



**Universidad
de La Laguna**

ESCUELA DE DOCTORADO Y ESTUDIOS DE POSGRADO

METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA GLOBAL PARA LA NAVEGACIÓN

Trabajo Fin de Máster
Máster en Gestión Náutica y Transporte Marítimo
Julio de 2024

Autor:
ALEJANDRO DÍAZ HERNÁNDEZ
78.631.496Q

Tutor/a:
Prof. Dr. Alejandro U. Gómez Correa

Escuela Politécnica Superior de Ingeniería
Sección Náutica, Máquinas y Radioelectrónica Naval
Universidad de La Laguna; Escuela de Doctorado y Estudios de Posgrado

Gómez Correa, Alejandro U. (2024). Gómez Correa, Alejandro U. (2024). *Meteorología y Climatología Global para la Navegación*. Trabajo de Fin de Máster. Universidad de La Laguna.

RESUMEN

Este trabajo consiste en una revisión bibliográfica con el objeto de recopilar conocimientos meteorológicos actualizados y útiles, tanto teóricos como prácticos para conocer los fenómenos meteorológicos que tienen mayor influencia en la navegación marítima, recibir e interpretar la información de las publicaciones y los boletines meteorológicos a bordo y realizar una correcta gestión de la navegación en caso de encontrarnos con condiciones de tiempo adverso.

Para ello se han revisado estudios de investigación científica actualizados sobre meteorología y climatología, y también se ha extraído información de recursos didácticos actualizados puestos a disposición por instituciones como: la OMM (Organización Meteorológica Mundial), la Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos (EUMETSAT), University Corporation for Atmospheric Research (UCAR), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), etc.

Este trabajo es una guía de información meteorológica y climatológica práctica, con conocimientos actualizados, para la navegación en cualquier parte del mundo.

Palabras claves: [Meteorología y climatología actualizada para la navegación].

Gómez Correa, Alejandro U. (2024). *Meteorología y Climatología global para la navegación*. Trabajo de Fin de Máster. Universidad de La Laguna.

ABSTRACT

This work consists of a bibliographic review with the aim of compiling updated and useful meteorological knowledge, both theoretical and practical, for understanding the meteorological phenomena that have the greatest influence on maritime navigation, receive and understand information from publications and meteorological bulletins on board, and carry out a proper navigation management in case we encounter adverse weather conditions.

To this end, updated scientific research studies on meteorology and climatology have been reviewed, and information has also been extracted from updated training resources available through institutions such as: the WMO (World Meteorological Organization), the European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT), University Corporation for Atmospheric Research (UCAR), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), etc.

This work is a practical guide about meteorology and climatology, including up-to-date knowledge, for the global navigation.

Keywords: [Updated meteorology and climatology for maritime navigation].

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría agradecer a mi tutor del trabajo D. Alejandro U. Gómez Correa, por el apoyo durante estos meses, esas dudas resueltas de última hora, y por comprender mi método para preparar este trabajo.

Gracias a mi familia y amigos, por el apoyo incondicional y por todos los buenos y malos momentos compartidos.

Gracias a mi pareja María, por su consideración conmigo y por estar siempre dispuesta ayudarme en todo y también a su familia por las vivencias compartidas.

Por último agradecer a los diferentes profesionales y compañeros con los cuales he podido aprender de su experiencia y conocimientos y además compartir buenos momentos.

A todos, muchas gracias.

Índice del TFM

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES	5
GLOSARIO	24
1. INTRODUCCIÓN	28
2. OBJETIVOS.....	30
3. CONCEPTOS DE METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA	31
3.1. CIRCULACIÓN GENERAL ATMOSFÉRICA (CGA) Y SISTEMAS ATMOSFÉRICOS DE ESCALA GLOBAL	36
3.1.1. MODELO UNICELULAR O MODELO DE HADLEY	37
3.1.2. MODELO DE TRES CELDAS, FERREL.....	39
3.1.3. ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL (ZCIT).....	42
3.1.4. EL FRENTE POLAR. MASAS DE AIRE Y FRENTE.....	44
3.1.5. SISTEMAS DE PRESIÓN SEMIPERMANTES	49
3.1.5. CORRIENTES EN CHORRO (JET STREAM)	52
CORRIENTES DE CHORRO EN ALTURA	57
CHORRO POLAR	57
VÓRTICE CIRCUMPOLAR ESTRATOSFÉRICO O “VÓRTICE POLAR”	62
CHORRO SUBTROPICAL	64
CHORRO TROPICAL DEL ESTE	66
CHORROS DE BAJO NIVEL	69
CHORRO DE SOMALIA	69
CHORRO AFRICANO DEL ESTE.....	71
3.2. SISTEMAS ATMOSFÉRICOS DOMINANTES.....	75
3.2.1. ONDAS DEL ESTE, “EASTERLY WAVES”	75
3.2.2. VAGUADAS TROPICALES DE LA ALTA TROPOSFERA (TUTT, TROPICAL UPPER TROPOSPHERIC TROUGH)	94

3.2.3. CICLONES - DEFINICIÓN Y CATEGORÍAS	103
BAJAS POLARES (“PLs, Polar Lows”).....	109
CICLONES EXTRATROPICALES.....	121
CICLONES SUBTROPICALES	147
CICLONES TROPICALES	155
4. INFORMACIÓN METEOROLÓGICA Y CLIMATOLÓGICA	191
4.1. DISTRIBUCIÓN DE LA INFO METEOROLÓGICA MUNDIAL Y MARÍTIMA	192
4.1.1. INFORMACIÓN METEOROLÓGICA MARITIMA.....	195
4.2. RED DE OBSERVACIONES METEOROLÓGICAS	198
4.3. PREDICCIÓN METEOROLÓGICA.....	199
4.3.1. MODELOS DE PREDICCIÓN NUMÉRICA DEL TIEMPO (PNT)	202
4.4. COMO SE RECIBE LA INFORMACIÓN METEOROLÓGICA A BORDO.....	206
4.4.1. EQUIPOS OBLIGATORIOS A BORDO	207
POR VOZ EN VHF (DSC), Y ONDA MEDIA/ONDA CORTA HF/MF	211
RECEPTOR NAVTEX (Navigational Telex).....	211
RECEPTOR EGC (Enhanced Group Call)	216
RECEPTOR RADIOTÉLEX (IMPRESIÓN DIRECTA DE BANDA ESTRECHA EN HF).....	223
4.4.2. OTROS MEDIOS PARA OBTENER INFORMACIÓN METEOROLÓGICA	225
MSI POR INTERNET	225
MAPAS METEOROLÓGICOS EN ECDIS (ELECTRONIC CHART DISPLAY).....	225
4.5. PREDICCIONES METEOROLÓGICAS EN INTERNET	228
4.5.1. PÁGINAS OFICIALES DE SMHNS.....	228
AEMET - METEONAV - http://meteonav.aemet.es/MeteoNav/	229
OCEAN PREDICTION CENTER (OPC)- https://ocean.weather.gov/	230
NATIONAL HURRICANE CENTER (NHC) - https://www.nhc.noaa.gov/	232
PRODUCTOS PARA CICLONES TROPICALES DE OTROS RSMCS	234

4.5.2. OTROS RECURSOS EN INTERNET – NO OFICIALES.....	236
WINDY - https://www.windy.com	236
PASSAGE WEATHER - https://www.passageweather.com/	237
4.6. OBSERVACIONES A BORDO	237
4.6.1. INSTRUMENTOS Y EQUIPO PARA REALIZAR OBSERVACIONES.....	238
PRESIÓN ATMOSFÉRICA – BARÓMETRO Y BARÓGRAFO.....	238
TEMPERATURA Y HÚMEDAD RELATIVA.....	241
VIENTO – VELOCIDAD Y DIRECCIÓN – ANEMÓMETRO Y VELETA.....	243
OBSERVACIONES SIN INSTRUMENTOS	244
4.6.2. OBSERVACIONES DURANTE UN CICLÓN EXTRATROPICAL.....	245
4.6.3. OBSERVACIONES DURANTE UN CICLÓN TROPICAL.....	248
4.7. INFORMACIÓN CLIMATOLÓGICA PARA NAVEGANTES.....	250
5. GESTIÓN DE LA NAVEGACIÓN.....	254
5.1. NAVEGACIÓN EN PRESENCIA DE CICLONES EXTRATROPICALES.....	255
5.2. NAVEGACIÓN CON MAL TIEMPO POR OLEAJE	256
5.3. NAVEGACIÓN EN PRESENCIA DE CICLONES TROPICALES	258
MANIOBRA DE EVASIÓN DEL CICLÓN TROPICAL	258
BUQUES EN PUERTO – EN CICLONES TROPICALES.....	260
MANIOBRAS DE EMERGENCIA PARA LA EVASIÓN DE UN CICLÓN TROPICAL	262
6. CONCLUSIONES	266
8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	269

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Ilustración 1. Sistema barotrópico.....	25
Fuente: [25] Gálvez, J. M. (2023).	25
Ilustración 2. Sistema baroclínico.	26
Fuente: [25] Gálvez, J. M. (2023).	26
Ilustración 3. Cálculo de la cizalladura vertical del viento (0-6km).....	27
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program.....	27
Ilustración 4. Representación de la fuerza bórica. Las flechas rojas representan el gradiente de presión y las negras la fuerza bórica.	32
Fuente: [2] C.C. Luis Antonio García Martínez, Curso De Meteorología Y Oceanografía. Amada Española, 2007	32
Ilustración 5. Movimiento del aire desde el alta hacia la baja presión.	32
Fuente: https://www.cfape.com/includes/mensaje/20142/3534_1.png	32
Ilustración 6. Modelo de Hadley o Unicelular de la circulación atmosférica general.....	34
Fuente: [2] C.C. Luis Antonio García Martínez, Curso De Meteorología Y Oceanografía. Amada Española, 2007	34
Ilustración 7. Diferencias estacionales entre hemisferios mostrando el ángulo de incidencia de la radiación solar durante el verano boreal - invierno austral.	35
Fuente: https://historiadelavida.editorialaces.com/inclinacion-de-la-tierra/	35
Ilustración 7. (a) Balance de radiación medido en la parte superior de la atmosfera frente a latitud. Radiación absorbida (línea roja continua) – emitida (línea roja punteada).	35
(b) Temperatura media del agua superficial del océano a diferentes latitudes.....	35
Fuente: [1] J. Brown, Ocean Circulation. 2001.....	35
Tabla 1. Escalas de movimientos atmosféricos.....	36
Ilustración 8. Modelo unicelular de Hadley, representación para un planeta acuático, sin continentes.....	38
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program.....	38
Ilustración 9. Vientos Alisios (flecha amarilla) y Contralisios en Hemisferio Norte, célula tropical o célula de Hadley.	39
Fuente: https://www.museosdetenerife.org/blog/articulo-de-divulgacion-vientos-olvidados-en-la-cima-de-tenerife-los-contralisios-por-luis-manuel-santana-perez/	39

