómo esa vaguada se estrecha hacia la Península, intensificándose el flujo situado en la parte trasera a ésta, apuntado hacia Almería en su lado izquierdo.

Ese máximo de viento, que apunta hacia Almería en su lado izquierdo, produce ascensos ageostróficos, pudieron favorecer la formación del fenómeno convectivo que estamos estudiando. Esta configuración se corresponde con el modelo conceptual del *Jet streak ageostrophic circulation* (véase apéndice).

#### 3.1.2. Nivel de 500 hPa. Temperatura.

En el análisis del nivel de 500 hPa., se representan los mapas previstos para la temperatura y geopotencial.

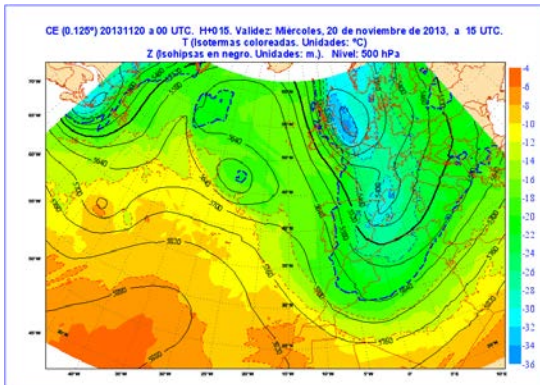


**Figura 21.-** Situación sinóptica prevista del modelo determinista de muy alta resolución CE en el nivel de 500 hPa., en la pasada del martes 19 de noviembre, a las 00 UTC, válido a H+24. La escala de colores denotan los valores de la temperatura, mientras que las isolíneas se corresponden con las isohipsas.

En la pasada del día 19 de noviembre, a las 00 UTC (figura 21), se muestra una configuración de las isohipsas en forma de vaguada térmica y dinámica, la cual posibilita la advección de aire frío procedente de latitudes más altas hacia la Península. Las masas de aire que invaden la Península son de naturaleza marítima polar, ya que su paso por el océano Atlántico hace que se carguen de humedad y por consiguiente, lleguen a nuestras latitudes con un alto grado de inestabilidad.

En la pasada del día 20 de noviembre, a las 00 UTC (figura 22), se muestra un pronunciamiento de la vaguada, generando una

bajada de temperaturas generalizada sobre la mayor parte de la Península.



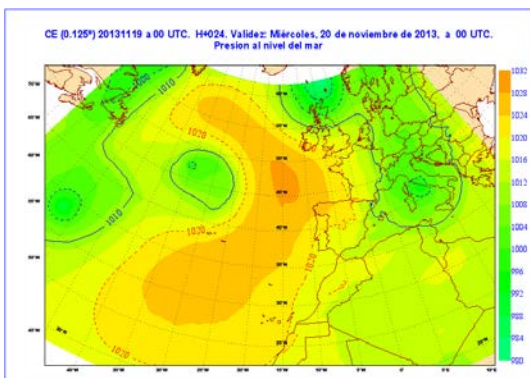
**Figura 22.-** Situación sinóptica prevista del modelo determinista de muy alta resolución CE en el nivel de 500 hPa., en la pasada del miércoles 20 de noviembre, a las 00 UTC, válido a H+15. Las isoáreas se corresponden con valores de la temperatura, mientras que las isolíneas se corresponden con las isohipsas.

### 3.1.3. Nivel de superficie. Presión.

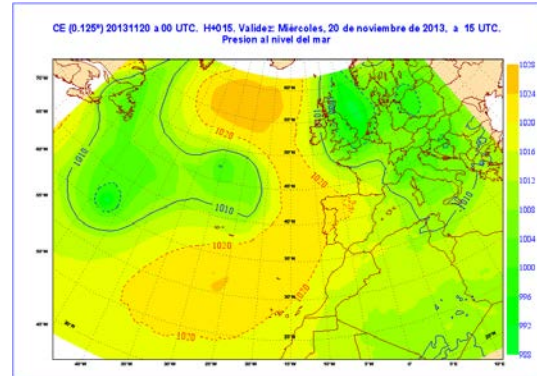
En el análisis del nivel de superficie, se muestran los mapas correspondientes a la presión.

Las figuras 23 y 24 muestran el reflejo en superficie de la configuración que se analizó en los puntos precedentes de lo que ocurre en altura. A tenor de la forma que tienen las isóbaras, el establecimiento de una corriente zonal sobre la Península, favorece la llegada de masas de aire de carácter frío.

De esta forma, se puede concluir que, en cuanto al análisis del marco sinóptico, se prevé para el día 20 de noviembre una bajada generalizada de temperaturas y posibilidad de chubascos en el norte de la Península.



**Figura 23.-** Situación sinóptica prevista del modelo determinista de muy alta resolución CE en el nivel de superficie., en la pasada del miércoles 19 de noviembre, a las 00 UTC. Válido a H+24.



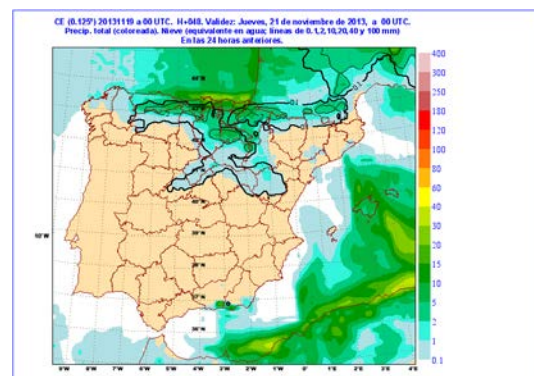
**Figura 24.-** Situación sinóptica prevista del modelo determinista de muy alta resolución CE en el nivel de superficie., en la pasada del miércoles 20 de noviembre, a las 00 UTC. Válido a H+15.

## 3.2. Análisis de campos derivados.

Una vez estudiada la situación prevista para los campos básicos, el objetivo en este punto será el estudio de los campos derivados que están relacionados con la intensidad y caracterización de la convección. Se analizará: Humedad (campos de precipitación), inestabilidad (CAPE, CAPEMAX) y la cizalladura.

### 3.2.1. Precipitación.

El análisis de la precipitación prevista para el día 20 se muestra en las figuras 25, 26 y 27 respectivamente.

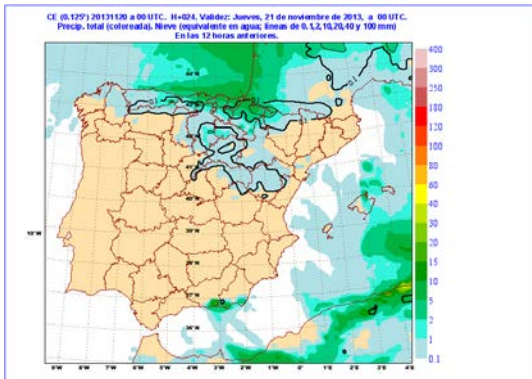


**Figura 25.-** Mapa previsto para la precipitación acumulada en las 24 horas anteriores, según el modelo determinista de muy alta resolución CE. Pasada del día 19 de noviembre. Válido a H+48.

