

Figura 1. Imagen pre-operacional del producto RGB "Fase de nube" de las 7:30 UTC del día 29 de octubre de 2024 del instrumento FCI del MTG. Fuente: Eumetsat

Aspectos mesoscalares de la tormenta que causó las desastrosas inundaciones en Valencia del 29 de octubre de 2024

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ-LAULHÉ

El episodio catastrófico de la tormenta que sufrió principalmente la provincia de Valencia el 29 de octubre de 2024 pasará a la historia por el impacto en vidas humanas de la devastación con unos 220 fallecidos. En este artículo se señalan aspectos mesoscalares de dicha tormenta basados en el Sistema Integrado de Predicción (IFS) del ECMWF, que permitió conocer con antelación la amenaza meteorológica que se cernía, y en las imágenes del satélite Meteosat Tercera Generación (MTG), que Eumetsat distribuye de forma no operacional, cuyo instrumento, FCI, obtiene imágenes con una resolución espacial de 1 km en los canales visibles del espectro.

Las inundaciones fueron causadas por un sistema convectivo mesoscalar, (SCM) que son las mayores tormentas convectivas. Los SCM por su larga duración y de movimiento lento son una de las principales causas de inundación en latitudes

Precipitación (mm) entre las 00:10UTC del día 29/10/2024 y las 00:00UTC del día 30/10/2024

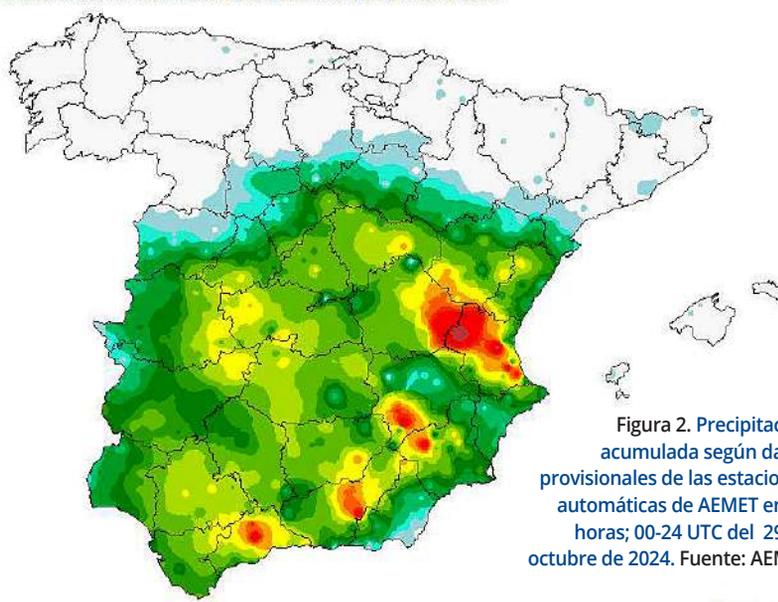
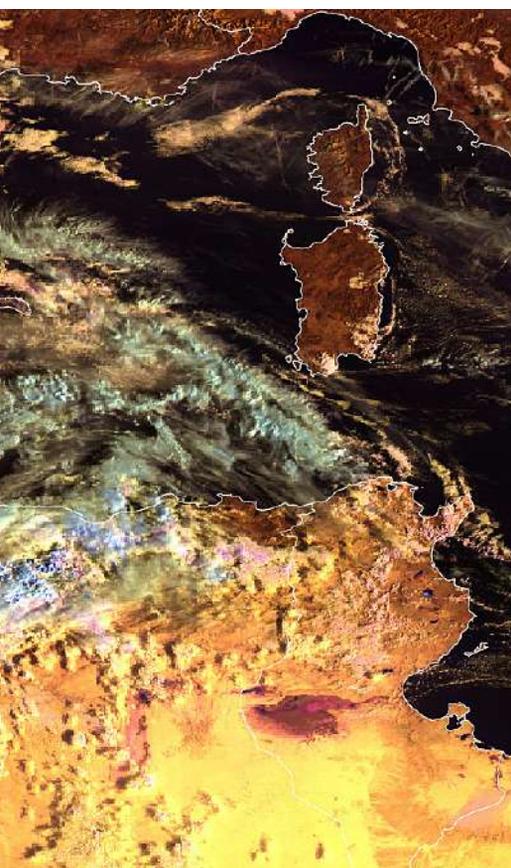


Figura 2. Precipitación acumulada según datos provisionales de las estaciones automáticas de AEMET en 24 horas; 00-24 UTC del 29 de octubre de 2024. Fuente: AEMET



AEMET
Agencia Estatal de Meteorología



medias y tropicales. La precipitación acumulada causada por el SCM del día 29 se muestra en el mapa de la figura 2.

