

PRIMERAS EXPERIENCIAS METEOROLOGICAS CON EL RADAR REGIONAL DE MADRID

Francisco Martín León
(S.T.A.P.)

INTRODUCCION:

La puesta en funcionamiento del radar regional de Madrid ha supuesto la entrada en juego de uno de los instrumentos observacionales más importantes en la vigilancia, detección y seguimiento de ciertos fenómenos atmosféricos a nivel mesoscalar. En este trabajo se recogen algunos ejemplos de las experiencias vividas, durante los primeros meses de 1990, en los que el radar ha estado funcionando y donde se pone de manifiesto la potencialidad y utilidad de esta sofisticada y eficaz herramienta. Vamos a trabajar, básicamente, con las imágenes de vigilancia que se pueden definir en el teclado del terminal para su visualización inmediata y preferentemente en el modo normal (no Doppler), como veremos posteriormente.

CARACTERISTICAS DEL RADAR REGIONAL DE MADRID

El radar regional de Madrid es un elemento que forma parte de la Red de Radares Meteorológicos del INM y se encuentra situado en el Cerro de Batallones (Torrejon de Velasco), a unos 30 km de Madrid, trabajando una longitud de onda de 5.3 cm (banda C). Sus datos técnicos y características se pueden ver en la bibliografía adjunta (1). Algunos de ellos quedan reflejados en la (Tabla 1 T-1).

Frecuencia	5.6 GHz (banda C, 5 cm)
PRF	250 Hz, 9001200 Hz (Doppler)
Anchura del haz	0.9
Potencia de pico	250 kW
Tiempo entre dos barridos volum.	10'
Diferencia exp. normal y Doppler	7'
Número de exp. por volumen	20 en modo normal y 1 en Doppler (exploraciones de arriba a abajo)
Resolución	2x2 Km en modo normal y 1x1 en modo Doppler
Número de CAPPI, s (alturas SNM-Km)	12 (1.5, 2.5, 3.5, 4.5, 5.5, 6.5, 7.5, 8.5, 10.0, 12.0, 14.0, 16.0)
Altura del radar SNM	0.7 KM
SNM sobre el nivel del MAR	

T-1 Algunos datos y características del radar de Madrid.

Como se observa en la **tabla**, el sistema realiza barridos volumétricos cada 10 minutos, en modo normal, comenzando por las exploraciones más elevadas. 7 minutos después se realiza un solo barrido a 0.5° en modo Doppler con 1 x 1 km de resolución. El volumen polar, en modo normal, es transformado a cartesiano a 2 x 2 km de resolución.

Durante estos días las exploraciones polares fueron 20, desde los 25.0° hasta 0.5° y que sirven para generar, por un proceso de interpolación a cuatro puntos, un volumen cartesiano formado por, hasta 12 capas horizontales (CAPPI,s Constant Altitude Plan Position Indicator) cuyas alturas sobre el nivel del mar se recogen en la tabla. Durante este período hubo cambios que afectaron a los niveles de referencia indicado pero que no van a afectar a las conclusiones. Además se dispone de la exploración más baja (PPI), en ambos tipos de exploraciones, que en este caso fueron a 0.5°.

Las imágenes básicas de vigilancia definidas, en estas fechas y para determinados fines, en unas teclas especiales del sistema (Standard Pictures) fueron:

1. PPI en modo normal.
2. CAPPI2-2.5 km.
3. CAPPI6-6.5 km.
4. ECHOTOP.
5. Zmax/Zmax ver.
6. Hmax.
7. PPI en modo Doppler.
8. Vr PPI.

La operatividad básica con estos productos, focalizados a la vigilancia y seguimiento de *fenómenos tormentosos*, fue la siguiente:

Durante este período y en la primera fase de vigilancia se tenía en pantalla el echotop más reciente, de forma que el sistema lo actualizaba y se podía tener, de forma simple, una secuencia cada 10 minutos de la formación y altura de los primeros ecos (esto no excluía la visualización de otros productos). Una vez que comenzaban a formarse núcleos significativos se analizaban otras imágenes.