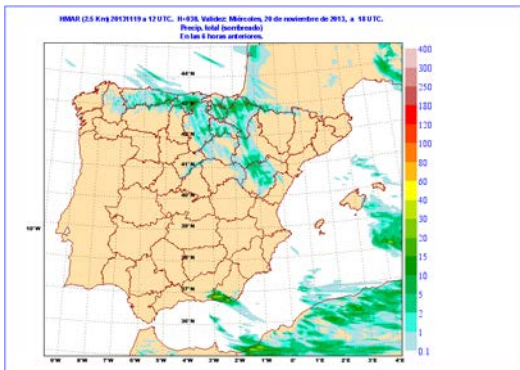
Se ha presentado las salidas correspondientes a dos modelos de diferente naturaleza. La principal diferencia entre el modelo determinista de muy alta resolución CE y el modelo HARM es que, el primero utiliza la aproximación

hidrostática a diferencia del segundo. Así, este último, considera los movimientos verticales que pueda darse en la columna de aire atmosférica.

En todos ellos existe bastante correspondencia en la previsión que consideran. Llama especialmente la atención que, en nuestra zona espacial de estudio (El Ejido) se pronosticaba una considerable cantidad de precipitación.



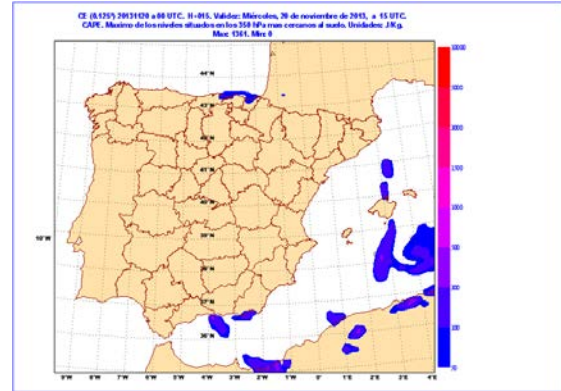
**Figura 26.-** Mapa previsto para la precipitación acumulada en las 12 horas anteriores, según el modelo determinista de muy alta resolución CE. Pasada del día 20 de noviembre. Válido a H+24.



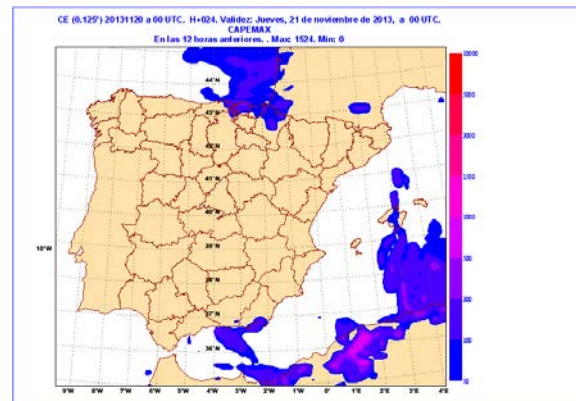
**Figura 27.-** Mapa previsto para la precipitación acumulada en las 6 horas anteriores, según el modelo HARM. Pasada del día 19 de noviembre. Válido a H+30.

### 3.2.2. Índice CAPE y CAPEMAX.

Se analiza la inestabilidad a través de los índices CAPE y CAPEMÁX.



**Figura 28.-** Mapa previsto para la CAPE. Modelo determinista de muy alta resolución CE. Pasada del día 20 de noviembre a las 00 UTC. Válido a H +15.



**Figura 29.-** Mapa previsto para la CAPEMAX e las 12 horas anteriores a la pasada del modelo determinista de muy alta resolución CE (20 de noviembre a las 00 UTC). Válido a H+24.

En las figuras 28 y 29 se representan las situaciones pronosticadas para los índices de la CAPE y la CAPEMAX (valores máximos que presenta el primero). Este índice nos da una estimación de las zonas que son candidatas a tener ascensos y por lo tanto, inestabilidad.

En este caso, se pronostican valores significativamente altos de la CAPE y CAPEMAX en el noroeste y en el sureste de la Península, coincidentes con las mismas zonas, en las que se pronosticaba precipitación. Así, podemos sugerir que parte de esa precipitación, puede ser de origen convectivo.

### 3.3. Análisis de campos para la previsión de la convección.

Se va a estudiar la previsión de la convección a través de una serie de índices, calculados a partir del modelo HIRLAM: LI, CAPE, SHR y campos de la precipitación.

El **índice lifted (LI)** es una medida de la flotabilidad, el cual se calcula a partir de la siguiente expresión:  $LI = T_a^{500} - T_b^{500}$

En donde  $T_a^{500}$  representa la temperatura del ambiente en el nivel de 500 hPa. y  $T_b^{500}$  la temperatura a la que llega la burbuja a dicho nivel. Proporciona una estimación de las zonas más inestables. Sus posibles valores son los siguientes:

Valor LI (°C)	Grado estimativo de estabilidad
> 0	Estable
0 a -3	Inestable
-3 a -6	Moderadamente inestable
-6 a -9	Muy inestable
< -9	Extremadamente inestable

**Tabla II.** Valores del índice LI.

Su unidad de medida en el S.I. es el grado centígrado puesto que tiene dimensiones de temperatura.

La **CAPE (Energía Potencial Disponible)** representa la cantidad de energía de flotabilidad disponible para una burbuja de aire que se eleva vertical y libremente. Es una medida del área geométrica existente en un sondeo entre la línea de evolución de la burbuja y la línea de estado, desde el nivel de convección libre (NCL) y el nivel de equilibrio (NE). Cuanto mayor sea la diferencia de temperatura entre el medio y la burbuja de aire, mayores valores tendremos para la CAPE.

La CAPE representaría la flotabilidad positiva integrada verticalmente de una parcela o burbuja que experimenta un ascenso sin interactuar con el medio y sin recibir ningún tipo de energía exterior (evolución adiabática). Depende de la distribución de humedad y flotabilidad del medio y además es muy sensible al nivel de partida de la burbuja de aire.

Se trata de un índice adecuado para delimitar zonas en las que la intensidad de las corriente ascendente puede ser mayor. Sus posibles valores se muestran en la tabla III.

Valor CAPE (J/Kg)	Grado estimativo de estabilidad
< 0	Estable
0 a 1000	Inestable
1000 a 2500	Moderadamente inestable
2500 a 3500	Muy inestable
>3500-4000	Extremadamente inestable

**Tabla III.** Valores del índice de la CAPE.

Sus dimensiones son de energía, por tanto su unidad de medida en el SI es el Julio por kilogramo.

**CIZ6** representa la cizalladura entre el viento medio en los primeros 500 metros y el viento medio en los 6 primeros kilómetros. Presenta valores entre los 7 m/s y los 25 m/s. Permite evaluar la posibilidad de organización de los fenómenos convectivos. Para valores inferiores a 7 m/s la posibilidad de organización de la convección es bastante menor que para valores superiores. Con valores muy altos, superiores a 20 m/s, la cizalladura vertical del viento puede ser un factor limitador tanto de la intensidad como de la organización de los desarrollos convectivos. Suele representarse junto con el viento (medido en kt.) en 500 hPa.

$$CIZ6 = V_m^{6000} - V_m^{500}$$

En la tabla IV, se presenta un cuadro orientativo de los valores que puede adoptar este parámetro:

Valor CIZ6 (m/s)	Grado estimativo de organización
< 7-9	Células ordinarias
>9 <20	Multicélulas
>20-25	Supercélulas

**Tabla IV.** Valores del índice CIZ6.

En primera instancia, la cizalladura actúa como cortante frente a la convección, pero puede ocurrir que ésta la organice, dando lugar a una estructura convectiva de mayor ciclo de vida.

La **Helicidad relativa a la tormenta (SRH)** es una medida de la componente horizontal de vorticidad paralela al flujo que alimenta la tormenta y puede servir como una estimación de la capacidad para generar rotación en la

corriente ascendente. Se calcula para los primeros cuatro kilómetros del sondeo. Tiene valores entre 100 y 500  $m^2/s^2$ . En principio, valores superiores a 150  $m^2/s^2$  son significativos de cara al posible desarrollo de supercélulas.