Ilustración 10. Célula de Hadley representada en 3 dimensiones. Alisios del Nordeste en hemisferio norte y del Sudeste en hemisferio sur.	40
Fuente: [1] J. Brown, Ocean Circulation. 2001.....	40
Ilustración 11. Modelo de tres celdas convectivas: Polar (CP), Ferrel (CF) y Hadley (CH). En la figura se representa los vientos en superficie, alisios (trade winds) y ponientes (westerlies); las zonas de convergencia y divergencia; los cinturones de altas y bajas presiones (A) y (B); y las corrientes en chorro en la tropopausa.	41
Fuente: [3] E. Crespo del Arco, Meteorología Y Climatología. (1.th ed.) 1003.	41
Ilustración 12. Vista de perfil de la atmosfera desde los polos hasta el ecuador mostrando la circulación general, la relación entre el frente polar y el chorro polar y las regiones de formación de nubosidad tropical.	42
Fuente: [1] J. Brown, Ocean Circulation. 2001	42
Ilustración 13, Variación estacional de la Zona de convergencia intertropical durante el verano boreal (en rojo) y el verano austral (en azul).....	43
Fuente: https://es.wikipedia.org/wiki/Zona_de_convergencia_intertropical	43
Ilustración 14. En verde se muestra el ecuador meteorológico (vaguada ecuatorial) y se le compara con el ecuador térmico (rojo), cinturón de lluvias (azul) y calma ecuatorial (amarillo).	43
Fuente: [4] https://es.wikipedia.org/wiki/Zona_de_convergencia_intertropical	43
Ilustración 15. Frente polar en el hemisferio norte.	45
Fuente: http://www.rinconsolidario.org/meteorologia/archivos/imag/frenpol.jpg	45
Ilustración 16. Regiones manantiales de las masas de aire. Las regiones manantiales se desplazan según las estaciones.....	46
Fuente: [3] E. Crespo del Arco, Meteorología Y Climatología. (1.th ed.) 1003.	46
Ilustración 17. Izquierda: Estructura vertical de un frente frío y nubes asociadas; Derecha: Frente Cálido y tiempo asociado. Abajo: Representación frente ocluido; y dibujo de los distintos tipos de frentes sobre una imagen de satélite.....	48
Fuente: https://sailandtrip.com/wp-content/uploads/2018/02/Frente-frio-1024x682.jpg	48
Ilustración 18. Variación de presión según latitud y distribución en cinturones alternativos de altas y bajas presiones en superficie asociados a las zonas de subsidencia y ascendencia que definen las celdas convectivas globales.	49
Fuente: [3] E. Crespo del Arco, Meteorología Y Climatología. (1.th ed.) 1003.	49
Ilustración 19. Variación estacional de los vientos predominantes y de las principales estructuras ciclónicas y anticiclónicas del globo. En azul la posición aproximada de la ZCIT.	51

Fuente: [1] J. Brown, Ocean Circulation. 2001.....	51
Ilustración 20. Corrientes en chorro polar y subtropical.	52
Fuente: https://aertecsolutions.com/wp-content/uploads/2023/11/JetStream-101bis.jpg	52
Imagen 21. Perfil entre el ecuador y el polo norte que muestra la posición media de dos corrientes en chorro, la convección en la ZCIT y la nubosidad a lo largo del frente polar.	53
Fuente: [https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/jetstreams_es/navmenu.php?tab=1&page=2-1-0&type=flash]	53
Ilustración 22. Células convectivas y diferentes alturas de la tropopausa polar, templada y tropical y corrientes en chorro.	54
Fuentes: https://blog.meteoclim.com/wp-content/uploads/2016/07/Jets1.jpg ;	54
Imagen 23. Arriba: Estructura del frente polar y la corriente en chorro asociada, mostrando la distribución espacial de la temperatura, presión y velocidad del viento. Debajo: Variación de la temperatura con la latitud en los niveles de 500 y 200 hPa.	55
Fuente: [9] José Miguel Viñas, "Corrientes en chorro," Avión Y Piloto, (15),	55
Imagen 24. Representación esquemática de las principales circulaciones del océano Índico, la célula de Hadley planetaria, el chorro tropical del este y el monzón asiático de verano (adaptado con permiso de Gerald Meehl, NCAR).....	56
Fuente: [11] MetEd y The COMET® Program, "Las Corrientes en Chorro,"	56
Imagen 25. A la izquierda, en el H. Norte, con altas presiones hacia el ecuador y bajas hacia el polo, se muestra la fuerza debida al gradiente de presión en verde y Coriolis en rojo. A la derecha, se muestra el patrón ondular con vaguadas y dorsales de la corriente en chorro. 56	
Fuente: https://www.youtube.com/watch?v=5wCq2Y9CB6Y&ab_channel=MetOffice-LearnAboutWeather	56
Imagen 26. A la izquierda: Diagrama esquemático que muestra el desarrollo de ondulaciones, vaguadas y dorsales en el chorro polar del hemisferio norte. A la derecha: Formación de una DANA por ruptura de la corriente en chorro polar.	59
Fuentes: [1] J. Brown, Ocean Circulation. 2001; https://www.tiempo.com/noticias/divulgacion/dana-o-gota-fria-hablemos-claro.html	59
Imagen 27. Izquierda: Corriente en chorro meridional. Derecha: Corriente en chorro zonal afectando al sur de Inglaterra.	59
Fuente: https://www.youtube.com/watch?v=5wCq2Y9CB6Y&ab_channel=MetOffice-LearnAboutWeather	59
Imagen 28. Variación de las ondas de la corriente en chorro en función de los Máximos de velocidad.	60

Fuente:	https://www.metoffice.gov.uk/weather/learn-about/weather/types-of-weather/wind/what-is-the-jet-stream	60
Ilustración 29. Arriba:	Efecto de los máximos de velocidad del chorro y circulaciones secundarias sobre las presiones en superficie. Abajo: Circulación directa e indirecta en el chorro polar del Hemisferio Sur.	61
Fuentes:	[11] MetEd y The COMET® Program,;	61
Ilustración 30.	Vórtice polar estable.	62
Fuente:	https://www.tiempo.com/ram/310682/que-es-el-vortice-polar-y-como-influye-en-el-tiempo/	62
Ilustración 31.	Vórtice polar perturbado.	63
Fuente:	https://i0.wp.com/aemetblog.es/wp-content/uploads/2022/11/INFOGRAFIA-VOORTICE-POLAR2.jpg?ssl=1	63
Ilustración 32.	Corriente en chorro subtropical.	64
Fuente:	https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/jetstreams_es/media/graphics/stj_winter.jpg .64	
Ilustración 33.	Movimiento del aire en la célula de Hadley que forma el chorro subtropical en altura y los vientos alisios en superficie.	65
Fuente:	https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/jetstreams_es/media/video/subtropical_jet.mp4	65
Ilustración 34.	Vectores de Viento medio del Chorro Tropical del Este entre junio y agosto 1968 – 1996.	67
Fuente:	https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/jetstreams_es/media/graphics/tropical_easterly_jet_concept.jpg	67
Ilustración 35.	Representación esquemática de las principales circulaciones del océano Índico, la célula de Hadley planetaria, el chorro tropical del este y el monzón asiático de verano (adaptado con permiso de Gerald Meehl, NCAR).....	68
Fuente:	[11] MetEd by the COMET® Program.....	68
Ilustración 36.	Circulaciones secundarias de la corriente en chorro tropical del este.	69
Fuente:	[11] MetEd by the COMET® Program.....	69
Ilustración 37.	Chorro de Somalia.....	70
Fuente:	[11] MetEd by the COMET® Program. Adaptado por el autor.....	70
Ilustración 38. Arriba:	velocidad media del viento a 600 hPa entre julio y septiembre sobre el norte de África tropical y el océano Atlántico tropical. Abajo: corte vertical a lo largo del	

meridiano de 0 grados que muestra el flujo del monzón del sudoeste en niveles bajos (colores verdes) y del chorro africano del este en niveles medios (colores morados). El chorro tropical del este es el máximo de vientos del este en el nivel de 150 hPa; los intensos vientos del oeste a 200 hPa en 30°N están asociados con el chorro subtropical.	71
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program. Adaptado por el autor.	71
Ilustración 39. Arriba: temperatura media de superficie entre julio y septiembre (colores, en grados C) y humedad específica (isolíneas, g kg ⁻¹). Abajo: altura geopotencial a 600 hPa (m) para 1979-2009. Observe los intensos gradientes entre el Sahara cálido y seco y la región más fresca y húmeda al sur.	72
Fuente: https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/jetstreams_es/media/graphics/aej_sfcT_1000q_600hgt_jul_sep.jpg	72
Ilustración 40. Sistemas atmosféricos en las regiones tropicales de África del Norte y el Atlántico tropical en verano: ondas del este, Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), y un ciclón tropical. Las felchas azules representan las ondas tropicales en el chorro africano del este, el grosor de las flechas va en proporción a la velocidad del viento en el chorro.	73
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Programx	73
Ilustración 41. Principales estructuras de gran escala del monzón de África occidental y el Atlántico tropical; el diagrama es un corte vertical de norte a sur a lo largo del meridiano de Greenwich que muestra el sistema de depresión térmica/chorro africano del este/ZCIT, la capa de aire del Sahara y las variaciones meridionales en la capa límite atmosférica (adaptado de Parker et al., 2005).	74
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program	74
Ilustración 42. Arriba. Gradiente de Vorticidad Potencial (PV) y Abajo: Gradiente de Temperatura Potencial en 925hPa para la estación cálida.	78
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program	78
Ilustración 43. En negro, formaciones montañosas que generan perturbaciones en el chorro africano del este. En azul, estaciones donde se miden los parámetros para el seguimiento de las Ondas Africanas del Este.	79
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program	79
Ilustración 44. Topografía de Australia.	79
Fuente: https://indonesian-recipes.com/download/2023-version.html	79
Ilustración 45. Mapa de anomalías térmicas donde se observa anomalía cálida en el cuerno de África.	80
Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?	80