El PPI (Plan Position Indicator) en modo normal (o Doppler para analizar los datos en las cercanías del radar por su mejor resolución) era otra imagen que se debía analizar, ya que era el último y más bajo barrido realizado por el sistema y que podía darnos la señal más baja de lo que abandonaba la nube o ascendía desde niveles inferiores capaz de ser detectado por el sistema.

El CAPPI6 era muy útil para discriminar la intensidad de la tormenta. Cuanto mayor era la reflectividad detectada a este nivel mayor podrían ser las corrientes ascendentes que la generan y mantienen. Este producto estaba muy relacionado con el echotop y ambos nos ponían en guardia sobre los posibles efectos que, posteriormente, podían dar los núcleos convectivos.

El Zmax hor/Zmax ver fue una imagen que se utilizó con bastante frecuencia pues permite vigilar el volumen cartesiano (no incluye el PPI) mediante los valores de máxima reflectividad. La escala vertical en alturas nos permite tener una idea de los posibles toques de las células más activas. Su utilidad se ponía de manifiesto cuando aparecían células aisladas, agrupaciones alineadas o cualquier distribución de núcleos que su interferencia en las proyecciones no fueran muy acusadas. También servía para vigilar una célula muy activa en un ambiente donde no abundaba la convección profunda. Para este caso se podía observar rápidamente la estructura tridimensional de la célula y las posibles orientaciones de futuros cortes a realizar. Por contra no era muy útil a la hora de evaluar la evolución de los núcleos (aumento de la cobertura de la señal, variación de la intensidad, etc.) debiendo complementarse con otras imágenes.

Una imagen que debería ser un complemento a esta última es la Hmax, pero por la forma de generarla y presentarla el sistema, resulta poco útil y clara, suministrando datos que a veces introducen más confusión que otra cosa. Por ejemplo, aparece la altura de los ecos de tierra que en ese momento se han detectado, en ciertas zonas donde existen valores de reflectividad menor que 12 dBZ (y que por tanto no son visualizadas por el código de colores de trabajo) dan señal en este producto, en las zonas alejadas del radar donde existen unas señales significativas pueden ser eliminadas al querer estudiar sus Hmax,s por la forma de tratar los datos alejados del radar, etc.

Hemos comprobado que para la interpretación de ciertos productos es *fundamental conocer el proceso de tratamiento, interpolación y presentación de los datos por el sistema*.

La utilización del CAPPI2 a 2.5 km se utilizó como referencia ya que es el nivel de trabajo para la generación de las extrapolación y acumulaciones.

Las imágenes Doppler fueron muy utilizadas para observar con mayor detalle las estructuras cercanas al radar y sobre todo las afectadas, en el modo normal, por el sistema de tratamiento de ecos de tierra. Núcleos que en el PPI normal daban un color-valor, debido a una intensidad dada, solían dar una o dos escalas más elevadas de reflectividades en este modo, sobre todo cuando eran núcleos pequeños o aislados. A veces se podían observar segundos ecos muy débiles y más áreas de posibles zonas con precipitación. Durante bastante tiempo se utilizó la Vr (velocidad radial de los blancos respecto al radar) como imagen que pudiera servirnos como elemento diagnosticador de áreas preconvectivas, pero los resultados no fueron los deseados. A veces se detectaron zonas que daban cierta señal antes de la formación de nubes convectivas, pero en general el sistema daba trazas significativas una vez que las nubes ya se habían formado y se observaban claramente en las imágenes del Meteosat.

Los motivos de esta, posible, infrautilización de las imágenes de Vr Doppler en ambientes preconvectivos pueden ser varios: Dificultad inmediata de su interpretación, falta de experiencia, falta de cuantificación de ciertos campos de viento derivados de ellas, áreas geográficas muy montañosas, etc.

EJEMPLOS Y APLICACIONES

En este apartado se van a presentar algunas experiencias vividas en los primeros meses de 1990 y preferentemente en situaciones de primavera y verano. Las reproducciones de las imágenes se llevaron a cabo por un sistema que alteraba, en cierta forma, las salidas (en colores) que se observaban por la pantalla, aunque esto no va a introducir ninguna modificación en las conclusiones finales.