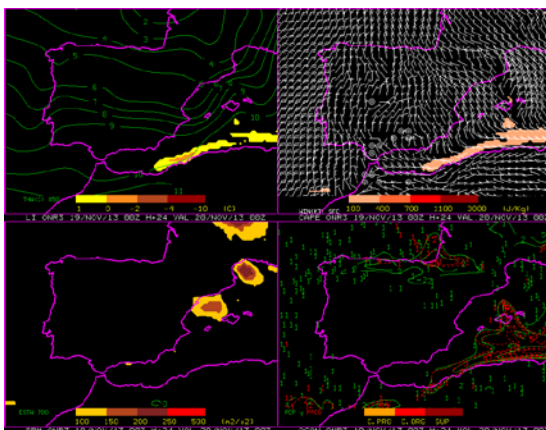
La helicidad relativa trata de sumergirse en la escala local. Es un indicador que permite saber si en el entorno sinóptico existe la posibilidad de que haya mesociclones, es decir, en aquellas zonas que son propensas a la convección, ver si existen factores sinópticos que pueden favorecer la existencia de mesociclones (pequeñas corrientes ascendentes que giran).

Tanto la **cizalladura** como la **helicidad relativa** son parámetros que no tienen sentido *persé*, es decir, cobran importancia y las tenemos que tener en cuenta, en aquellas zonas en las que se presente una estabilidad baja.

La humedad la podemos ver en un sondeo, mediante la curva del punto de rocío. Otra posibilidad de estudiarla es a través del parámetro **PW**, el cual representa el agua precipitable integrada en la columna que va desde la superficie hasta el nivel de 300 hPa., es decir, la disponibilidad de precipitación en una zona determinada. Ello da una idea de la precipitación teórica y muestra si la convección va a encontrar un entorno favorable a la precipitación.

Presenta unos valores entre 18-50 mm. En tonos verdes aparecen las zonas en las que existe un contenido de agua precipitable superior a 27 mm., un valor que podría considerarse como elevado.

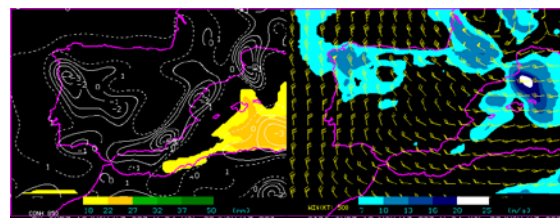
A continuación, se muestra la representación gráfica de los distintos campos que facilitan la predicción de un episodio convectivo como el que se está estudiando. Se analizarán algunos mapas previstos para el día 20 de noviembre.



**Figura 30.-** Índices de diagnóstico convectivo. Pasada del modelo HIRLAM del día 19 de noviembre a las 00 UTC, válido a H+24.

En la figura 33, en la fila superior, a la izquierda, las zonas señaladas en color representan el índice Lifted (LI) y las isolíneas, la temperatura potencial en 850 hPa., siendo esta última un buen indicador de la separación entre masas de aire de diferente naturaleza. Así, en este caso, se puede observar una invasión de aire frío procedente altas latitudes hacia la Península. A la derecha, se muestra el índice de la CAPE junto con el viento en superficie, lo cual da cuenta de la inestabilidad en niveles bajos.

Por otra parte, en el mapa inferior de la izquierda las zonas señaladas en color se corresponden con el índice SRH (helicidad relativa), localizándose sobre el delta del Ebro y el golfo de León. A la derecha, la precipitación denotada en color verde muestra la prevista y resuelta por el modelo, mientras que la denotada en color rojo, se corresponde con la precipitación de origen convectivo o parametrizada. Ésta última no está relacionada con la propia dinámica del modelo, sino que se obtiene a partir de parametrizaciones físicas, haciendo consideraciones de balance hídrico y radiativo.

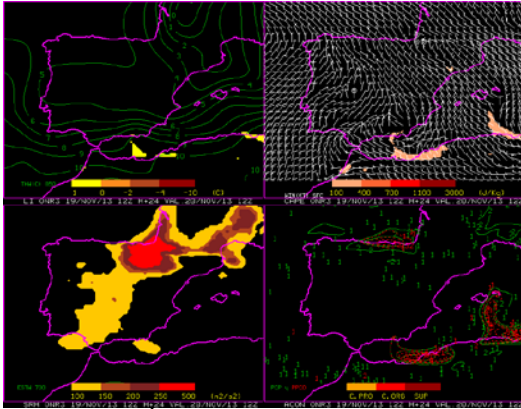


**Figura 31.-** Índices de diagnóstico convectivo. Pasada del modelo HIRLAM del día 19 de noviembre a las 00 UTC, válido a H+24.

En la figura 34 se muestra a la izquierda el mapa de agua teórica medida en milímetros, junto con las isolíneas, que representan las zonas de convergencia de la humedad en el nivel de 850 hPa. (los valores positivos indican divergencia, mientras que los valores negativos indican convergencia). En esta pasada del modelo, se puede observar que, en el sureste de la Península y zonas próximas al archipiélago de las Baleares, las isolíneas marcan zonas de convergencia.

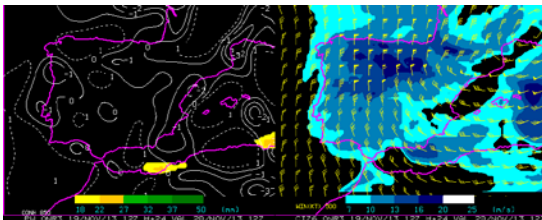
Por otra parte, a la derecha se representa la cizalladura (diferencia vectorial del viento medio a las alturas de 500 m y 6 Km respectivamente). Se observa una zona de

máxima cizalladura al norte de las Islas Baleares.



**Figura 32.-** Índices de diagnóstico convectivo. Pasada del modelo HIRLAM del día 19 de noviembre a las 12UTC, válido a H+24.

En la figura 35, en el mapa correspondiente a la temperatura, aparece una anomalía positiva de temperatura en la zona sur de la Península. Puede apreciarse cómo ésta actúa de obstáculo frente a la invasión de masas de aire fría procedente de latitudes altas, a tenor de la forma ondulada de las isolíneas de temperatura potencial. Por otra parte, aparece una zona con valores significativamente altos de Helicidad relativa en el norte de la Península, pronosticándose además, lluvia de carácter convectivo. Se puede pensar que ambos efectos pudieran estar relacionados, es decir, que la Helicidad relativa (que contribuye a la organización) actúe como ingrediente de la lluvia convectiva en el norte de la Península.



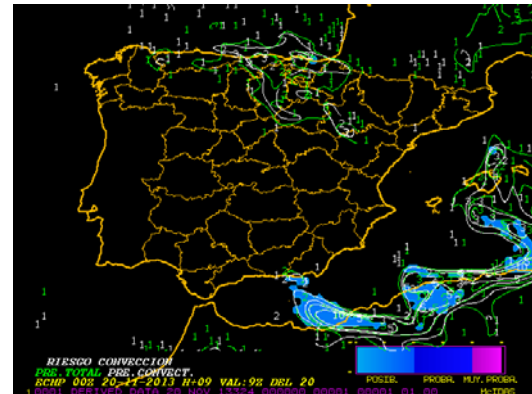
**Figura 33.-** Índices de diagnóstico convectivo. Pasada del modelo HIRLAM del día 19 de noviembre a las 12UTC, válido a H+24.