Ilustración 46. Diagrama de Hovmöller de imágenes de infrarrojos del satélite Meteosat9.	81
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program.....	81
Ilustración 47. Arriba: Propagación de ondas tropicales en mayo-junio. Abajo: para Julio-Octubre el anticiclón suele estar más al norte lo que favorece que las ondas entren al Caribe.	82
.....	82
Fuente: [16] J. M. Gálvez, "Ondas del Este y la Vaguada Tropical,"	82
Ilustración 48. En esta imagen se observan dos ondas tropicales. Las rectas amarillas indican sus dimensiones.....	84
y la curva cian traza su curvatura a lo largo del núcleo del chorro africano del este.	84
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program.....	84
Ilustración 49. Vista horizontal de una Onda Tropical. Esquema de presiones en superficie y circulaciones en el nivel de 700 hPa asociados a Ondas del Este en el Caribe.....	85
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program.....	85
Ilustración 50. Vista vertical y horizontal de una onda del este con cizalladura del este / inclinación positiva.	86
Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?	86
Ilustración 44. Vista vertical y horizontal de una onda del este con cizalladura del oeste / inclinación negativa.	87
Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?	87
Ilustración 51. Perfil idealizado de una onda tropical relacionando la inclinación del eje y la actividad convectiva en función de la cizalladura vertical del viento.	87
Fuente: Unified Surface Analysis Manual, Ocean Prediction Center.....	87
Ilustración 52. Ejemplo de imagen satelital con varias ondas.	88
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program.....	88
Ilustración 53. Trayectorias acumuladas de las Ondas Tropicales durante los años 1981 – 2021.	89
Fuente: [30] Hollis, M. A., McCrary, R. R., Stachnik, J. P., Lewis-Merritt, C., & Martin, E. R. (2024). A global climatology of tropical easterly waves. <i>Climate Dynamics</i> , 62(3), 2317-2332. doi:10.1007/s00382-023-07025-w	89
Ilustración 54. Ondas tropicales en el Océano Atlántico y Anticiclón de las Azores.	90
Fuente: https://es.wikipedia.org/wiki/Onda_tropical#/media/Archivo:Tropical_waves_es.jpg	90

Ilustración 55. Interacción onda tropical con ZCIT.	92
Fuente: [16] J. M. Gálvez, "Ondas del Este y la Vaguada Tropical,"	92
Ilustración 56. Interacción de Onda del Este con la baja de Panamá.....	92
Fuente: [16] J. M. Gálvez, "Ondas del Este y la Vaguada Tropical,"	92
Ilustración 57. Interacción positiva y negativa de una Onda del Este con TUTT (Vaguada Tropical de la Alta Troposfera).	93
Fuente: [16] J. M. Gálvez, "Ondas del Este y la Vaguada Tropical,"	93
Ilustración 58. Izquierda: Interacción de Onda Tropical con vaguada extratropical al noroeste de África. Derecha: Sincronización entre el paso de una Onda Tropical y una vaguada extratropical en Norteamérica.....	93
Fuentes: [17] Knippertz, P. (2003).; [18] Fuller, R. D., & Stensrud, D. J. (2000).....	93
Ilustración 59. Infografía sobre Ondas tropicales.	94
Fuente: https://i0.wp.com/efectococuyo.com/wp-content/uploads/2023/05/onda-tropical-venezuela-inameh.jpg?w=960&ssl=1	94
Ilustración 60.	95
Arriba: Proyección mercatoriana. Líneas de corriente promedio en el nivel de 200 hPa y velocidad del viento ($m s^{-1}$) en julio y enero para 1981-2010. Las líneas negras marcan la posición de las vaguadas tropicales de la alta troposfera (TUTT).....	95
Abajo: Proyección gnomónica del polo norte. Vaguadas TUTT, dorsales y líneas de corriente en 200mb para Agosto en el hemisferio norte.	95
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program;.....	95
[20] Sadler, J. C. (1975). The upper tropospheric circulation over the global tropics Dept. of Meteorology, University of Hawaii.;.....	95
Ilustración 61. Sección vertical a través de una TUTT el 9 de agosto de 1986. El color azul marca las anomalías de núcleo frío y el rojo las anomalías calientes	98
Fuente: [21] FITZPATRICK, P. J., KNAFF, J. A., LANDSEA, C. W., & FINLEY, S. V. (1995)	98
Ilustración 62. Sección vertical transversal de una TUTT.	98
Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?.....	98
Ilustración 63. A la izquierda: TUTT estacionaria con mejor divergencia al este del eje. A la derecha: TUTT que se mueve hacia el este (retrograda) con mejor divergencia al oeste....	99
Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?	99

Ilustración 64. Convergencia y divergencia en una TUTT.....	99
Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?.....	99
Ilustración 65. Representación de TUTT en azul y vaguada/onda inducida en los vientos del este en rojo. Las vaguadas inducidas generalmente se mueven hacia el oeste siguiendo el movimiento de las TUTT's.	100
Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?.....	100
Ilustración 66. Génesis de “vaguada inducida” por un TUTT en la ZCIT.....	101
Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?.....	101
Tabla 3. Diferencias entre Vaguada Inducida y Onda del Este.....	103
Ilustración 67. Clasificación esquemática basada en la estructura térmica y dinámica de los ciclones atmosféricos.	106
Fuente: [38] González Alemán, J. J. (2019). Cyclones with tropical characteristics over the northeastern atlantic and mediterranean sea: Analysis in present climate and future projections Retrieved from https://hdl.handle.net/20.500.14352/16847	106
Ilustración 68. Fuentes reconocidas de ciclogénesis tropical identificadas para cada cuenca oceánica.....	108
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program.....	108
Ilustración 69. Irrupción de Aire Frío (CAO) en marzo 2013. Se observan las “Cloud Streets” junto a dos líneas de convergencia. El flujo es generalmente hacia el sur. Las dos líneas de convergencia se desarrollan en convección profunda según se acercan a la costa de Noruega.	110
Fuente: MET-Norway/NOOA.	110
Ilustración 70. Frente Ártico. Frontera entre cA, masa de aire Ártica continental y mP, masa de aire Polar marítima.	111
Fuente: Wikipedia.....	111
Ilustración 71. Imagen satelital de Ciclón de escala sinóptica al oeste de Noruega y Baja Polar al norte de Finnmark.	112
Fuente: An introduction to polar lows, Gunnar Noer. The Norwegian Meteorological Institute.	112
Ilustración 72. Promedio de la densidad anual de actividad de PLs.....	114

Fuente: [27] Moreno-Ibáñez, M. (2024). Polar low research: Recent developments and promising courses of research. <i>Frontiers in Earth Science</i> , 12 doi:10.3389/feart.2024.1368179	114
Ilustración 73. A la izquierda: Baja Polar baroclínica en la mar al NE de Groenlandia; A la derecha: Baja Polar convectiva en la mar al norte de Noruega.	115
Fuente: [26] Turner, J., & Bracegirdle, T. (2007). Polar lows and other high latitude weather systems.	115
Ilustración 74. Imagen satelital de la NOAA en canal visible (NOAA VIS) de Baja Polar de cizalladura inversa.	116
Fuente: EuroMET	116
Ilustración 75. Baja Polar tipo tiovivo. Se observan varios centros Bajas Polares que quedan rotando como un tiovivo en lo que anteriormente era una baja de escala sinóptica.	117
Fuente: EuroMET	117
Ilustración 76. Dos casos diferentes de Baja Polar con nube en forma de coma.	117
Fuente: EuroMET; [11] MetEd by the COMET® Program.	117
Ilustración 77. Baja Polar orográfica. Las líneas rojas señalan la costa de Groenlandia y el vórtice asociado a la Baja Polar.	118
Fuente: EDU-ARCTIC	118
Ilustración 78. Patrón de vientos típico de una Baja Polar.	120
Fuente: An introduction to polar lows, Gunnar Noer. The Norwegian Meteorological Institute.	120
Ilustración 79. Imágenes de heladas marinas sobre la cubierta de dos barcos diferentes.	120
Fuente: NOAA, Marine Weathers Log	120
Ilustración 80. Ciclones Extratropicales.	121
Fuente: [34] Schultz, D. M., & Vaughan, G. (2011). Occluded fronts and the occlusion process: A fresh look at conventional wisdom.	121
Ilustración 81. Representación esquemática de familia de ciclones extratropicales formados a lo largo del frente polar.	123
Fuente: Pidwirny, M. (2006) <i>Fundamentals of Physical Geography</i> . 2nd Edition. Online E-Book.	123
http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8j.html .	123
Ilustración 82. Esquema de las fases de un ciclón, evolución de las isobaras e isotermas; Arriba: Modelo Noruego; Abajo: Shapiro-Keyser.	126