A. Ecos artificiales generados por el sistema

La primera situación corresponde al 20 de marzo. La imagen de referencia, Fig. 1, es un Z_{max}/Z_{max} ver de las 08:40 z. En ella observamos las reflectividades máximas del volumen cartesiano proyectadas en los planos horizontal y verticales. En este caso se observan ciertas señales que afectan a las provincias de Ciudad Real y Albacete y que poseen una estructura tridimensional muy marcada dada por las Z_{max} ver. Sobre ellas se ha marcado la curvatura teórica del haz del radar en la exploración más baja.

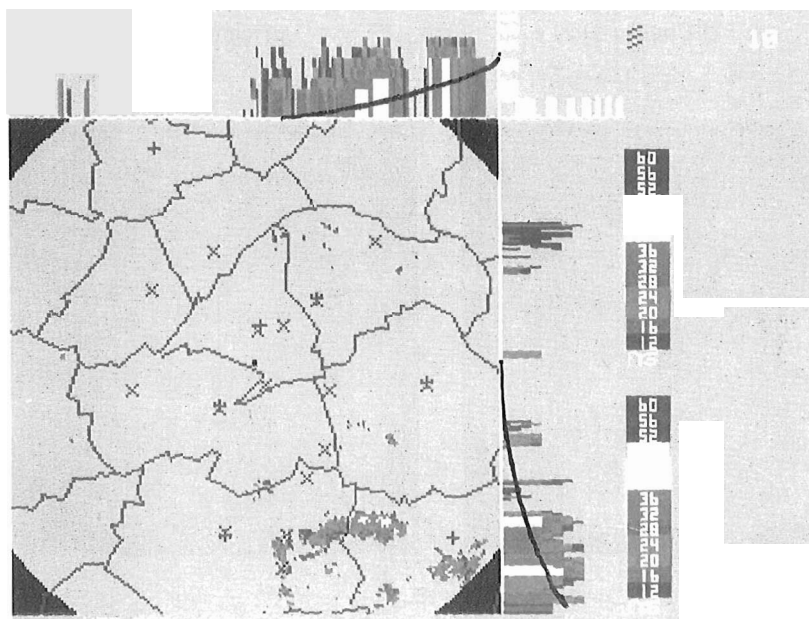
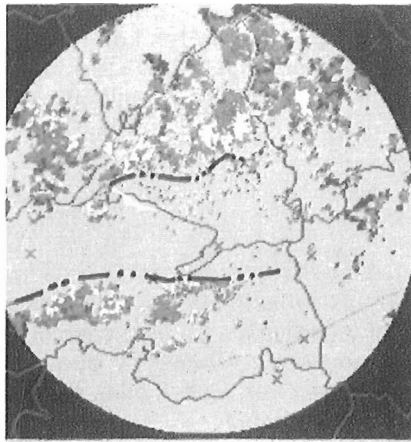


Figura 1: Ecos de tierra por propagación anómala visto con Z_{max}/Z_{max} ver.

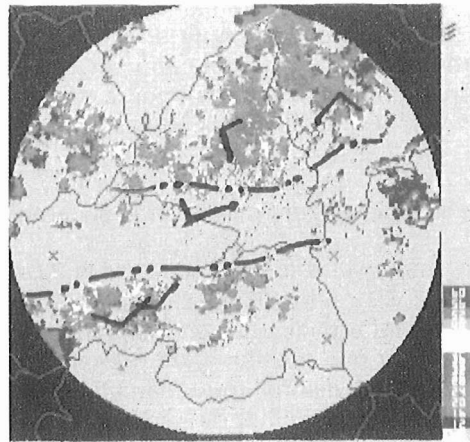
Cabría pensar que un sistema, con posibles núcleos de precipitación, está afectando a estas áreas con reflectividades relativamente altas y asociarlas a convección. Nada más lejos de la realidad. A estas horas las imágenes de satélite señalaban ausencia de nubosidad convectiva y tan sólo algunos estratos-nieblas en la zona dada por el canal VIS de Meteosat. La estabilidad atmosférica era marcada y asociada a un anticiclón. ¿Por qué existían y cómo se habían generado estos ecos tridimensionales?