La figura 36 muestra, a la izquierda, la cantidad de agua precipitable junto con las zonas de convergencia de humedad en el nivel de 850 hPa., mientras que a la derecha se muestra la cizalladura entre el viento medio en los primeros 500 metros y el viento medio en los 6 primeros kilómetros junto con el viento en el nivel de 500 hPa., observándose regiones de alta cizalladura en el sur de la Península Ibérica y en las Islas Baleares.

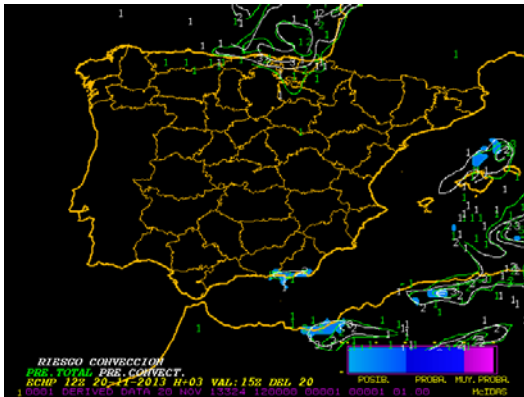
### 3.3. Campos de predicción avanzados para la convección.

En este apartado vamos a mostrar algunos mapas previstos para ese día que dan una idea al predictor de la probabilidad de que un fenómeno adverso tenga lugar. Se han obtenido de una página que actualmente está en desarrollo, diseñada por el centro meteorológico de AEMET de Málaga.

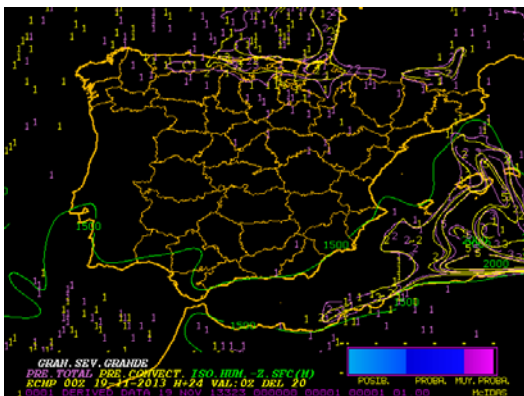
Se trata de una página, en la cual, en periodos de tres horas, representa diferentes campos meteorológicos, procedentes del modelo determinista de muy alta resolución del CE, que trata de posibilitar al predictor la visualización de entornos favorables espaciales para que se produzca meteorología adversa. Su principal misión es que el predictor tenga en cuenta, en primera aproximación, aquellas zonas que en principio, pueden tener lugar fenómenos adversos (intensas precipitaciones: como granizadas, intensas lluvias que puedan ocasionar importantes inundaciones). Es evidente, que los resultados que se desprendan del análisis llevado a través de esta herramienta, no son concluyentes.



**Figura 34.-** Mapa de análisis de predicción de meteorología adversa. Datos procedentes del modelo determinista de muy alta resolución CE para la pasada del día 20 a las 00 UTC, cuyo alcance de validez es H+9. Podemos apreciar una zona que tiene un importante riesgo de convección en la zona sur de España (provincia de Almería) y en el archipiélago de las Baleares. El mensaje que nos transmite este mapa es que tenemos que focalizar nuestro interés en dichas zonas, puesto que son muy susceptibles para el desarrollo de fenómenos convectivos.



**Figura 35.-** Mapa de análisis de predicción de meteorología adversa. Datos procedentes del modelo determinista de muy alta resolución CE para la pasada del día 20 a las 12 UTC, cuyo alcance de validez es H+3. En la zona de El Ejido, sigue existiendo una alerta por el posible desarrollo de fenómenos convectivos.



**Figura 36.-** Mapa de análisis de predicción de meteorología adversa. Datos procedentes del modelo determinista de muy alta resolución CE para la pasada del día 19 a las 00 UTC, cuyo alcance de validez es H+24. Aquí se muestra la probabilidad de granizada severa grande, observando en la zona de El Ejido (Almería) valores que indican una alta probabilidad de ocurrencia de dicho fenómeno adverso.

### 3.2.4. Conclusiones.

A la vista de los resultados que arrojan los modelos para las pasadas del día 19 a las 00 UTC y 12 UTC respectivamente (con alcance H+24), podemos ver:

- En las figuras 28 y 29, se encuentran zonas de CAPE y CAPEMAX en el norte de la Península (País Vasco), Islas Baleares y sur de la Península (Almería).
- En la figura 31, se muestra una zona de convergencia en 850 hPa.
- En la figura 32, se encuentran zonas de precipitación de origen convectivo en las zonas citadas anteriormente, las

cuales, coinciden con los mapas previstos de los modelos deterministas de muy alta resolución del CE y HIRLAM (HR).

- En la figura 33, se muestra valores significativos de cizalladura en el sur de la Península y en el archipiélago balear.

De lo anterior, concluimos que en el sur de Almería y en las Islas Baleares, tenemos un entorno favorable a desarrollos convectivos, debido a que, en primera instancia, se dan los ingredientes suficientes y necesarios para ello: humedad (evaluado a partir del índice PW), inestabilidad (evaluado a partir del índice CAPE o del LI) y mecanismo de disparo (evaluado a partir de la convergencia). Por otra parte, podemos asegurar que la convección será organizada, a tenor de lo que nos indican los mapas de cizalladura previstos para ese día.

La situación que ocurrió fue la siguiente: entre los días 19 y 20 de noviembre se tuvo una entrada de aire frío procedente del norte que, a sotavento, dio lugar a un episodio convectivo, motivado, entre otros factores, por el mecanismo de disparo que se dio en altura, a través de las circulaciones ageostróficas transversales al jet streak.

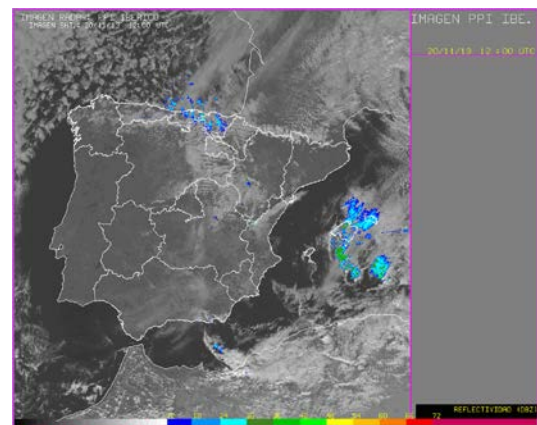
## 4. MARCO MESOESCALAR. IMÁGENES DE SATÉLITE Y RÁDAR.

Se presentan las imágenes de satélite y radar del día 20 de noviembre.

Hay que tener presente que el radar cuantifica la energía que retrodispersa las gotas de agua. Nos proporciona el eco devuelto de las gotas de agua que dispersa la señal.

El radar estima groseramente la intensidad de la precipitación a partir de la reflectividad. Valores altos de reflectividad (en torno a 48 dB y 50 dB) se asocian a granizo.

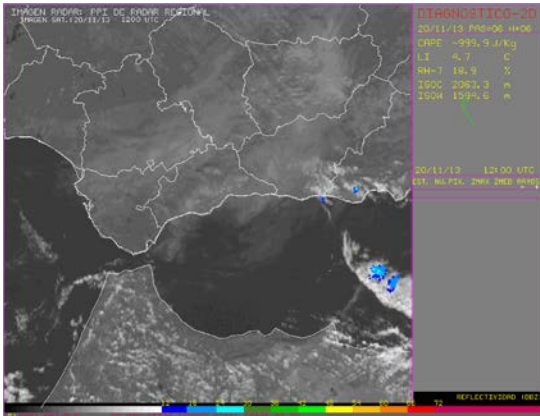
### 5.1. Imágenes proporcionadas por el radar.