Fuente: [34] Schultz, D. M., & Vaughan, G. (2011). Occluded fronts and the occlusion process: A fresh look at conventional wisdom. Bulletin of the American Meteorological Society, 92(4), 443-466. doi:10.1175/2010BAMS3057.1	126
Ilustración 83. Fase Inicial.	127
Fuente: https://resources.eumetrain.org/data/5/569/media/images/chap2_initial.jpg	127
Ilustración 84. Fase de Onda en Desarrollo. Se forman el frente frío y el frente cálido.	128
Fuente: EUMeTrain	128
Ilustración 85. Posiciones típicas de la convergencia y divergencia de una vaguada en altura.	128
Fuente: EuMETrain	128
Ilustración 86. Fase de intensificación según modelo Noruego a la izquierda y S-K a la derecha.	129
Fuente: EUMeTrain	129
Ilustración 87. Fase de Madurez. A la izquierda: Oclusión según el Modelo Noruego; A la derecha: Seclusión cálida según S-K.	130
Fuente: EUMeTrain	130
Ilustración 88. A la izquierda: Detalle de la “Seclusión Cálida”. El centro de la Baja está marcado con una L. La línea morada es el “Bent-Back front” casi rodeando al centro. La zona sombreada de azul es la zona frontal. La zona sombreada de rojo es el embolsamiento de aire caliente “warm pocket” de la “seclusión cálida”. A la derecha: Imagen satelital de una ciclogénesis explosiva tipo S-K en la fase de Madurez, se observa el patrón en T.....	131
Fuente: EuMETrain	131
Ilustración 89. Fase de Disipación.	131
Fuente: EuMETrain	131
Ilustración 90. Flujo de fondo en 500hPa en la fase de desarrollo. Presión en superficie (líneas negras). Geopotencial 500 hPa (cyan).....	133
Fuente: EuMETrain, adaptada por el autor.	133
Ilustración 91. A la izquierda: Evolución del ciclón extratropical según modelo noruego. A la derecha: ciclón tipo S-K; Presión en superficie (líneas negras), Geopotencial 500hPa (líneas azules).	134
Fuente: EuMETrain	134
Ilustración 92. Representación esquemática del modelo ciclónico de Cintas Transportadoras, a la izquierda se muestra sin la CTS (amarilla) para poder observar mejor la trayectoria de la CTF.	136

Fuente: [34] Schultz, D. M., & Vaughan, G. (2011). Occluded fronts and the occlusion process: A fresh look at conventional wisdom. Bulletin of the American Meteorological Society, 92(4), 443-466. doi:10.1175/2010BAMS3057.1	136
Ilustración 93. Trayectorias típicas de los CEs (flechas negras) y trayectoria típica de huracanes (flechas verdes).	137
Fuente: Pidwirny, M. (2006) Fundamentals of Physical Geography. 2nd Edition. Online E-Book.....	137
http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8j.html	137
Ilustración 94. Promedio anual Densidad de CEs sobre 42 años, calculado como el número de centros de ciclones extratropicales por año en cada recuadro de 1°x1°.	138
Fuente: [35] Lodise, J., Merrifield, S., Collins, C., Rogowski, P., Behrens, J., & Terrill, E. (2022). Global climatology of extratropical cyclones from a new tracking approach and associated wave heights from satellite radar altimeter. Journal of Geophysical Research 138	
Ilustración 95. Arriba, onda frontal en fase inicial y abajo, onda frontal desarrollada.	139
Fuente: [37] NATHANIEL BOWDITCH, L. D., & NATIONAL GEOSPATIAL-INTELLIGENCE AGENCY. (2019). Pub. no. 9, AMERICAN PRACTICAL NAVIGATOR volume I (2019th ed.). Springfield, Virginia: NATIONAL GEOSPATIAL-INTELLIGENCE AGENCY. doi:NSN 7642014014652	139
Ilustración 96. Secuencia de nubes y tiempo al paso de un Frente Cálido. La presión desciende y el viento rola de SE, S a OSO.	141
Fuente: Curso Meteorología, https://www.canaltiempo21.com/	141
Ilustración 97. Secuencia de tiempo y nubosidad	142
Fuente: Curso Meteorología, https://www.canaltiempo21.com/	142
Ilustración 98. A la izquierda, en el hemisferio norte, patrón de vientos asociados frentes de un Ciclón Extratropical; a la derecha, en el hemisferio sur.	143
Fuente: Admiralty Mariner's Handbook (NP100)	143
Ilustración 99. Imagen satelital del "Sting Jet", los vientos más peligrosos de un ciclón extratropical. Una vez completamente desarrollado el Sting Jet se reconoce en imágenes satelitales por la forma que adquiere la nubosidad que recuerda a la cola de un escorpión.	144
Fuentes: EuMETrain; https://learnweather.com/	144
Ilustración 100. Imagen satelital de las bandas mesoescalares del "Sting Jet".	145
Fuente: https://learnweather.com/	145
Ilustración 101. Representación esquemática de la formación del Sting Jet.	146
Fuente: https://learnweather.com/	146

Ilustración 102. Ejemplo de predicción de rachas de viento para detectar el “Sting Jet”. ..146	
Fuente: https://learnweather.com/	146
Ilustración 103. Representación esquemática de la evolución sinóptica del ciclo de vida de un CST en el Atlántico. (a) Ciclogénesis baroclínica inicial, y (b) evolución a CST. Isobaras (líneas negras sólidas), eje de la vaguada en altura (línea punteada), líneas de flujo/corriente en altura (flechas sólidas).....	150
Fuente: Guishard et al. 2007	150
Ilustración 104. Mapa de las corrientes oceánicas superficiales (corrientes cálidas en líneas rojas), y las regiones donde suelen ocurrir los CSTs.....	152
Fuente: [41] Rocha, R., Reboita, M., Gozzo, L., Dutra, L., & de Jesus, E. (2018). Subtropical cyclones over the oceanic basins: A review. <i>Annals of the New York Academy of Sciences</i> , 1436 doi:10.1111/nyas.13927	152
Tabla 4. Resumen de la climatología de los CSTs estudiados para las diferentes regiones del planeta.	153
Fuente: Subtropical cyclones over the oceanic basins: a review. Traducida y adaptada por el autor.....	153
Ilustración 105. Distribución mensual de CSTs en el Atlántico Norte (blanco, 197 eventos) y en el Atlántico Sur (63 eventos). Climatología calculada con datos acumulados entre 1957-2007.....	154
Fuente: [42] Evans, J., & Braun, A. (2012). A climatology of subtropical cyclones in the south atlantic. <i>Journal of Climate</i> , 25, 7328-7340. doi:10.1175/JCLI-D-11-00212.	154
Ilustración 106. Esquema de una sección transversal de un ciclón tropical que muestra la circulación radial y vertical (o transversal) que resulta de la fricción, la convergencia en niveles bajos y la flotabilidad en la pared del ojo y las bandas de lluvia. Los principales elementos estructurales de TCs son: el flujo de entrada de la capa límite (flechas rojas de abajo), el ojo central despejado, la pared del ojo, la capa superior de cirros, las bandas de lluvia y el flujo de salida en la troposfera superior.....	159
Fuente: EuMETrain	159
Ilustración 107. Representación esquemática de una sección transversal de un vórtice convectivo de mesoescala (MCV) y a la derecha, vista satelital de un MCV sobre África occidental.....	160
Fuente: EuMETrain	160
Ilustración 108. Ciclo de vida típico de un huracán en el Atlántico Norte.	162
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). <i>Mariner’s tropical cyclone guide</i> (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.).....	162

Ilustración 109. Comparación entre el CT más grande registrado (Super Typhon Tip 1979, Pacífico Occidental) y el más pequeño, la Tormenta Tropical Marco (Golfo de Méjico, 2008).	163
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner’s tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.).....	163
Ilustración 110. Efecto de la velocidad de traslación (flecha azul punteada), sobre los vientos en los distintos cuadrantes del ciclón.	164
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner’s tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.).....	164
Ilustración 111. Visualización del “Wind Radii”. Vientos sostenidos de 34-kt (azul), 50-kt (amarillo), y 64 kt (rojo) para cada cuadrante.	165
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner’s tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.).....	165
Ilustración 112. Modelo conceptual de los principales elementos estructurales de los ciclones tropicales. Se observa (i) el flujo entrante en la capa límite superficial, (ii) el bien definido ojo central, (iii) la pared del ojo, (iv) la capa de cirros, (v) las bandas de lluvia y (vi) el flujo saliente en la troposfera superior.....	166
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program.....	166
Ilustración 113. Imágenes satelitales y de radar del huracán Isabel en 2003.....	168
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner’s tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.).....	168
Ilustración 114. Temporada de Ciclones Tropicales en el mundo.	169
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner’s tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.).....	169
Ilustración 115. Climatología de huracanes y CTs entre 1944-2020 para el Atlántico Norte.	170
Fuente: NOAA, Tropical Cyclone Climatology	170
Ilustración 116. Climatología de huracanes y CTs entre 1944-2020 para el Pacífico Nororiental.	171
Fuente: NOAA, Tropical Cyclone Climatology	171
Ilustración 117. Frecuencia de CTs en el área de responsabilidad del JTWC (Pacífico Occidental, Océano Índico y Hemisferio Sur). Este gráfico es acumulativo, el eje “Y” representa el promedio diario de ciclones tropicales en toda el área de responsabilidad del JTWC.....	172
Fuente: NOAA, Tropical Cyclone Climatology	172

Ilustración 118. Trayectoria de CTs en el Océano Índico Norte entre los años 1980-2005.	172
Fuente: NOAA, Tropical Cyclone Climatology	172
Ilustración 120. Trayectoria de CTs en el Océano Índico Sudeste entre los años 1980-2005.	173
Fuente: NOAA, Tropical Cyclone Climatology	173
Ilustración 121. Madden-Julian Oscillation. Fase de convección aumentada (flecha verde) y flecha roja, fase opuesta. La dirección de propagación de este fenómeno hacia al este (flecha gris).....	175
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner's tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.).....	175
Ilustración 122. Representación esquemática de la capa de aire del Sahara y su efecto en la ciclogénesis tropical. Se muestran el chorro africano del este (CAE) en el límite sur de la capa de aire del Sahara y una onda tropical africana. La sección transversal es un modelo conceptual de la capa de aire del Sahara, el chorro africano del este y los sistemas atmosféricos convectivos, basado en el programa de estudio en el campo JET 2000.....	176
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program.....	176
Tabla 5. Efecto de El Niño en las cuencas de CTs.....	178
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner's tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.	178
Ilustración 123. Trayectorias e intensidad de todos los Ciclones Tropicales entre 1851-2015.	179
Fuente: Datos obtenidos de base de datos IBTrACS, mapa de Robert A. Rohde.....	179
Ilustración 124. NHC Track Forecast Cone de 3 días para el Huracán Dorian mostrando la gran aceleración al encontrarse con la corriente en chorro de latitudes medias.	180
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner's tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.).....	180
Ilustración 125. Análisis de altura geopotencial 500mb. Se comparan en la imagen de arriba la trayectoria de un CT en diferentes situaciones de la dorsal/anticiclón subtropical.	181
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner's tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.	181
Ilustración 126. Imagen del satélite NOAA-3 en canal visible (VIS) de los huracanes Ione y Kirsten (1974) orbitando entre ellos, efecto Fujiwhara.....	182
Fuente: NOAA Photo Library	182