Debemos tener en cuenta que el rayo, teóricamente, se ha curvado hasta los 4 ó 5 km de altura para estas distancias (200-240 km) y que el sistema complementa los CAPPI,s más bajos con la señal del PPI. Para situaciones de marcada estabilidad el rayo se curva hacia abajo más rápido que lo hace la tierra interceptándola dando lugar a ecos intensos, como el sistema complementa los CAPPI,s bajos con el PPI y existe un proceso de interpolación a 4 puntos resulta que los ecos de tierra, debidos a propagación anómala, son "elevados" por el sistema dando lugar a ecos y estructuras tridimensionales artificiales.

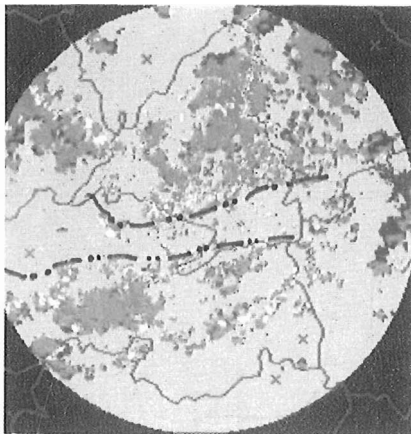
Estos problemas están siempre presentes en cualquier situación atmosférica pero son más chocantes cuando la situación es de estabilidad y a lo sumo se deberían esperar ecos de tierra. El sistema, por el tratamiento y presentación de los datos, ha generado un falso volumen, equivalente al de un núcleo de precipitación convectiva. También podemos observar en la imagen algunos ecos producidos en las zonas montañosas del Sistema Central y Montes de Toledo con sus estructuras tridimensionales artificiales que no han sido tratados por el proceso automático de eliminación de ecos fijos incorporado al sistema para las exploraciones en modo normal.



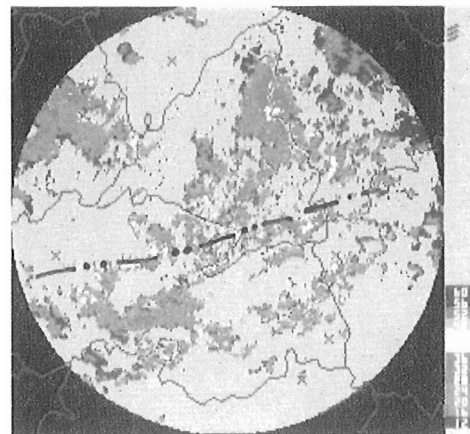
a) PPI-Doppler 11:27z



b) Idem 11:57 z



c) Idem 12:27 z



d) Idem 12:57 z

Figura 2: Interacción de la convección en el valle del Tajo.

B. Interacción de la Convección

El día 23 mayo hubo desarrollos de nubes convectivas, en gran parte de la zona Centro, poco profunda. La convección fue la típica de primavera con nubes de evolución diurna, echotops poco elevados (del orden de 6-8 km de altura), fuertes ecos (45-55 dBZ) en las células más activas de poca extensión vertical y afectando a los niveles más bajos, con ciclos de vidas de no más de una hora. (Estos valores son puramente observacionales y de la experiencia diaria y local de tan sólo tres meses.) El interés de la situación se produjo por la evolución de la nubosidad de desarrollo, en dos zonas diferentes, que posteriormente interaccionaron y de cómo fue "vista" por el radar.

Ese día comenzaron a generarse núcleos convectivos a ambos lados del Sistema Central y en el lado norte de los Montes de Toledo. En la fig. 2 observamos la evolución que tuvo lugar desde las 11:27 z a las 12:57 z, cada 30 minutos, dada por el PPI-Doppler. En la parte superior izquierda, podemos apreciar cómo los núcleos convectivos que se generaron en torno a las zonas elevadas, la han abandonado y se pueden distinguir dos conjuntos de células más o menos alineadas que dan dos frentes comunes dibujados, **subjectivamente**, por la línea discontinua con puntos. A las 11:27 z, fig. 2a, la imagen de reflectividad nos presenta estas dos **líneas**. A las 11:57 z, fig. 2b, observamos que las células del flanco norte han avanzado, afectando a Madrid capital, y las que se encuentran más al sur han afectado a Toledo. Se han planteado los vientos de las 12 z suministrados por las estaciones automáticas de la zona. Llama la atención que las células más activas han perdido parte de su intensidad. Este mismo hecho se repite a las 12:27 z, fig. 2c, **imagen** inferior izquierda. Sus flancos delanteros tienden a confluir y converger.