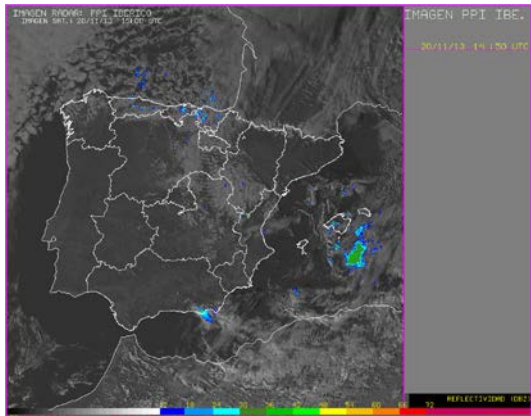


**Figura 37.-** Mosaico nacional para el día 20 de noviembre a las 12UTC. Radar de Málaga.

En la figura 37 se representa la reflectividad para el día 20 de noviembre, a las 12 UTC. Se puede apreciar ecos intensos en la parte oriental de la cornisa cantábrica, archipiélago balear (siendo aquí especialmente intensos) y en el mar de Alborán. La figura 38 representa la misma situación pero enfocada en nuestro área geográfica de estudio.

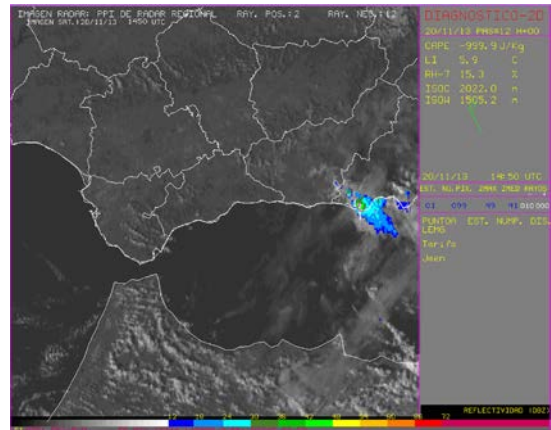


**Figura 38.-** Radar de Málaga. Representación de la zona de estudio (El Ejido, Almería). 12 UTC.



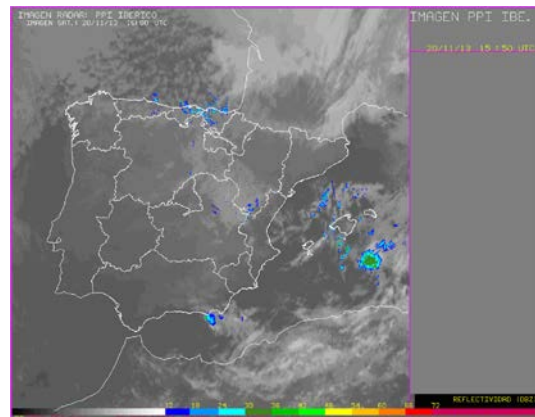
**Figura 39.-** Mosaico nacional para el día 20 de noviembre a las 14:50 UTC. Radar de Málaga.

En la figura 39 se aprecia una intensificación del eco de radar en la zona del sur de la provincia de Almería (El Ejido). Los valores intensos de reflectividad registrados están en consonancia con lo que se tenían en los modelos previstos para esta hora.



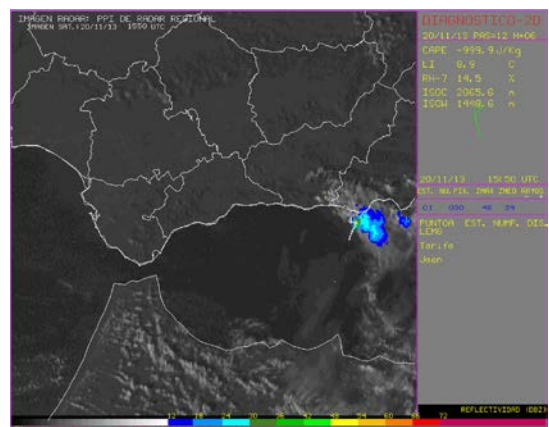
**Figura 40.-** Radar de Málaga. Representación de la zona de estudio (El Ejido, Almería). 14:50 UTC.

La figura 40 muestra una posible estructura de naturaleza convectiva, de acuerdo a los valores de reflectividad, LI o la CAPE mostrados.



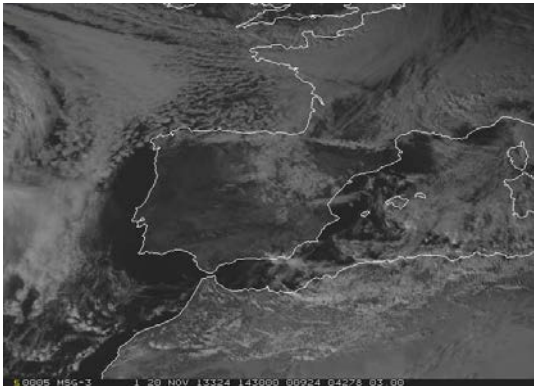
**Figura 41.-** Mosaico nacional para el día 20 de noviembre a las 15:50 UTC. Radar de Málaga.

Las figuras 41 y 42 muestran respectivamente la situación para las 15.50 UTC. Se puede apreciar la intensificación de ese foco convectivos en la zona de El Ejido, a tenor de los valores de reflectividad mostrados.



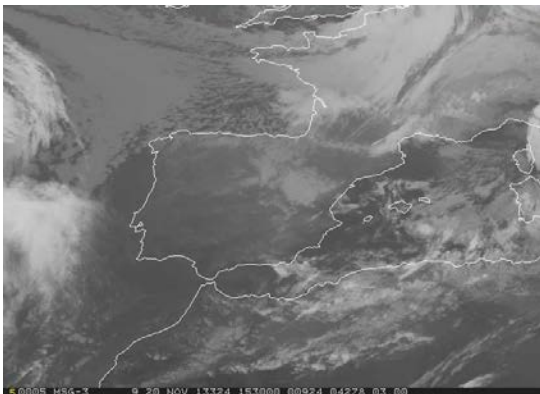
**Figura 42.-** Mosaico nacional para el día 20 de noviembre a las 15:50 UTC. Radar de Málaga. 15.50 UTC.

**5.2. Imágenes proporcionadas por el satélite.**

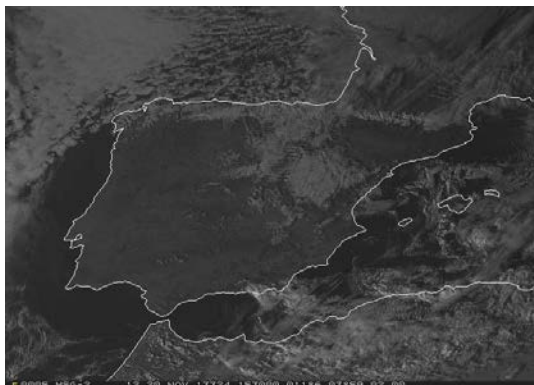


**Figura 43.-** Imagen del satélite MSG. Canal VIS (visible). 14.30 UTC.

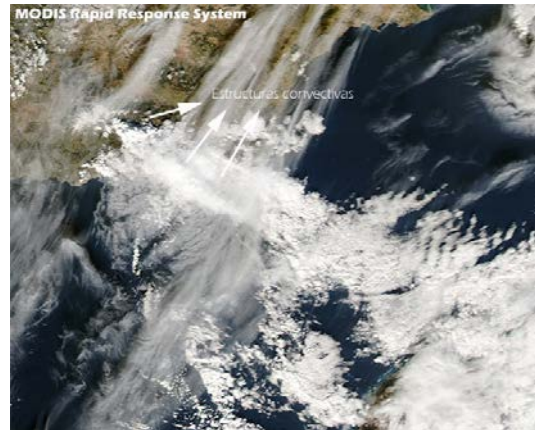
En las figuras 43 y 44 se muestran respectivamente las imágenes de satélite MSG para el día 20 de noviembre. Se puede observar en ambos canales (infrarrojo y visible) una zona de nubosidad, que puede pensarse que es de tipo alto.