Ilustración 127. Representación del “fetch dinámico” en un CT en el hemisferio norte, para el hemisferio sur, el fetch dinámico se sitúa a la izquierda de la trayectoria.	184
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program	184
Ilustración 128. Imagen dentro de la pared del ojo, “eyewall”, del Huracán Sam en 2021 de categoría 4 captada por un Saildrone de la NOAA. El saildrone midió olas de hasta 27.5m cuando se grabó el video que contiene la imagen.	185
Fuente: https://www.pmel.noaa.gov/saildrone-hurricane/	185
Ilustración 129. Arriba , representación esquemática de una marejada ciclónica; abajo , ejemplo de la devastación producida por una marejada ciclónica durante el Huracán Ike en la Península de Bolívar, Septiembre de 2008.....	186
Fuente: [45] Ciclones tropicales: guía de preparación (2013)	186
Ilustración 130. Tabla de la OMM en la que se muestra las diferentes escalas usadas para la clasificación de los CTs según su intensidad para cada cuenca oceánica.....	189
Fuente: WMO, World Meteorological Organization	189
Ilustración 131. Escala Saffir-Simpson para la clasificación de huracanes según promedio de 1 minuto de los vientos máximos sostenidos.	190
Fuente: NHC, National Hurricane Center.....	190
Ilustración 132. Asociaciones regionales de la OMM.....	192
Fuente: OMM	192
Ilustración 133. Áreas de responsabilidad de cada Centro de ciclones Tropicales (RSMCs y TCWCs).	193
Fuente: OMM	193
Ilustración 134. Listado de los RSMCS y TCWS y sus SMHNs asociados.	194
Fuente: Meteo-France	194
Ilustración 135. NAVAREAS/METAREAS para las que se difunden los mensajes de Información de Seguridad Marítima, MSI. La MSI, incluye información meteorológica y también avisos a los navegantes.	195
Fuente: WMO- Worldwide Met-Ocean Information and Warning Service (WWMIWS)	195
Ilustración 136. Zonas en las que se divide la MET/NAVAREA II, para las cuales los diferentes SMHN emiten la información meteorológica.	196
Fuente: Service hydrographique et océanographique de la Marine, SHOM. Servicio hidrográfico de la marina en Francia.	196
Ilustración 137. Medios que componen el Sistema Mundial de Observación de la OMM..	199
Fuente: OMM / The COMET program.....	199

Ilustración 138. Procesos físicos que son parametrizados para poder incluirlos en los modelos de PNT.....	201
Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program.....	201
Ilustración 139. En las imágenes de arriba se representa lo que se conoce como “diagrama de espagueti”, son dos ejemplos de dos predicciones por conjunto. La imagen de la izquierda representa una predicción con un nivel de confianza alto mientras que la de la derecha muestra una salida con resultados probables muy diferentes los que da lugar a una predicción con nivel de confianza bajo.	205
Fuente: NOAA	205
Ilustración 140. Ejemplo de las radio-estaciones de A Coruña en la Pub. 117 de la NGA.207	
Fuente: Pub. 117 RADIO NAVIGATIONAL AIDS de la NGA, National Geospatial Intelligence Agency.	207
Ilustración 141. Áreas del SMSSM / GMDSS.	208
Fuente: https://azmarine.vn	208
Ilustración 142. Equipos radioeléctricos requeridos a bordo incluyendo duplicados, según SOLAS Cap. IV – Regla 7.	210
Fuente: COMSAR.1/Circ.32/Rev.2 3 Julio 2023, HARMONIZATION OF GMDSS REQUIREMENTS FOR RADIO	210
INSTALLATIONS ON BOARD SOLAS SHIPS	210
Ilustración 143. Indicadores de tipos de mensajes Navtex. En negrita se muestran los obligatorios.....	212
Fuente: Radioseñales 2022, publicación náutica del IHM.....	212
Ilustración 144. Pantalla para seleccionar estaciones y tipos de mensajes para recibir en Navtex.....	213
Fuente: Manual del operador. Navtex Furuno NX-700A/B.	213
Ilustración 145. Estructura de un mensaje NAVTEX.....	213
Fuente: Radioseñales 2022.....	213
Ilustración 146. Pantalla con listado de mensajes del Navtex modelo FURUNO NX-700. 214	
Fuente: https://www.electromaritima.com.mx/post/manual-navtex-furuno-nx-700	214
Ilustración 147. Ejemplo de mensaje mensaje Navtex, tipo “E” – Predicción meteorológica.	215
Fuente: Manual del Operador Furuno NX-700A/B.	215
Ilustración 148. Regiones y METAREAS que cubren los satélites de red de Inmarsat C / Mini C.	217

Fuente: INTERNATIONAL SAFETYNET HANDBOOK, SIXTH EDITION – APRIL 2020 ...	217
Ilustración 149. Canales de comunicación vía INMARSAT.....	218
Fuente: Inmarsat Maritime Handbook; MANUAL DEL OPERADOR FURUNO FELCOM 18.	218
Ilustración 150. Pantalla de espera de Inmarsat-C / mini-C.	220
Fuente: Adaptada por el autor, MANUAL DEL OPERADOR FURUNO FELCOM 18.....	220
Ilustración 151. Pantalla Options / “EGC Setup” del terminal Inmarsat-C.....	221
Fuente: MANUAL DEL OPERADOR FURUNO FELCOM 18.....	221
Ilustración 152. Boletín meteorológico emitido por el Coordinador Metarea I con prioridad Safety.....	222
Fuente: Inmarsat Maritime – SafetyNet Handbook.	222
Ilustración 153. Radiotelex y equipo asociado MF/HF en modo télex.	224
Fuente: Tutorial Radiotelex, Naval Academy de Bulgaria.	224
Ilustración 154. Diferentes tipos de datos que pueden ser utilizados bajo los estándares S- 100.....	226
Fuente: IHO, International Hydrographic Organization.....	226
Ilustración 155. Estado de desarrollo de los estándares S-41X para incluir la información meteorológica en los ECDIS como MIOs.....	227
Fuente: IHO, Hydrographic Services and Standards Committee HSSC16 (2024). Doc. Number: HSSC16-07.9A	227
Ilustración 156. Información durante la travesía que se muestra en la aplicación web Meteonav de AEMET.	229
Fuente: Meteonav, adaptada por el autor.	229
Ilustración 157. Áreas de responsabilidad de las diferentes oficinas/centros del NCEP....	230
Fuente: Unified Surface Analysis Manual, OPC.....	230
Ilustración 158. Ejemplo de Tropical Cyclone Forecast/Advisory (TCM) con anotaciones.	233
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner’s tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.).....	233
Tabla 6. Lista RSMCs del mundo y enlace a sus páginas web oficiales.....	234
Ilustración 159. Barómetro Aneroide.....	238
Fuente: https://image2.slideserve.com/3640615/slide7-n.jpg	238

Ilustración 160. Fluctuación de la presión debido a la marea atmosférica. En verde para Jersey (canal de la mancha) y en rojo y negro para regiones tropicales del océano indico.	240
Fuente: Ocean Navigator, revista online.....	240
Ilustración 161. Barógrafo.....	241
Fuente: https://www.depositohidrografico.com/data/productos/d_barografo.jpg	241
Ilustración 162. Tabla psicrométrica para calcular la humedad relativa.	242
Fuente: https://www.academiatesto.com.ar/cms/sites/default/files/444_02_7.jpg	242
Ilustración 163. Calculo vectorial del viento real, a partir del viento aparente medido con anemómetro y veleta.....	243
Fuente: Wikipedia.....	243
Ilustración 164. Ley del paralelogramo para calcular el viento real.	244
Fuente: [2] C.C. Luis Antonio García Martínez, Curso De Meteorología Y Oceanografía. Amada Española, 2007.	244
Ilustración 165. Cambios de viento, presión y nubosidad durante un CiclónExtratropical. 245	
Fuente: NGA, American Practical Navigator.	245
Ilustración 166. Ciclón extratropical en el hemisferio sur. Se muestra la presión y vientos en superficie. El mayor gradiente de presión (isobaras más juntas) y los vientos más fuertes, en este caso, se observan al NO.....	246
Fuente: Windy.	246
Ilustración 167. Mapa donde se muestran los límites de cada publicación Admiralty Sailing Directions.	251
Fuente: Página web de Admiralty.	251
Ilustración 168. Límites de las áreas de las áreas de cobertura de las Admiralty Routing Charts. Para cada zona 12 cartas, una para cada mes del año.....	252
Fuente: Página web de Admiralty.	252
Ilustración 169. Límites de áreas que cubren las publicaciones de NGA, Saling Directions Enroute. Los números dentro de los recuadros indican las áreas de los volúmenes de la publicación Sailing Directions Planning Guide.	253
Fuente: Página web de Maritime Safety Information de la NGA.	253
Ilustración 170. Ley de Buys-Ballot.....	255
Fuente: Wikipedia.....	255
Ilustración 171. Productos donde se muestra la probablidad de vientos de Tormenta Tropical del NHC, y de galerna del JTWC, que se pueden utilizar para trazar la derrota.	259