Esto es justamente lo que ocurre a las 12:57 z. La convergencia se ha producido y se ha activado o generado la convección como consecuencia del "choque" de ambos sistemas. Los nuevos núcleos son mucho más activos que en las horas precedentes. En este caso la interacción de los restos de zonas convectivas ha servido como elemento generador de convección justamente sobre todo el valle del Tajo.

C. Posible tormenta severa

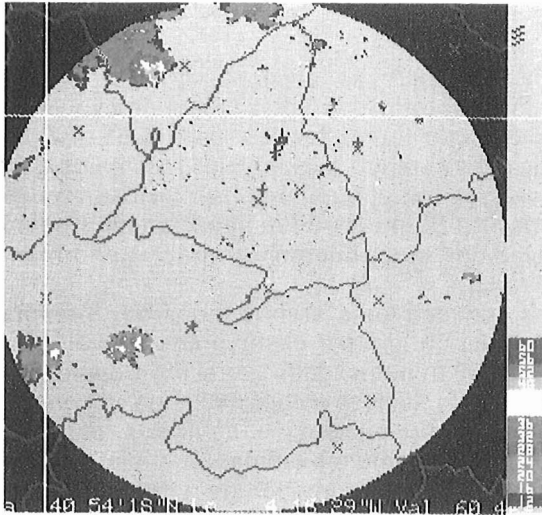
La siguiente situación se vivió el día 22 de mayo de 1990 y se tuvo la oportunidad de aplicar un modelo conceptual de tormenta severa visto por radar a un núcleo convectivo que se desarrolló en las cercanías de Segovia.

A las 12 z una baja en altura se situaba al noroeste de la península. Se preveía nubosidad de evolución diurna afectando, principalmente, a la vertiente norte. En esas fechas los ecos de tierra no estaban eliminados por el sistema.

Durante el mediodía comenzaron a desarrollarse núcleos convectivos en la zona norte del Sistema Central, de forma que a las 14 z ya aparecían dos núcleos en las imágenes del Meteosat (no mostradas aquí). El radar nos permitía ver con más detalle lo que estaba ocurriendo. La vigilancia y seguimiento de estas células se realizó por medio de los echotops y en particular se focalizó en la convección que se acercaba por el oeste a Segovia capital. En ella comienza a destacar un núcleo con una señal de 7.8 km (durante esta fecha se tenía otro conjunto de cortes **horizontales** para los CAPPI,s). Los siguientes 30 minutos nos muestran **un crecimiento en altura y extensión** de este núcleo y a las 14:27 z el PPI-Doppler nos alerta al existir reflectividades de hasta 60.4 dBZ en dicha célula, fig 3a. Para obtener una idea de la estructura tridimensional se realizó un corte vertical de oeste-este, 7 minutos antes de la imagen anterior, fig 3b, con una ampliación en dicha zona. En ella no sólo observamos ecos intensos en niveles bajos sino que además aparecen a unos 5-6 km de altura reflectividades de 50 a 56 dBZ desplazadas de las primeras en la vertical unos 4 km. Justamente debajo aparece una zona con ecos más débiles recordando a las zonas "**abalconadas**" de ciertas células severas. Junto a la célula aparecen ecos muy intensos en su vertiente sur. Son los ecos fijos de las montañas de Somosierra y Guadarrama.

Este elemento siguió desplazándose paralelamente a la cadena montañosa pasando muy cerca de la capital (la información suministrada por el observador de Segovia, por teléfono y en tiempo real, señalaba la existencia de truenos, granizo pequeño y **caída** del fluido eléctrico en la capital durante algunos minutos al paso de la tormenta).

Lógicamente la célula observada no presenta la estructura idealizada de tormenta severa con zona abalconada, región de débil eco, presentada en los apuntes teóricos (2). En nuestro caso es necesario **adecuarla** a la forma de presentación del sistema, resolución, distancia, etc.



a) PPI Doppler de la 14:27 z



b) Zmax/Zmax ver Oeste-Este

Figura 3: Detalles de una posible tormenta severa cerca de Segovia.