**Figura 44.-** Imagen del satélite MSG. Canal IR (infrarrojo). 15.30 UTC

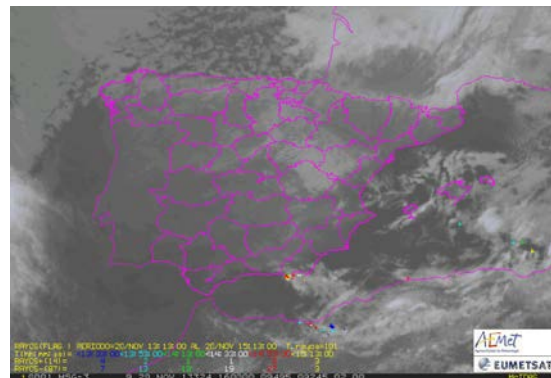


**Figura 45.-** Imagen del satélite MSG. Canal HRW+HRV. 15.30 UTC



**Figura 46.-** Imagen del satélite AQUA (MODIS, NASA). Día 20 de noviembre.

En la figura 46, se muestra una imagen visible para el día 20 de noviembre, en la cual puede apreciarse la formación de estructuras convectivos de fuerte desarrollo vertical, acompañadas por estructuras nubosas en forma de cirros (nubes altas). Por otra parte, en la figura 46 se muestra el aparato eléctrico caído sobre El Ejido, en el canal IR.



**Figura 47.-** Imagen del satélite MSG infrarrojo para el día 20 de noviembre. Rayos en las dos horas previas a las 16 UTC.

**5. EFECTOS ADVERSOS EN SUPERFICIE.**

La intensa precipitación caída sobre El Ejido trajo como consecuencia numerosos daños sobre dicha localidad. La caída de granizo produjo graves daños materiales sobre cultivos. Además, se produjeron algunas inundaciones en el casco urbano, como pueden apreciarse en las figuras 46 y 47.



**Figura 48.-** La granizada cayó sobre los diferentes cultivos produciendo cuantiosos daños materiales. (Fotografía del periódico 20 minutos)



**Figura 49.-** Inundación en una de las vías de la localidad. (Fotografía del periódico El Ideal)



**Figura 50.-** Inundación en una de las calles de la localidad. (Fotografía [www.almeria360.com](http://www.almeria360.com))

Según las primeras estimaciones hechas por el ayuntamiento de El Ejido, 300 hectáreas fueron afectadas por la intensa precipitación registrada durante el día 20 de noviembre (lluvia y granizo). Por aquellos días, la Junta de Andalucía está estudiando la posibilidad de pedir la declaración de catástrofe natural en El Ejido ya que, los agricultores tendrían rebajas fiscales por los daños causados.

## 6. BIBLIOGRAFÍA Y OTROS DATOS.

La elaboración de este trabajo ha sido posible gracias a la aportación de las siguientes fuentes:

**Páginas de intranet** que posee la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), todas ellas, con gran cantidad de datos y documentación, que posibilitaron el estudio y entendimiento de este episodio.

<http://www0.inm.es/wj/stapwww/staphome.html>

(Página principal de la ATAP: Área de Aplicaciones y Técnicas Aplicadas a la Predicción).

[http://172.24.132.61/~eyd/bucles\\_conveccion/](http://172.24.132.61/~eyd/bucles_conveccion/)

(Página de productos para la predicción de la convección. GPV Málaga)

<http://veleta.inm.es/~sema/>

(Datos de las estaciones de AEMET).

<http://www0.inm.es/wwx/webpagin/MapasAutomaticos/VisorMapas.htm>

(Mapas automáticos de precipitación y temperaturas registradas).

<http://noreste.aemet.es/pn33/ngiv-r.c/>

(Modelo Harmonie).

<http://172.24.132.61/~eyd/ef/>

(Predicción de Meteorología Adversa. GPV Málaga).

## Recursos de internet:

[https://www.meted.ucar.edu/index\\_es.php](https://www.meted.ucar.edu/index_es.php)

(Módulos de enseñanza Comet).

<http://www.tiempo.com/ram/>

(Revista del Aficionado de Meteorología).

<http://profhorn.meteor.wisc.edu/wxwise/thermo/tstm.html>

(The Thermodiagram Applet)

<http://www4.ncsu.edu/~nwsfo/storage/training/jets/straightjet.html>

(Modelo conceptual Jet Streak)

[http://atm.ucdavis.edu/mmg/atm110\\_2011/powerpoint\\_files/](http://atm.ucdavis.edu/mmg/atm110_2011/powerpoint_files/)

(Apuntes y transparencias de un curso de Meteorología. Mesoscale Meteorology Group. University of California)

[http://www.atmos.ucla.edu/~fovell/AOSC110\\_Spring2013/](http://www.atmos.ucla.edu/~fovell/AOSC110_Spring2013/)

(Apuntes de Dinámica Atmosférica. Página de Robert Fovell).

<http://www.cimms.ou.edu/~doswell/Monograph/Synoptics.html>

(Paper: Extratropical Synoptic-Scale Processes and Severe Convection).

## Textos:

Apuntes del curso “Meteorología Operativa”. Escuela de Verano de la Complutense. Año 2011.

Apuntes y transparencias de seminarios y cursos para predictores en AEMET.

*Diagnóstico y predicción de la convección profunda.* Nota técnica STAP 35. Instituto Nacional de Meteorología. VV. AA. Año 2007.

*Dynamics of Atmosphere motion.* John A. Dutton. Dover Publications. Año 1995. 640 pp.

*Informe especial sobre la actividad convectiva muy organizada y con rachas de viento muy huracanadas del día 4 de octubre de 2013 en la zona de Biota.* Ismael San Ambrosio Beirán y Brígido Pablo López López. Delegación territorial de AEMET en Aragón. Año 2013.

*Mesoscale Meteorology in Midlatitudes.* Paul Markowski, Yvette Richardson. Wiley. Año 2010. 430 pp.

*Mid-latitude Atmospheric Dynamics. A first course.* Jonathan E. Martin. Wiley. Año 2006. 324 pp.

*Teoría de la Predicción meteorológica.* Mariano Medina Isabel. Publicaciones del INM. Año 1984. 361 pp.

## 8. Apéndice

### I. Deducción matemática del índice CAPE.

Se presenta una deducción matemática del índice de la CAPE, en la cual, se verá cómo este índice de inestabilidad está relacionado con la velocidad vertical. Para ello, se considera una burbuja de aire puntual, que asciende en la dirección vertical adiabáticamente y además se encuentra lejos de su punto de saturación.