Aunque las observaciones satelitales han demostrado la ubicuidad de los SCM, también ha mostrado que presentan una notable diversidad, pero siempre contienen zonas de precipitación estratiforme y zonas de precipitación convectiva (p. ej. Houze, 2018).

Un SCM se desarrolla cuando las nubes convectivas profundas (cumulonimbos o líneas de cumulonimbos), que se forman en respuesta a la inestabilidad convectiva, se amalgaman en un área de entre 500 a 1000 km², habitualmente; se organizan en un sistema nuboso compacto resultado de una circulación de una escala mayor bajo un gran escudo nuboso cirriforme, y de forma que las precipitaciones se extienden a un gran área contigua de lluvia. A medida que las nubes convectivas se agrupan (ver figura 3), calientan la troposfera por procesos de liberación de calor latente y radiativo, e inducen una circulación de dimensión mesoscalar que consta en dos grandes giros verticales que interesan a sendas capas de la troposfera (ver esquema en la figura 3), invirtiendo el orden vertical de las capas. El giro ascendente alimenta al SCM: una capa inicialmente en la troposfera inferior, que puede tener varios kilómetros de profundidad, pasa a ser la

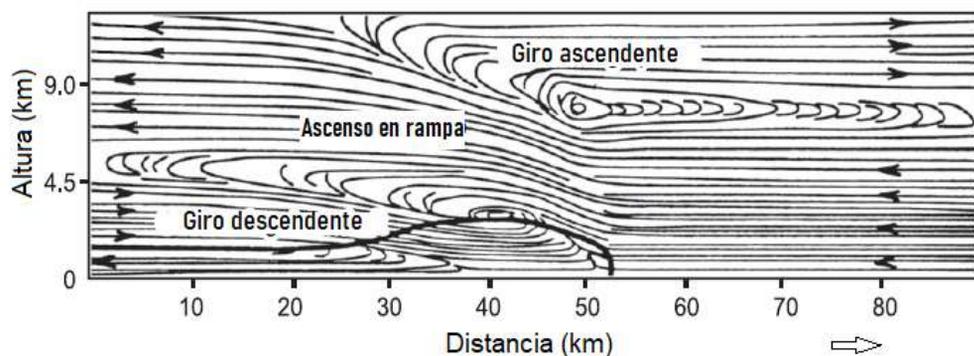


Figura 3. Líneas de corriente de flujo de aire relativo al sistema generadas en una simulación numérica promediada en el tiempo de una línea de turbonada con precipitación estratiforme posterior. El contorno sólido en negrita delinea la zona fría (región de perturbación negativa de la temperatura potencial negativa). Adaptado de Fovell y Ogura (1988)

rama ascendente de la circulación del sistema, por lo que la corriente ascendente no necesariamente parte de la capa límite. Para un ambiente típico de fuerte cizalladura en niveles bajos, la corriente ascendente del sistema no es vertical sino en rampa o pendiente. El giro descendente hace descender una capa que parte de niveles medios a niveles bajos donde y acumula aire frío por debajo del ascenso en rampa. La convección en un SCM en estado maduro consiste pues en un giro de capas, muy diferente de la

convección asociada a un simple cumulonimbo, que se realiza por burbujas de aire que ascienden desde la capa límite.

La situación meteorológica sobre la Península del día 29 estaba definida por una gota fría, *cut-off low* o depresión aislada en niveles altos, dana (calificación esta última que prevaleció en el relato mediático, aunque la circulación ciclónica existía en todas las capas de la troposfera) centrada en el golfo de Cádiz; aire frío en altura y advección cálida en niveles medios-bajos en el sudeste de la