D. Tormentas móviles y cuasiestacionarias

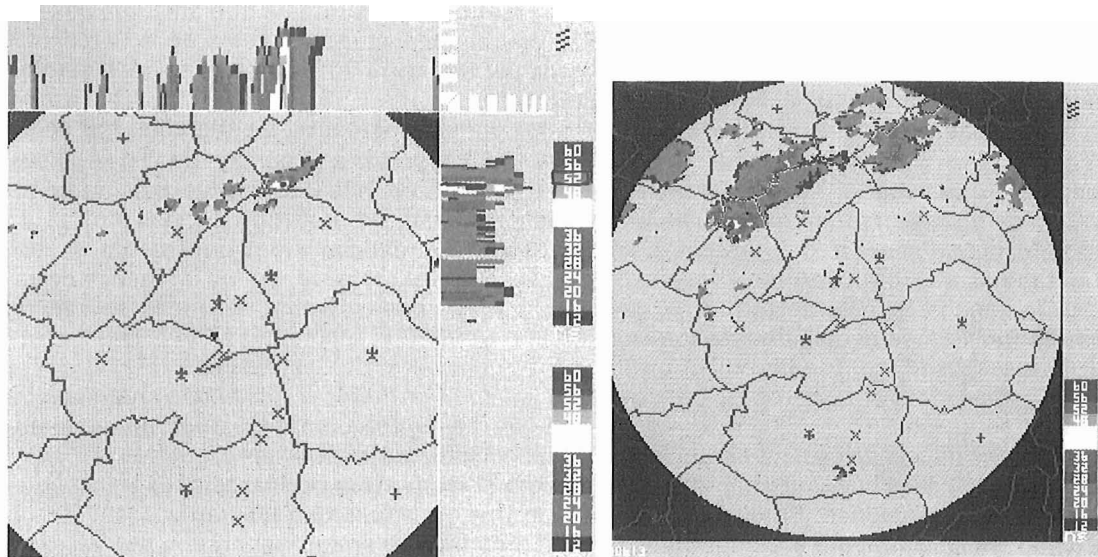
La mayoría de las tormentas que suelen formarse en las Mesetas Norte y Sur, durante gran parte de la primavera y verano, tienen un origen orográfico muy marcado. Gran parte de ellas suelen formarse cerca de las cadenas montañosas para emigrar posteriormente a otras regiones colindantes. La movilidad o no de una tormenta es muy importante a la hora de evaluar los posibles efectos locales causados por la precipitación. Un buen ejemplo de ello lo tenemos con la situación del día 13 de julio de 1990.

El día anterior ya existieron focos tormentosos en las dos Mesetas bajo la acción de una baja en 500 mbs que se situaba al oeste de la península. Para el día de la fecha, la baja se acercaba a nuestra área, por lo que era de esperar un aumento de la actividad convectiva, llegándose a diferenciar dos zonas en la Meseta superior que podrían estar afectadas por diferentes tipos de núcleos. La zona Centro y Este de Castilla-León estaría afectada por tormentas de origen orográfico, que se formarían en un entorno propicio a que tuvieran cierta movilidad (de los datos de vientos suministrados por el modelo del INM), mientras que la vertiente oeste de la región podía ser proclive a desarrollos de nubosidad de evolución diurna pero con núcleos que se iban a desarrollar en ambientes sinópticos con vientos en altura más débiles. Los campos de humedad, índices de inestabilidad y vientos hacían presagiar que podían ser de tipo severo.

Algo parecido ocurrió. Los primeros desarrollos comienzan a producirse en el entorno montañoso de forma que a las 11:40 z, fig 4a, tenemos una célula muy activa (echotops muy elevados, núcleos de reflectividad intensos y sobre todo en altura, etc.), al norte de la provincia de Guadalajara, que se mueve paralela a las montañas del Sistema Central. Llama la atención su forma alargada producida como consecuencia de los vientos en niveles medios-altos. El CAPPI a 6 km de altura nos da reflectividades de 57.6 dBZ y acentuando su forma en "V", con una zona alargada y muy estirada. La evolución de esta célula fue muy rápida pasando al valle del Ebro en las siguientes horas. Se aprecian también en esta imagen otros desarrollos en las provincias de Salamanca y Avila.