Así, de acuerdo con la Segunda ley de Newton:

$$F = ma$$

La flotabilidad se puede expresar de la siguiente manera:

$$B = E + P = m \frac{dw}{dt} = \frac{g(T - T_{ex})}{T_{ex}}$$

Por otra parte, la energía cinética de la burbuja de aire:

$$E_c = \frac{1}{2}mw^2 \text{ Para la masa unidad: } E_c = \frac{1}{2}w^2$$

Entonces:

$$\frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2}w^2 \right) = w \frac{dw}{dt} = wB = B \frac{dz}{dt} \Rightarrow d \left( \frac{1}{2}w^2 \right) = Bdz$$

La anterior expresión expresa que la variación de energía cinética de la partícula al ascender o descender una longitud  $dz$  (es decir, al atravesar un estrato de espesor  $dz$ ), es proporcional a la flotabilidad,  $B$ . A mayor flotabilidad, mayor variación de energía cinética experimenta la burbuja de aire.

Integrando, resultará:

$$\int_{NCL}^{NE} d \left( \frac{1}{2}w^2 \right) = \int_{NCL}^{NE} Bdz$$

Considerando las siguientes condiciones: la burbuja parte del reposo en el Nivel de Convección Libre (nivel para el cual la temperatura de la burbuja de aire es menor que la del medio) y finalmente llega al Nivel de Equilibrio con una velocidad máxima. Así:

$$\frac{1}{2}w_{\max}^2 - 0 = \int_{NCL}^{NE} Bdz \Rightarrow \frac{1}{2}w_{\max}^2 = \int_{NCL}^{NE} Bdz$$

El miembro de la derecha, que nos es más que una integral entre dos niveles dados de la flotabilidad, es lo que se define como índice CAPE.

Normalmente en meteorología no se utilizan velocidades verticales para estimar la inestabilidad. Para tal fin, se utiliza este índice integrado verticalmente en todo el estrato considerado, que representa la energía potencial disponible para que una burbuja pueda ascender en la dirección vertical.

$$CAPE \equiv \int_{NCL}^{NE} Bdz$$

Entonces, la relación de la CAPE con la velocidad vertical será la siguiente:

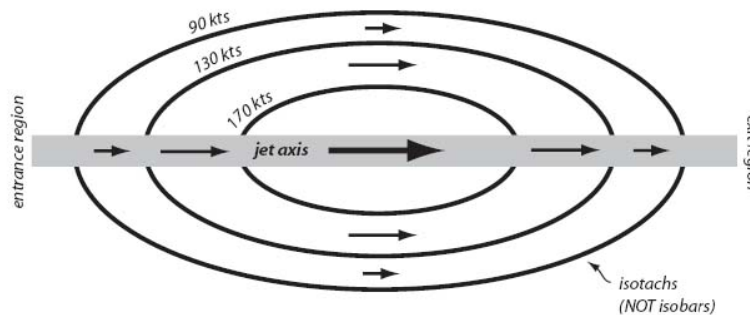
$$\frac{1}{2} w_{\max}^2 = CAPE \Rightarrow w_{\max} = +\sqrt{2CAPE}$$

Así, la velocidad vertical puede expresarse como la raíz cuadrada positiva de la CAPE.

## II. Modelo conceptual *jet streak ageostrophic circulation*.

El modelo conceptual *jet streak ageostrophic circulation* es el que se ha tratado durante el análisis de la predicción del caso de estudio de la convección otoñal que ocurrió en El Ejido (Almería). Ha sido de gran utilidad a la hora de analizar el mapa previsto del nivel isobárico de 300 hPa.

Se denomina *jet streak* a la zona en la cual, se registran máximos de vientos en el *jet stream* (corriente en chorro). En la figura 51 se muestra un esquema gráfico de esta configuración, en la cual, las isolíneas se corresponden con isotacas (y no isóbaras). Puede apreciarse dos zonas de entrada y salida del flujo, bien diferenciadas.



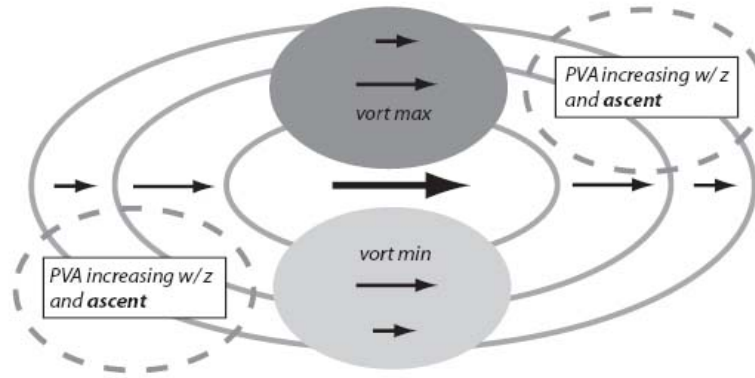
**Figura 51.-** Configuración del jet streak, correspondiente a un core de vientos máximos del *jet stream*. Nótese que éste no es perpendicular a las isotacas.

Este modelo conceptual considera que, cuando tenemos un máximo de vientos en el *jet stream*, denominado *jet streak*, en el cual, en la parte superior (norte), se tiene aire polar y en su parte inferior (sur) aire ecuatorial, aparecerán, circulaciones transversales a éste, de manera que, se tendrán descensos de aire en el lado ecuatorial (entrada, lado derecho) y ascensos de aire en el lado polar (salida, lado izquierdo), lo cual constituye un mecanismo de disparo a nivel mesoescalar, pudiendo motivar la aparición de un fenómeno adverso como el que ha sido objeto de estudio.

Se va a justificar este modelo conceptual desde dos puntos de vista: a través del concepto de vorticidad y de viento ageostrófico, respectivamente.

Haciendo uso del concepto de vorticidad, se puede observar en la figura 49, que, considerando que el chorro fluye hacia el este, en el lado polar (norte) se tiene una cizalla de vorticidad ciclónica (positiva), mientras que en el lado ecuatorial (sur), una cizalla de vorticidad anticiclónica (negativa). La vorticidad será máxima en las inmediaciones del flujo máximo (cercana al *jet streak*), disminuyendo en la perpendicular de ésta, hacia el norte y sur respectivamente.

En este estado de cosas, se espera una advección positiva de vorticidad en el lado izquierdo, en la zona de salida del chorro, constituyendo una región propicia para ascensos verticales, mientras que, en el lado ecuatorial, en la zona de salida del chorro, se espera una región de advección negativa de vorticidad, constituyendo así, una zona propicia para descensos en la vertical, de acuerdo con la ecuación omega de movimiento.



**Figura 52.-** Análisis del modelo conceptual jet streak haciendo uso del concepto de vorticidad. PVA denota advección positiva de vorticidad (zonas propensas a ascensos verticales).

Alternativamente, se puede justificar haciendo uso del concepto de viento ageostrófico. Teóricamente, el viento real  $\vec{V}$  puede descomponerse de la siguiente manera:

$$\vec{V} = \vec{V}_G + \vec{V}_A$$

Donde  $\vec{V}_G$  representa el viento geostrófico y  $\vec{V}_A$  el viento ageostrófico.