Fuentes: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner's tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.; JTWC.	259
Ilustración 172. Ejemplo de rutas de salida de puerto para evadir un CT. En el momento de planear la ruta de salida, se esperaba que la Tormenta Tropical Florence tocará tierra el viernes como Huracán Mayor.	262
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner's tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.	262
Ilustración 173. Plan de maniobras de emergencia en un Ciclón Tropical del Hemisferio Norte.	264
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner's tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.	264
Ilustración 174. Plan de maniobras de emergencia en un Ciclón Tropical del Hemisferio Sur.	265
Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). Mariner's tropical cyclone guide (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.	265

GLOSARIO

Anticiclón	Zona de alta presión atmosférica, mayor de 1013 mbar.
Borrasca	Zona de baja presión atmosférica, menor o inferior a 1013 mbar.
Masa de aire	Porción de aire suficientemente grande con propiedades físicas aproximadamente homogéneas.
Vaguada ecuatorial	También denominado ecuador meteorológico , es una vaguada o cinturón continuo de baja presión atmosférica que rodea toda la Tierra por regiones más o menos cercanas al ecuador es determinado por los valores medios anuales del cinturón tropical de baja presión atmosférica el cual se relaciona con la Zona de Convergencia Intertropical [4].
Vaguada monzónica / Monsoon Trough	Se da en la zona casi ecuatorial cuando los vientos alisios rolan para soplar con componente oeste y generan una vorticidad ciclónica en la zona donde en condiciones normales confluyen los vientos alisios del este. Esto sucede cuando la vaguada ecuatorial se aleja considerablemente del ecuador terrestre. La vaguada monzónica, al tener una circulación ciclónica, produce zonas con inestabilidad más acentuada que en la ZCIT y además favorece la formación de ciclones tropicales, si bien no suele dar lugar a ciclones tropicales en la zona del caribe, en el la mayoría de las cuencas oceánicas es la causa principal para la génesis de los Ciclones Tropicales.
Monzón	Se conoce como «monzón» a un tipo de viento estacional, y de gran escala, que se desarrolla en regiones intertropicales, donde existe un gran contraste térmico entre la superficie continental y el océano [6].
DANA	DANA es el acrónimo de “Depresión Aislada en Niveles Altos” también de le denomina “gota fría”. Una DANA, se produce a partir de una vaguada pronunciada que da lugar al estrangulamiento de la corriente en chorro polar, quedando una baja presión aislada en un

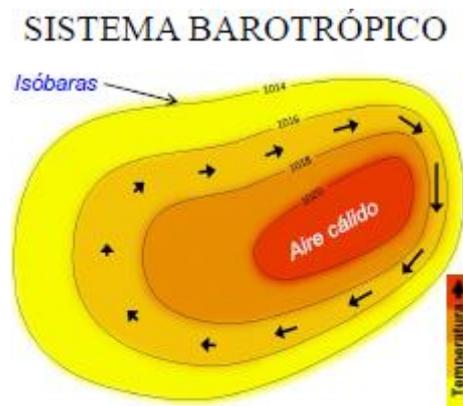
embolsamiento de aire frío que se separa del chorro y presenta un movimiento errático por los niveles altos de la troposfera.

Inicialmente solo se detecta como una baja presión en alturas de 300 a 500 hPa, pero su señal puede ir propagándose hacia la superficie para formar lo que se conoce como “Borrasca Fría Aislada, (BFA)”. Además, en ocasiones, cuando este aire frío se encuentra con temperaturas cálidas en superficie y masas de aire húmedas puede dar lugar lluvias torrenciales e inundaciones.

ms⁻¹ Unidad derivada para la velocidad en el Sistema Internacional de Unidades, $1 \text{ ms}^{-1} = 1,94 \text{ kn} = 3,6 \text{ km/h}$

Transición Tropical Proceso por el cual un Ciclón Extratropical (de núcleo frío y asimétrico) se transforma en un Ciclón Tropical de núcleo cálido. Este proceso se ha descubierto recientemente.

Atmósfera barotrópica Una atmósfera barotrópica es aquella atmósfera en la que la densidad del aire solo depende de la presión, es sinónimo de una atmósfera no baroclina o con baroclinicidad 0. En una atmósfera barotrópica las isóbaras son paralelas a las isotermas y no hay advección de temperatura.



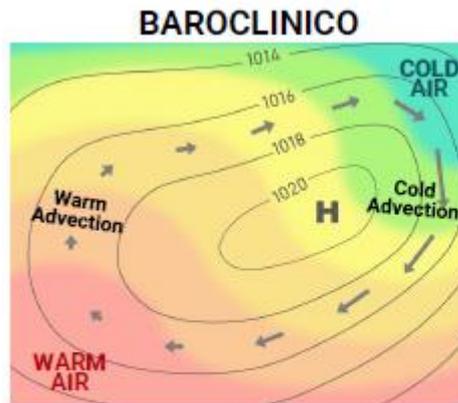
·NO hay advección de temperatura.
·Isóbaras son paralelas a isotermas.

Ilustración 1. Sistema barotrópico.

Fuente: [25] Gálvez, J. M. (2023).

**Atmosfera
baroclínica**

Atmósfera en la que la densidad del aire depende tanto de la temperatura como de la presión. En una atmosfera baroclínica las isobaras se cortan con las isotermas (no paralelas) y hay advección de temperatura.



- Advección de temperatura.
- Isobaras no paralelas a isotermas. Forman patrón de contornos cruzados (solenoide).

Ilustración 2. Sistema baroclínico.

Fuente: [25] Gálvez, J. M. (2023).

Advección

El término advección en meteorología se refiere al proceso de transporte de una propiedad atmosférica (calor, humedad, temperatura), por efecto del viento.

**Irrupción de Aire
Frío Marino
(MCAO)**

Una Irrupción de Aire Frío Marino (MCAO, Marine Cold Air Outbreaks) es la advección de aire seco y frío (originado sobre tierra fría o hielo) sobre agua relativamente caliente lo que genera una interacción que desestabiliza la baja troposfera y puede provocar convección, nubosidad y precipitación.

Vorticidad

La vorticidad es la medida de la rotación de un fluido en torno a un eje vertical respecto de la superficie terrestre. En el Hemisferio Norte es positiva o ciclónica cuando la rotación es en sentido antihorario.

Ciclogénesis Explosiva

En inglés “Rapid Cylogenesis”, se refiere a una ciclogénesis extratropical que se produce de manera rápida e intensa. El criterio de “ciclogénesis explosiva” se define según la velocidad con la que el centro de la baja se profundiza:

Para latitudes mayores a 55° , $\geq 24 \text{hPa/día}$.

En latitudes inferiores el umbral se relaja a 18-20 hPa/día

En los medios y la literatura se utilizan sinónimos como “bomba meteorológica”. La “ciclogénesis explosiva” se suele dar en los Océanos Pacífico y Atlántico.

Cizalladura vertical del viento

La cizalladura vertical del viento es una descripción del cambio que se produce en la velocidad del viento horizontal con la altura. Para determinar la cizalladura vertical del viento calculamos la diferencia entre los vectores viento horizontal en dos niveles diferentes. Se suele utilizar la diferencia entre la superficie y a 6km de altura (troposfera media) como se muestra en la imagen.

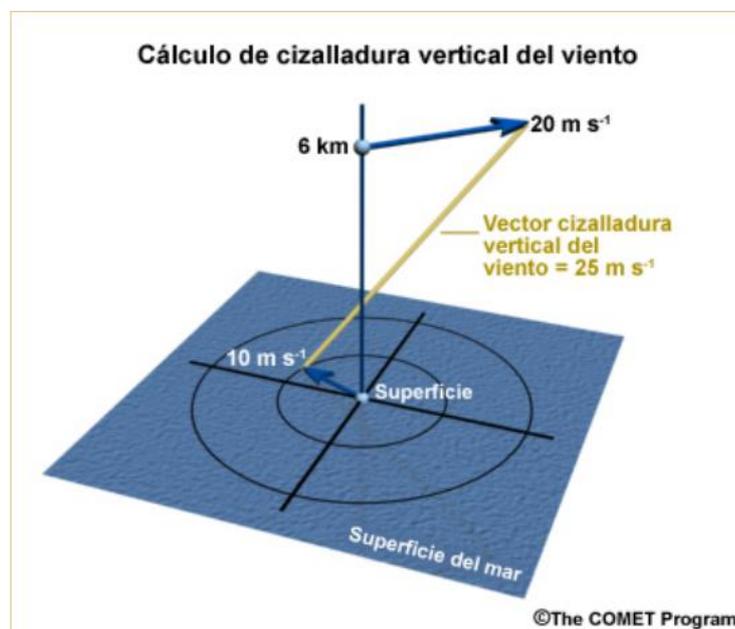


Ilustración 3. Cálculo de la cizalladura vertical del viento (0-6km).

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

1. INTRODUCCIÓN

¿Qué fenómenos meteorológicos debo tener en cuenta para navegar por cualquier parte del mundo? Debido al carácter internacional del transporte marítimo y a la responsabilidad, que recae sobre los oficiales de la marina mercante, de garantizar la seguridad de la navegación y la vida de las personas a bordo, nace la idea de realizar este trabajo.

Además de ser un tema relevante para garantizar la seguridad de la navegación, estudiar los procesos que están involucrados en los fenómenos atmosféricos significa también aumentar el conocimiento y entendimiento del medio que nos rodea. La meteorología ha sido un tema de interés desde los principios de la humanidad cuando las personas, basándose puramente en el conocimiento empírico, ya empezaban a observar y a predecir el tiempo.

Para conseguir tener una visión global de los aspectos meteorológicos que pueden afectar a la navegación en cualquier parte del mundo, se desarrollan los conceptos de meteorología, empezando por las fuerzas que hacen mover al aire, para dar forma a la Circulación General Atmosférica como base a partir de la cual, se forman de manera lógica, los diferentes fenómenos atmosféricos que dominan el clima en las regiones tropicales, templadas y polares del planeta.

En el apartado a continuación, se desarrolla cómo se realizan las observaciones y predicciones meteorológicas actualmente, cómo se distribuye la información y cómo se tiene acceso desde los buques a través de los medios oficiales que forman parte del GMDSS, y a través de recursos que, aunque sean extraoficiales, pueden resultar herramientas muy eficaces en complemento de las otras. Se explica también como se realizan las observaciones meteorológicas a bordo y su importancia.