De ellos, el más espectacular es el experimentado por las células que afectan al norte de la provincia de Avila, con un flanco delantero muy activo y que prácticamente fueron cuasiestacionarias, de forma que estuvieron afectando, a la misma zona, durante más de una hora y media con valores superiores a los 50 dBZ. Posteriormente aparecieron otros núcleos en las provincias de Valladolid que se fundieron con los primeros dando lugar a un Sistema Convectivo de importantes dimensiones.

En este ejemplo tenemos dos estructuras convectivas muy diferenciadas respecto a su forma y movilidad. Las primeras tuvieron un desplazamiento muy significativo pudiendo dar precipitaciones (sólidas y/o líquidas) muy intensas, y mientras que las segundas afectaron a una misma área durante bastante tiempo pudiendo dar lugar a otro tipo de problemas relacionados con la precipitación.



a) Zmax/Zmax ver a las 11:40 z

b) PPI a las 15:40 z

Figura 4: Núcleos convectivos móviles y cuasiestacionarios.

E. Trenes de ondas atmosféricas en niveles altos

La existencia de trenes de ondas atmosféricas u otro tipo de perturbaciones ondulatorias, que lleven asociado cierto tipo de trazadores (nubosidad, vapor de agua, etc.), es un hecho que se suele detectar en determinadas condiciones atmosféricas mediante imágenes de satélite. En algunos casos suele ser un mecanismo de disparo de la convección sobre ciertas áreas donde existen ciertas "tapaderas" que inhiben el posible desarrollo. En este caso se presenta la evolución de dos trenes de ondas transversales al flujo principal detectada por el radar de Madrid particularmente una que arrancó, claramente, desde el sur peninsular.

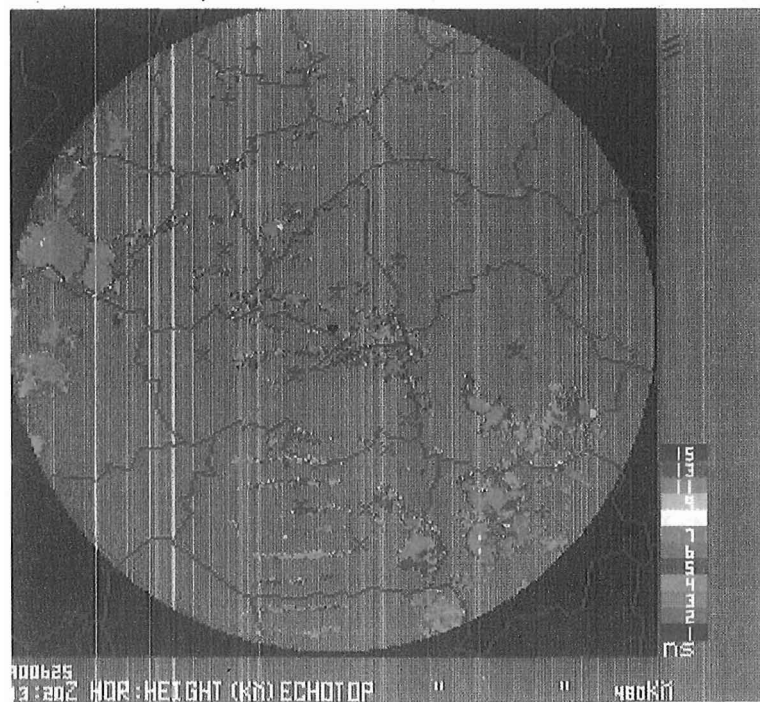


Figura 5: Echotop del día 25/06/90 mostrando diferentes ondas atmosféricas.

El día 25 de Junio de 1990 se caracterizó por un flujo del suroeste que afectaba oeste y centro peninsular generado por la circulación de una baja situada al oeste de la Península. El sondeo de Gibraltar de las 12 z daba vientos del SW entre 70 y 60 Kt en niveles medios donde existía cierta estabilidad y escasa humedad.

Las imágenes VIS (e incluso las IR), tomadas por Meteosat a media mañana, nos señalan dos zonas muy diferenciadas: la primera es la Meseta Norte e Ibérico con cierta inestabilidad y una segunda, situada entre Málaga y Granada, donde comienza a adivinarse un grupo de ondas de montañas, muy bien definidas, que van progresando hacia el interior de la península. Primero comienzan a afectar a Castilla-La Mancha y posteriormente se reorientan hacia el Ibérico. A las 13 z y 13:30 z comienza a observarse, en las imágenes de radar, la llegada de esta perturbación de altura a la vez que otro tren de ondas se adivina más al norte, que evoluciona de forma diferente al primero, afectando a las provincias de Toledo y Madrid, para saltar posteriormente a la zona centro de Castilla-León.