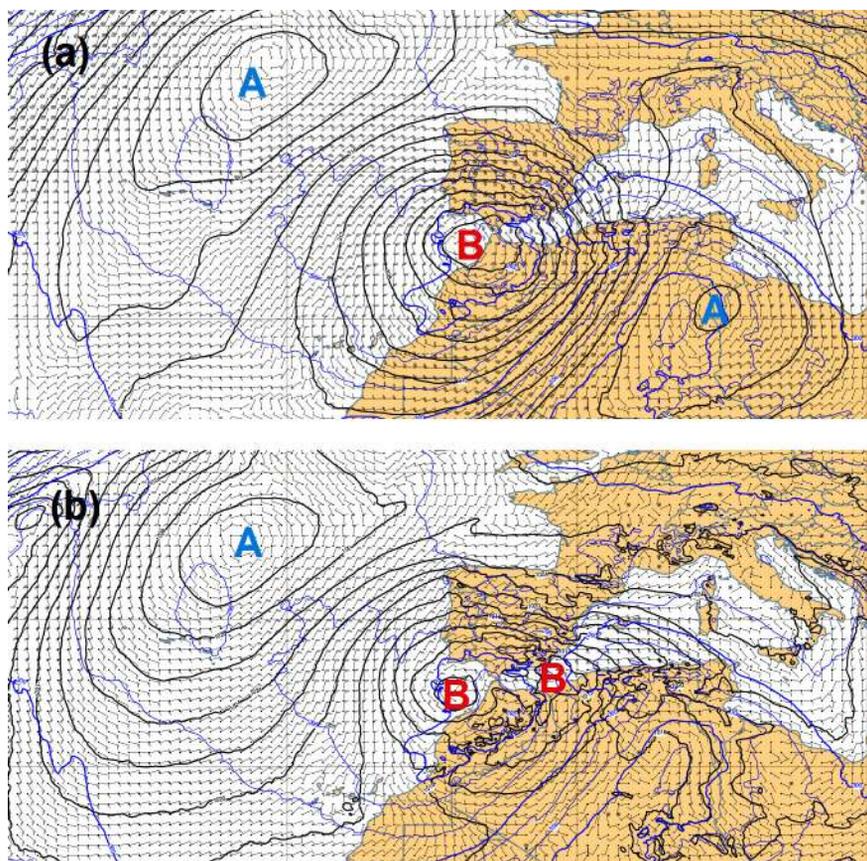


Figura 4. Análisis del modelo HRES del ECMWF del 29 de octubre a las 00 UTC. (a) Altura del geopotencial (intervalo 2 dam) y viento en 700 hPa y espesor de la capa 850-925 hPa (intervalo 2 dam); (b) presión a nivel del mar (intervalo 2 hPa), viento a 10 m y espesor de la capa 850-925 hPa

Aspectos mesoscales de la tormenta que causó las desastrosas inundaciones en Valencia del 29 de octubre de 2024