En línea con el objetivo de que este trabajo sirva como ayuda para adquirir una buena base para entender los boletines y publicaciones de meteorología a bordo, durante, el desarrollo del trabajo se dan muchos términos en inglés, con los que los marinos debemos estar familiarizados ya que es el idioma que se utiliza en cualquier parte del mundo.

Como aplicación práctica de los conocimientos adquiridos, se explica cómo se debe gestionar la navegación en presencia de fenómenos meteorológicos adversos estudiados a lo largo del trabajo.

2. OBJETIVOS

El objetivo principal de este trabajo es elaborar una recopilación de conocimientos básicos de meteorología y climatología para que el propio trabajo sirva como una guía a la hora de realizar una navegación en cualquier parte del mundo y además también aportar información relevante para la toma de decisiones en el caso de cualquier incidencia meteorológica que pudiera estar presente.

Para alcanzar el objetivo general descrito se definen los siguientes objetivos específicos que se llevan a cabo en este trabajo:

- Describir y entender la circulación general atmosférica.
- Explicar conceptos y terminología que se utilizan en boletines y publicaciones meteorológicas.
- Dinámicas atmosféricas: Meteorología Tropical, extratropical y polar. Sistemas que dominan el clima de cada región.
- Climatología. Conocer la distribución espacio-temporal de los fenómenos que dominan el clima.
- Explicar cómo se difunde la información meteorológica y cómo se obtiene a bordo.
- Explicar procedimientos para la gestión de la navegación durante el mal tiempo.

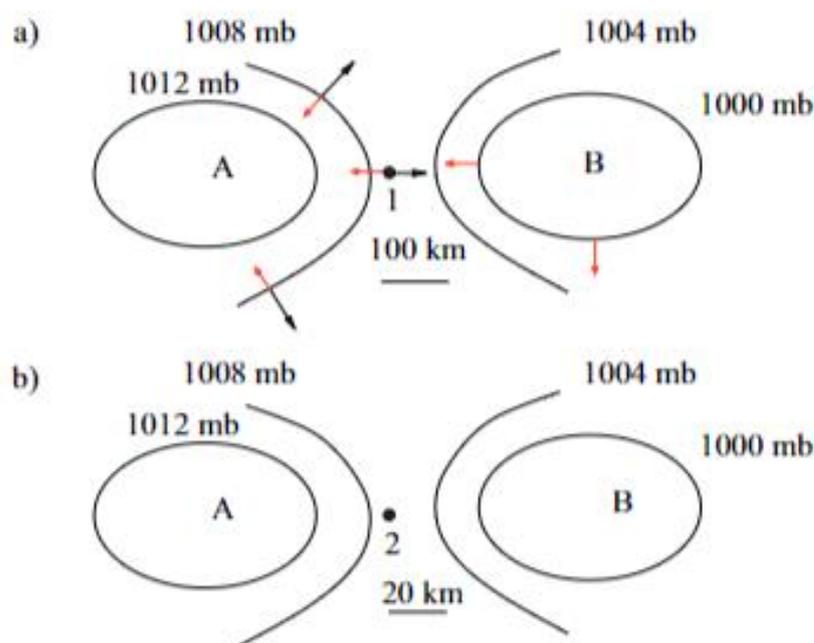
3. CONCEPTOS DE METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

En este apartado se estudiarán conceptos básicos de meteorología y oceanografía que serán necesarios para conseguir tener una visión global de cómo y por qué se mueven las masas de aire en la atmósfera y el agua del mar en los océanos formando las corrientes marinas.

En cuanto al porqué del movimiento del aire y del agua, las fuerzas que actúan sobre la circulación atmosférica a escala global, estas se originan a partir de la desigual radiación solar que recibe la tierra y por el movimiento de rotación de la tierra.

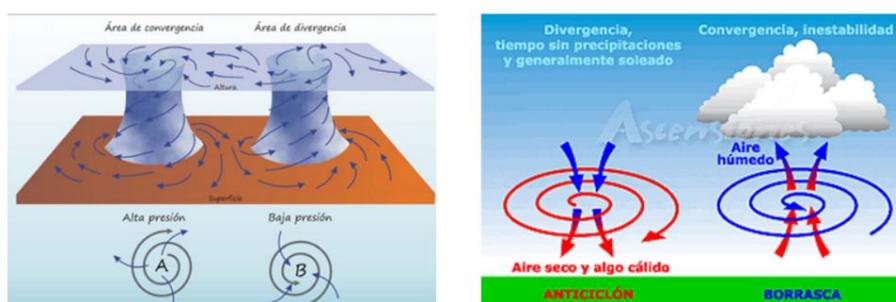
El movimiento del aire atmosférico se debe principalmente a las siguientes fuerzas:

1. La desigual radiación solar que recibe la tierra hace que haya zonas con masas de aire más calientes (menor densidad) y zonas con masas de aire más frías (mayor densidad) lo que al mismo tiempo da lugar a zonas con diferente presión atmosférica (anticiclones y borrascas), esto genera un gradiente de presión y por tanto una fuerza bórica que hará mover el aire desde la alta presión hacia la baja. En este movimiento, la alta presión hace al aire converger en las capas altas y descender hacia la superficie de la tierra desde donde diverge y circula hacia una baja presión donde el aire converge sobre la superficie de la tierra, se eleva y forma un área de divergencia en la capa alta.



Ilustraci3n 4. Representaci3n de la fuerza b4rica. Las flechas rojas representan el gradiente de presi3n y las negras la fuerza b4rica.

Fuente: [2] C.C. Luis Antonio Garc4a Mart4nez, Curso De Meteorolog4a Y Oceanograf4a. Amada Espa4ola, 2007



Ilustraci3n 5. Movimiento del aire desde el alta hacia la baja presi3n.

Fuente: https://www.cfape.com/includes/mensaje/20142/3534_1.png

- En el movimiento del aire desde las altas hacia las bajas presiones, el viento se ve afectado por la fuerza de Coriolis la cual es causada por la rotaci3n terrestre y hace desviar las corrientes de aire (hacia la derecha en hemisferio norte y a la izquierda en el sur). Al curvar la trayectoria, el aire est4 sometido a fuerza centr4fuga. Adem4s, el viento en su movimiento est4 sometido a fricci3n con la superficie terrestre lo que provoca una fuerza de rozamiento que da lugar a cambios en la intensidad y direcci3n del viento.

En cuanto al movimiento del agua en los océanos a escala global (corrientes oceánicas) las fuerzas que actúan se deben principalmente a:

1. La fuerza de Coriolis generada por la rotación terrestre, al igual que con el viento, desvía las corrientes marinas hacia la derecha en hemisferio norte y a la izquierda en el sur produciendo lo que se conoce como giros oceánicos.
2. El gradiente térmico generado por el sol provoca zonas de agua de mar con diferente salinidad y densidad lo que da lugar a movimientos verticales de agua constituyendo lo que se conoce como circulación termohalina.
3. Interacción del viento con el océano. El viento afecta al movimiento del agua de dos formas, directamente mueve las aguas superficiales por fricción y también indirectamente produciendo zonas de apilamiento de agua que dan lugar a movimientos verticales de afloramiento (ascendencia, en inglés “upwelling”) y de hundimiento (descendentes, en inglés “downwelling”) .

Las fuerzas de atracción gravitacional del sol y la luna sobre el mar dan lugar a corrientes de marea que, aunque es interesante conocerlas en cuanto afectan a la navegación por determinadas zonas como pueden ser las desembocaduras de ríos, paso de estrechos o cerca de la costa, no son relevantes a la hora de estudiar el movimiento de las corrientes a escala global (corrientes marinas).

El movimiento del aire atmosférico y del agua de los mares constituyen, para la tierra, el medio por el cual se redistribuye la energía que proviene del sol. La energía solar que llega a la tierra en forma de radiación, calienta nuestro planeta de manera desigual, esta desigualdad se debe principalmente a la esfericidad del planeta, lo que provoca una diferencia térmica entre el ecuador (más caliente) y los polos (más fríos) que la circulación atmosférica y oceánica actuando como el motor térmico terrestre tratan de compensar transportando calor hacia los polos.

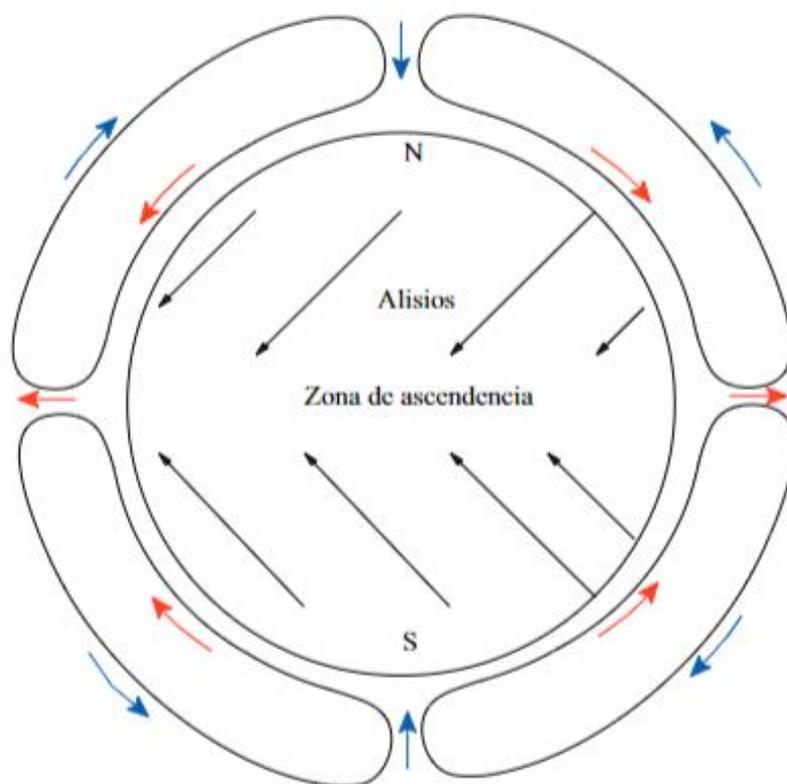


Ilustración 6. Modelo de Hadley o Unicelular de la circulación atmosférica general.