Sea la ecuación de movimiento en aproximación geostrófica (balance dinámico entre la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis):

$$\vec{V}_G = \frac{1}{\rho f} \hat{k} \times \vec{\nabla} P$$

Se calcula el producto vectorial  $\hat{k} \times \vec{V}_G$ , a partir de la anterior expresión:

$$\hat{k} \times \vec{V}_G = \hat{k} \times \left( \frac{1}{\rho f} \hat{k} \times \vec{\nabla} P \right) = \frac{1}{\rho f} \hat{k} \times (\hat{k} \times \vec{\nabla} P) = \frac{1}{\rho f} \left\{ \hat{k} \cdot (\hat{k} \cdot \vec{\nabla} P) - \vec{\nabla} P \cdot (\hat{k} \cdot \hat{k}) \right\} = -\frac{1}{\rho f} \vec{\nabla} P$$

Partiendo de la ecuación de movimiento, considerando para ello que el flujo es horizontal y sin rozamiento:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P - f \hat{k} \times \vec{V}$$

Si se tiene en cuenta los anteriores resultados:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P - f \hat{k} \times \vec{V} = f \left( -\frac{1}{\rho f} \vec{\nabla} P \right) - f \hat{k} \times \vec{V} = f (\hat{k} \times \vec{V}_G) - f (\hat{k} \times \vec{V}) = f (\hat{k} \times (\vec{V}_G - \vec{V})) = -f \hat{k} \times \vec{V}_A$$

Concluyendo que:

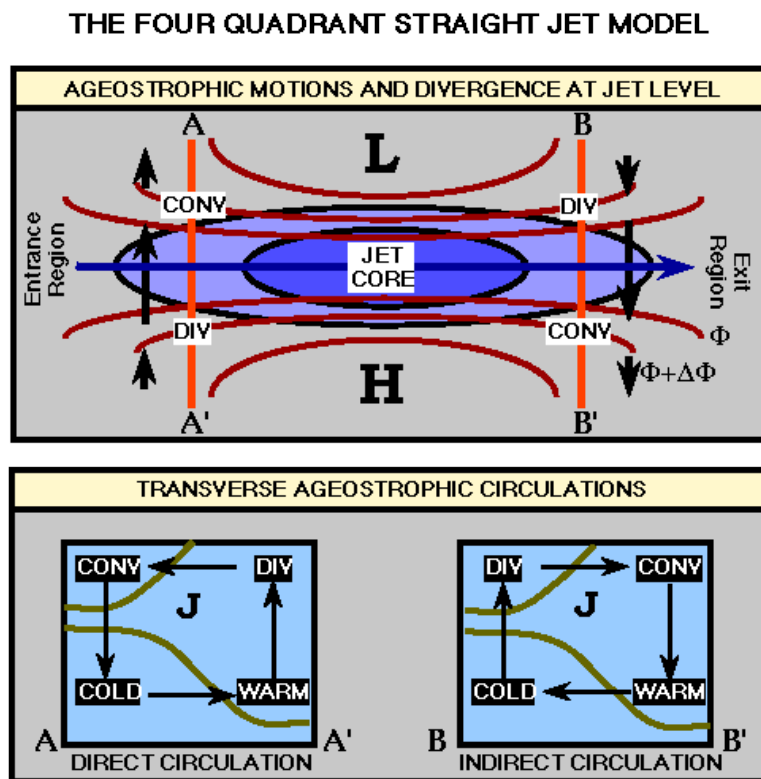
$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -f\hat{k} \times \vec{V}_A; \text{ expresado en componentes: } \frac{du}{dt} = fv_A; \frac{dv}{dt} = -fu_A$$

El viento ageostrófico, en el hemisferio norte, se sitúa a la izquierda, en la dirección perpendicular a la aceleración del viento real. Así, en la zona de entrada al *jet streak*, el viento ageostrófico apunta hacia el norte, mientras que en la zona de salida apunta hacia el sur.

En este estado de cosas, en la zona de entrada habrá una configuración celular directa (circulación directa), puesto que, debido a la acumulación de viento en el norte, se producirá una zona de convergencia, por lo que, de acuerdo al principio de compensación de Dines, éste experimentará un descenso, con su consiguiente calentamiento adiabático. Al llegar a la superficie, nuevamente, experimentará un ascenso en la vertical, constituyendo un enfriamiento adiabático.

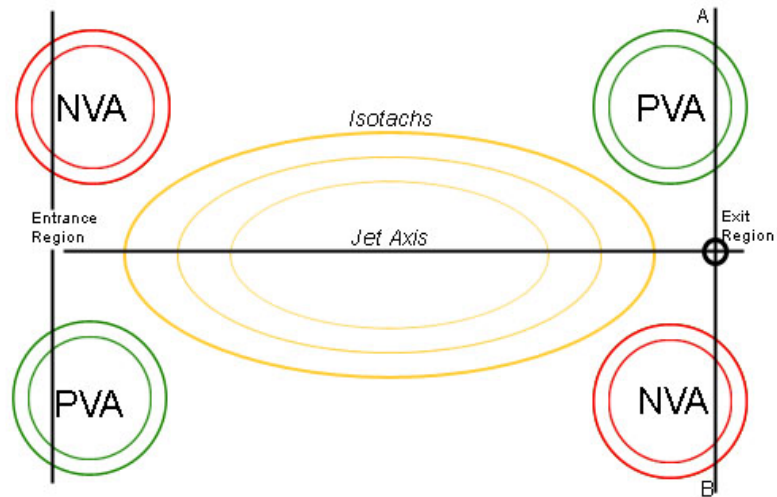
El mismo razonamiento puede aplicarse para la zona de salida, en donde se tendrá una circulación indirecta.

En la figuras 51- 53, se representan esquemas gráficos que facilitan la comprensión de este modelo conceptual, que de alguna manera, muestran cómo los efectos dinámicos que tienen lugar en capas más altas de la atmósfera tienen reflejo en las capas más bajas.

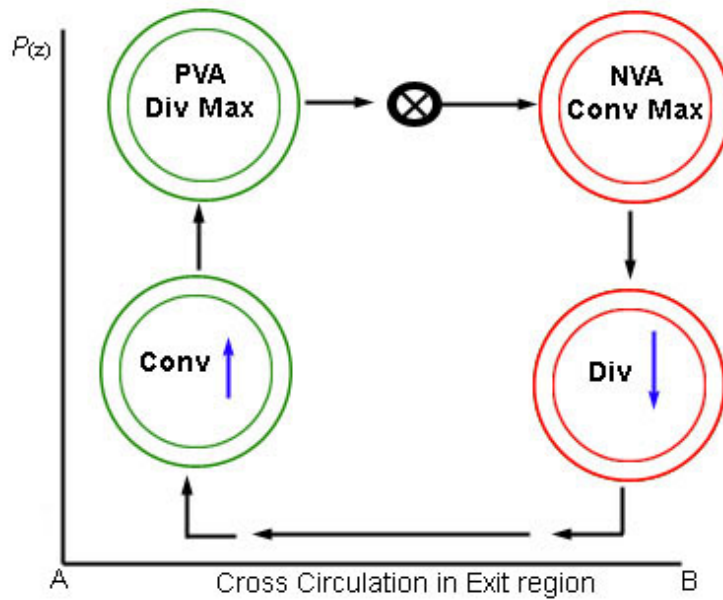


**Figura 53.-** Modelo conceptual del *jet streak ageostrophic circulation*. En este caso, se ha dividido en cuatro cuadrantes, de manera que, suponiendo que el flujo fluye de izquierda a derecha, a la entrada, a la izquierda se producen descensos, mientras que en la salida, a la derecha se producen ascensos. (Fuente: *Theoretical Principles and Conceptual Models for Jets and Fronts. National Weather Service*).





**Figura 54.-** Modelo conceptual del *jet streak ageostrophic circulation*. PVA es la advección de vorticidad positiva, NVA es la advección de vorticidad negativa. (Fuente: Eumetrain).



**Figura 55.-** Modelo conceptual del *jet streak ageostrophic circulation*. Sección vertical en la región de salida. El flujo entra hacia el papel. (Fuente: Eumetrain).