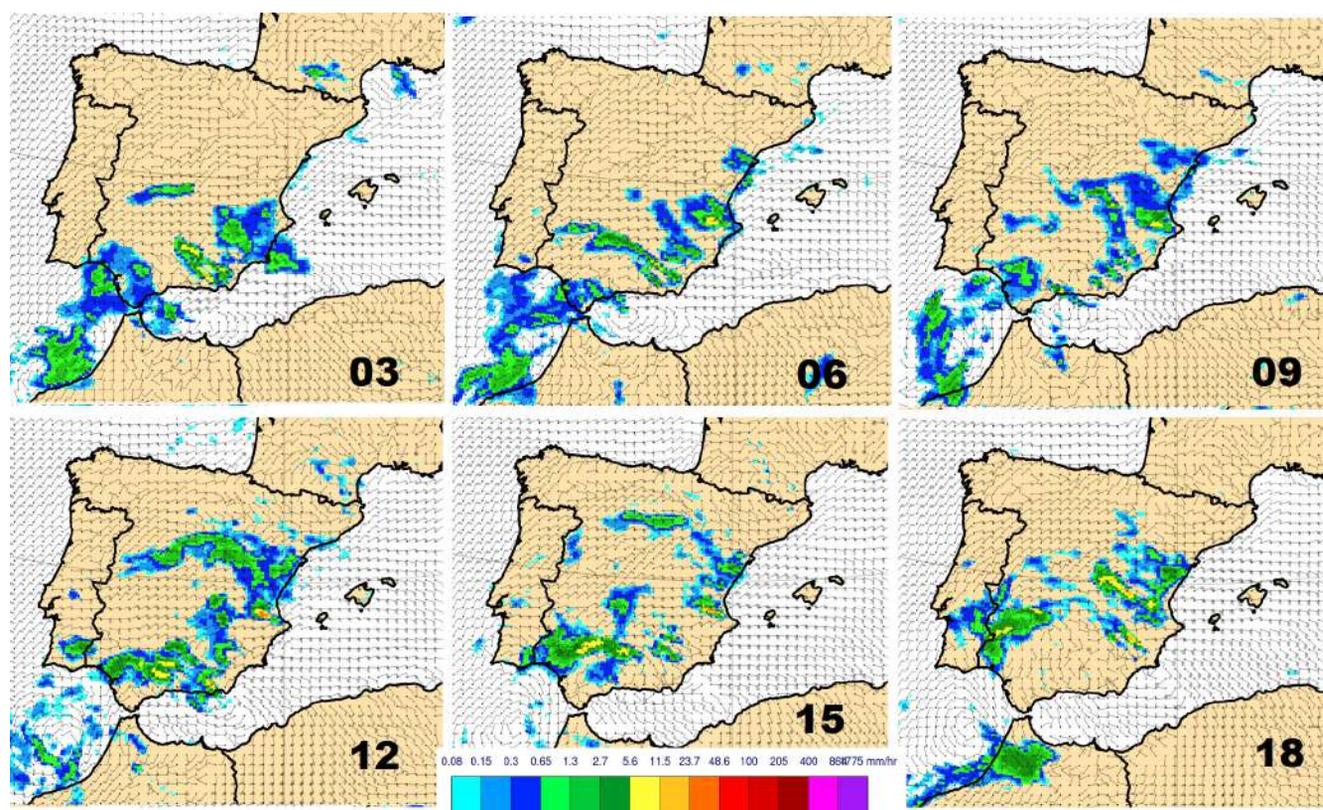


Figura 5. Intensidad de precipitación estratiforme y viento a 10 m del modelo del HRES del ECMWF del 29 de octubre; pasada de las 00 UTC para las: 03 (+3), 06 (+6), 09 (+9) UTC; pasada de las 12 UTC para las: 12 (+0), 15 (+3), 18 (+6) UTC

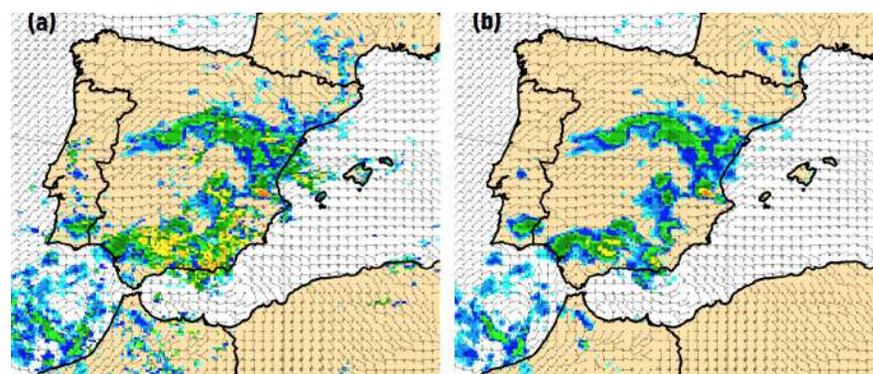


Figura 6. (a) Intensidad de precipitación total y viento a 10 m; (b) intensidad de precipitación estratiforme y viento a 10 m. Ambos para las 12 UTC; análisis del modelo del HRES del ECMWF

Península (figura 4a) que se manifestó en nubosidad convectiva (figura 1) al hacer ascender columnas de aire potencialmente inestable procedente del norte de África. En el litoral oriental de la Península el viento presentaba en niveles bajos una cizalladura vertical propicia para la convección profunda organizada, pues mientras en niveles medios y altos el viento era de componente sur, en superficie el viento de levante sobre el Mediterráneo occidental, giraba al nordeste en la costa debido a la orografía.

En Valencia se desarrolló un SCM con la línea convectiva, origen del ascenso en rampa mesoscalar, al sur de la tormenta,

y la zona estratiforme delantera (al norte de la línea). Este tipo de SCM suele ser bastante estacionario pues se realimenta con el flujo inestable por la parte trasera tendiendo a compensar la propagación corriente abajo, y por tanto propicio para producir precipitaciones acumuladas grandes.

La línea de convección del SCM en el modelo

A lo largo del evento la intensidad de precipitación estratiforme, o de gran escala, del modelo HRES del IFS del ECMWF presentó un máximo casi estacionario de disposición predominantemente zonal

que se puede observar en la figura 5. Dicho máximo fue dominante en la intensidad de precipitación total (sumas de las precipitaciones convectiva y estratiforme), como se puede ver, por ejemplo, en la figura 6 de las 12 UTC.