No está claro si este tren de ondas estaba ligado al primero, lo que sí es verdad es que ambos se desplazaron desde este momento de forma diferente sobrevolando áreas potencialmente convectivas y activando, aún más, los núcleos que ya existían.

La fig 5 es un buen ejemplo de cómo detectó el radar estas perturbaciones transversales al flujo atmosférico. En ella observamos un tren de ondas que afectan a Jaén, sur de Toledo y especialmente a Ciudad Real. Un segundo tren de ondas, separados por vacío de señal, parece afectar al Norte de Toledo, Madrid, Avila y Segovia pero con señales menos alineadas que las primeras.

Se ha estudiado, mediante el radar y satélite, algunas propiedades del primer tren de ondas, al encontrarse mejor definido, siendo éstas algunas de ellas:

- El desplazamiento medio del sistema fue de 70 Km/h.
- La longitud de onda oscila entre los 20 y 15 Km.
- La altura máxima de la señal detectada por radar fue del orden de los 7 km.
- El espesor detectado por el radar estuvo en torno a los 2 ó 3 km.
- Los valores de las reflectividades asociados a las crestas, a unos 5-6 km de altura, llegaron a alcanzar y superar los 16 dBZ.

Suponiendo una perturbación sinusoidal y teniendo en cuenta los valores de parte de la cresta detectada por radar, hay que pensar que la extensión en la vertical tuvo que ser relativamente grande pudiendo, en las tierras altas de la península, romper las posibles tapadera que mantenían inhibida la convección, sobre todo en Castilla-León e Ibérico. Las imágenes de IR de la tarde así lo ponían de manifiesto, con grandes desarrollos convectivos las anteriores zonas comentadas.

CONCLUSIONES

El radar nos ha abierto una nueva puerta para entender y comprender los fenómenos atmosféricos que afectan a nuestro entorno más cercano, ofreciéndonos la posibilidad, hasta hora nunca vista, de darnos una idea de la estructura tridimensional de ciertos fenómenos capaces de ser detectados por sus sensores activos.

combinándolo con las imágenes de satélites y utilizando, adecuadamente, algunos modelos conceptuales de estructuras mesoscales nos va a permitir poder realizar una vigilancia, seguimiento y predicción a muy corto plazo más detallada, tanto espacial como temporalmente, de ciertos fenómenos que pueden causar fuerte impacto social. Aunque nos hemos centrado fundamentalmente en fenómenos convectivos por motivos obvios, debemos esperar que para las situaciones frontales nos pueda suministrar gran información vedada, hoy día, para otros sensores.

Un gran problema que se puede presentar a la hora de trabajar con datos del radar regional (sin contar con otras imágenes radáricas a nivel nacional o suprarregional) es la gran cantidad de información que suministra en un momento dado y que se actualiza continuamente, amén de la de otros sensores (satélite, datos convencionales, descargas eléctricas, etc). De aquí que resulte fundamental el disponer de imágenes básicas de vigilancia así como de modelos conceptuales adecuados para entender lo que ocurre en la atmósfera.

Por último destacar la necesidad de tener en mente ciertos puntos, que son fundamentales, para poder interpretar adecuadamente las imágenes: forma de explorar el radar, interpolación, complemento de los CAPPI,s bajos por el PPI, código de colores utilizados para la visualización de los productos, etc.

BIBLIOGRAFIA

1. INM., Curso básico de radares meteorológicos: Sistema Centro Regional. Apuntes elaborados por la Sección de Radares del INM, 1989.
2. INM., Aspectos básicos de Mesometeorología. Publicación del INM elaborada por el S.T.A.P, 1987.
3. Atlas D., Radar in Meteorology. A.M.S. Boston 1990.
4. INM., Consideraciones sobre las medidas realizadas por los radares meteorológicos. Apuntes elaborados por el S.T.A.P., 1989.