En la figura 7 se muestra el sondeo vertical del modelo ENS del ECMWF en un punto de máximo de intensidad de precipitación a las 12 UTC (zona roja). El sondeo presenta, por debajo de 700 hPa y por encima de 800 hPa una capa saturada absolutamente inestable con un gradiente vertical próximo al gradiente adiabático seco (MAUL, *Moist Absolutely Unstable Layer*, Bryan y Fritsch 2000) que es característica de los niveles bajo de la corriente ascendente en rampa del SCM. La presencia de la capa MAUL se explica porque la capa de aire de la troposfera inferior que alimenta en niveles bajos o medios a un SCM suele ser convectivamente inestable, caracterizada por tener un gradiente vertical negativo de temperatura potencial equivalente, Θ_e , y como señaló Morán (1944), cuando una columna de aire convectivamente inestable se eleva y se satura por su base se vuelve absolutamente inestable. Sin embargo las observaciones con radar

Location: 39.09°N 0.85°W

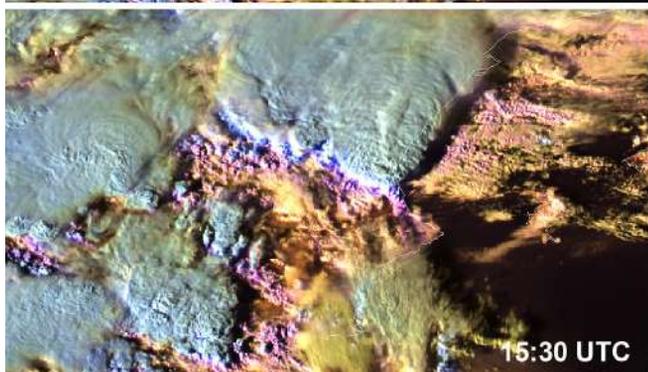
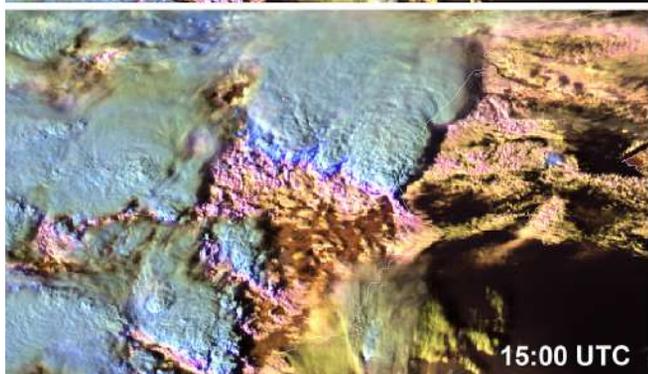
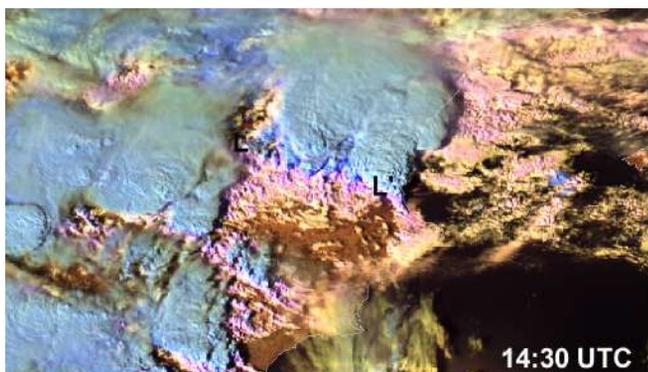
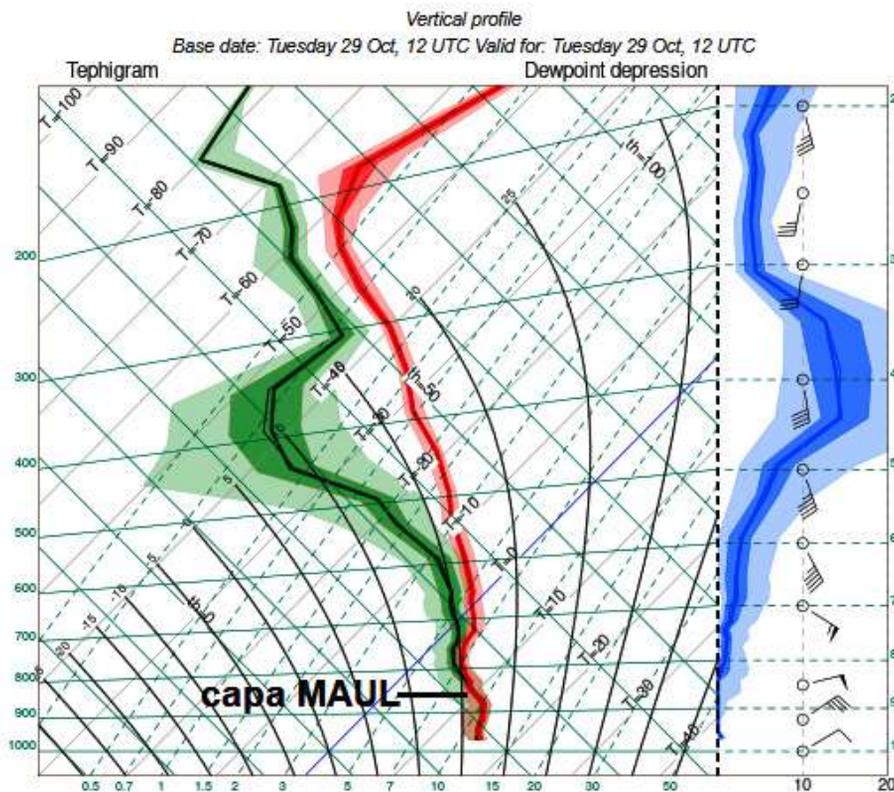


Figura 7. Sondeo de los análisis del modelo ENS de las 12 UTC del día 29 en el área de máxima intensidad de la precipitación estratiforme. Se muestran con distintos sombreados el mínimo, la mediana y el máximo, y los percentiles 25 y 75 de las distribuciones de temperatura y punto de rocío en cada nivel

Figura 8. Imágenes "fase de nube" del MTG de las 14:30, 15:00 y 15:30 UTC del día 29 de octubre centradas en el SCM; en la primera se ha marcado los extremos de la línea convectiva con L y L'

Doppler muestran que, a pesar de su inestabilidad absoluta, la capa mantiene una estructura coherente en el ascenso en rampa. Al parecer, la liberación de la inestabilidad no es lo suficientemente rápida ni lo suficientemente profunda como para destruir la estructura inicial de la capa.

De lo anterior se deduce que el modelo HRES, que tiene una resolución de unos 9 km, resuelve la precipitación de la zona convectiva de un SCM maduro, por tanto ésta está integrada en el producto "precipitación de gran escala o estratiforme", y no en el producto "precipitación convectiva".

La modelización en extremadamente alta resolución revela que dentro de la capa de aire MAUL, generalmente ascendente, los elementos flotantes giran en rollos alineados a lo largo de la cizalladura (Bryan y Fritsch, 2003), en consonancia con los datos de radar, que muestran que las celdas en las zonas convectivas de los SCM suelen ser alargadas. En las imágenes del MTG en alta resolución también se observan dichos rollos convectivos, en la imagen de las 14:30 UTC de la figura 8 están marcados los extremos de la línea convectiva con L y L' y en ella se pueden apreciar las zonas ascendentes de esos rollos alargados que se inician con colores rosados, que caracterizan a techos de nube con gotas de agua, y finalizan con azul oscuro, que indica que la parte superior de dichas nubes de cristales está formada por cristales grandes de hielo. En las imágenes de la figura 8 puede apreciar la propagación de la línea convectiva hacia el ONO.

Referencias

- Bryan, G. H., J. M. Fritsch, 2000: Moist absolute instability: The sixth static stability state. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 1207-1230, [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2000\)081<1287:MAITSS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081<1287:MAITSS>2.3.CO;2).
- Bryan, G. H., J. M. Fritsch, 2003: On the existence of convective rolls in the convective region of squall lines. 10th Conf. on Mesoscale Processes, Portland, OR, Amer. Meteor. Soc., 4.2, <https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/62556.pdf>.
- Houze, R. A., 2018: 100 Years of Research on Mesoscale Convective Systems. *Meteor. Monogr.*, 59, 17.1-17.54, <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-18-0001.1>.
- Morán Samaniego, F., 1944: Apuntes de Termodinámica de la Atmósfera. Servicio Meteorológico Nacional, pg. 195-198, <https://repositorio.aemet.es/bitstream/20.500.11765/16036/1/Moran.pdf>