Fuente: [2] C.C. Luis Antonio García Martínez, *Curso De Meteorología Y Oceanografía. Amada Española, 2007*

La tierra no solo recibe radiación solar, sino que también la reemite a la atmósfera y al espacio. Una pequeña parte de la radiación que reemite la tierra volverá directamente al espacio, pero la mayoría será absorbida por la atmósfera terrestre mediante el proceso conocido como “efecto invernadero” [1].

Debido a la inclinación del eje terrestre (23.5°), existe una diferencia en el ángulo en que llega la radiación solar a cada hemisferio lo que da lugar a las diferencias estacionales entre los hemisferios norte y sur.

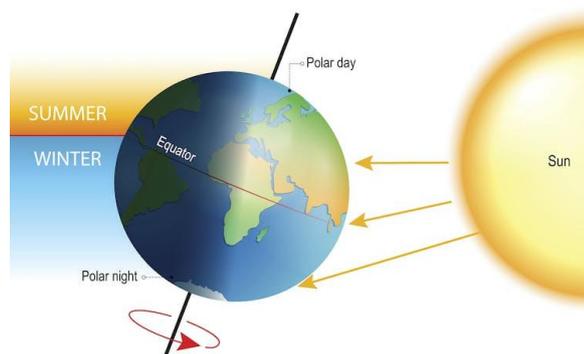


Ilustración 7. Diferencias estacionales entre hemisferios mostrando el ángulo de incidencia de la radiación solar durante el verano boreal - invierno austral.

Fuente: <https://historiadela vida.editorialaces.com/inclinacion-de-la-tierra/>

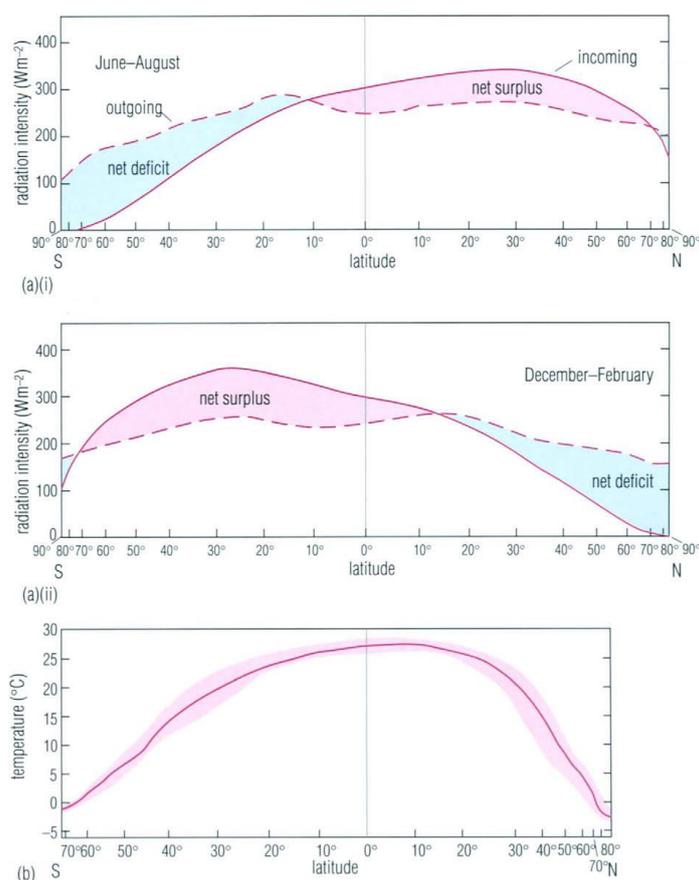


Ilustración 7. (a) Balance de radiación medido en la parte superior de la atmósfera frente a latitud. Radiación absorbida (línea roja continua) – emitida (línea roja punteada).
(b) Temperatura media del agua superficial del océano a diferentes latitudes.

Fuente: [1] J. Brown, *Ocean Circulation*. 2001

En la Ilustración anterior se puede observar como la diferencia de radiación entre el ecuador y los polos es bastante mayor en el hemisferio que se encuentra en invierno con lo cual se deduce que será en invierno cuando los vientos van a adquirir una mayor intensidad para compensar esta diferencia.

3.1. CIRCULACIÓN GENERAL ATMOSFÉRICA (CGA) Y SISTEMAS ATMOSFÉRICOS DE ESCALA GLOBAL

Aunque la meteorología de un lugar puede ser muy variable para diferentes momentos determinados, al establecer un promedio de las condiciones meteorológicas en cualquier parte del mundo, se observan ciertos patrones que están presentes durante la mayor parte del año. Estos patrones se explican mediante los modelos de la circulación general atmosférica, con lo que, conocer los patrones de la circulación general atmosférica nos puede servir para saber qué condiciones promedio podemos esperar en cualquier zona del planeta por la que vayamos a planificar una navegación.

A la hora de considerar estos patrones, en los trópicos, es normal que el tiempo no varíe demasiado día a día y se parezca bastante a las condiciones promedio sin embargo en las regiones templadas habrá una mayor desviación de las condiciones promedio [2].

A la hora de estudiar los movimientos de aire en la atmosfera existen varias escalas que se definen según su tamaño y duración:

Tabla 1. Escalas de movimientos atmosféricos.

Escala	Dominio	Elementos relevantes de la atmósfera	Dimensión horizontal	Duración	Actividad* (m/s)
Global	Tierra	Radiación solar, circulación general.	20.000 km.	1 mes.	7,7
Sinóptica	Continente	Perturbaciones frontales, predicción atmosférica, ciclones tropicales.	1.000 km.	2-8 días.	3,9
Mesoescala	Región	Tormentas, brisas marinas y terrestres	50 km.	4 horas	3,5
Topoescala	Localidad	Corrientes de convección, nubosidad, precipitación, cumuliiforme,	2 km.	1 hora	0,6
Microescala	Lugar	irradiación, evaporación, física de las nubes, ráfagas de viento.	10 m.	1 minuto	0,2

Nombre	Dimensiones		Estructura meteorológica típica
Mesoescala-alfa (α)	200-2000 km	6 h a 2 días	Corrientes en chorro, huracanes pequeño anticiclones débiles
Mesoescala-beta (β)	20-200 km	30 min. a 6 h	Campos de vientos locales, vientos de mar, brisas de tierra/mar, complejos convectivos de mesoescala (CC) tormentas grandes
Mesoescala-gamma (γ)	2-20 km	3 a 30 min.	La mayoría de las tormentas, los cúmulos grandes, tornados muy grandes

NOTA: La escala global (planetaria) y la sinóptica en su conjunto se denomina macroescala; abajo se muestra la subdivisión de la mesoescala.

Fuentes: [3] E. Crespo del Arco, Meteorología Y Climatología. (1.th ed.) 1003; [11] MetEd by the COMET® Program.

Como se explicó anteriormente la atmósfera y los océanos actúan como motores térmicos para compensar la diferencia de radiación solar entre el ecuador y los polos. La distribución de temperatura del planeta indica la existencia de un flujo de energía desde la zona ecuatorial caliente a las zonas frías polares. Este flujo convectivo se reparte entre la circulación atmosférica (50-60%) y la oceánica (40-50%) [3].

Para explicar cómo funciona este flujo convectivo en la atmósfera y por tanto cómo se mueve el aire, los meteorólogos han establecido modelos de celdas o células convectivas.

3.1.1. MODELO UNICELULAR O MODELO DE HADLEY

El modelo unicelular propuesto por George Hadley en el siglo XVIII, aunque sirvió para explicar la existencia de los vientos alisios, ver siguiente Ilustración, no se acerca lo suficientemente a la realidad, ya que como veremos en el siguiente epígrafe, en realidad la célula de Hadley solo llegaría hasta aproximadamente la latitud 30° de cada hemisferio formando parte del modelo de tres celdas, siendo este último una aproximación más acertada.

En el modelo de Hadley, se establecen dos celdas convectivas, una por cada hemisferio. En cada celda, el aire más caliente asciende en el ecuador, generando una zona de bajas presiones desde donde al llegar a las capas altas, diverge, y se mueve hacia los polos (norte y sur), al enfriarse y aumentar su densidad en los polos, desciende, generando una zona de alta presión, y vuelve hacia el ecuador circulando sobre la superficie de la tierra cerrando la célula. En este modelo Hadley consideraba que los **alisios del nordeste** que soplan en niveles bajos de la troposfera estarían equilibrados con **vientos contraalisios del**

sudoeste en altura (en el hemisferio norte) y que igualmente en el hemisferio sur los **alisios del sudeste** estarían compensados con vientos contraalisios de noroeste en altura.

En este primer modelo no se tenía en cuenta los efectos de la rotación terrestre y por tanto, tampoco la conservación del momento angular.

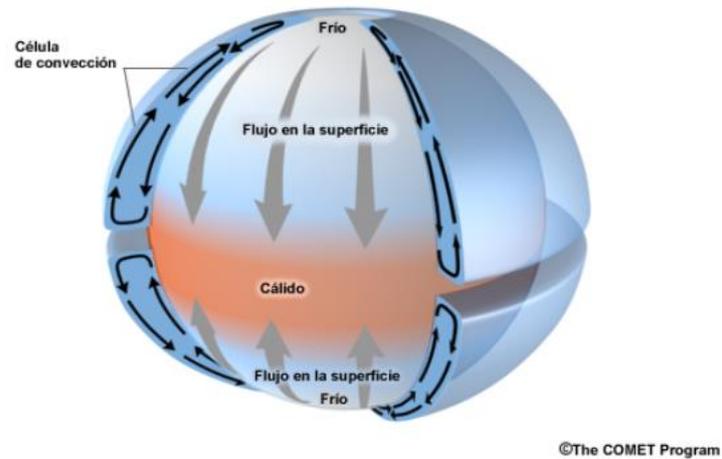


Ilustración 8. Modelo unicelular de Hadley, representación para un planeta acuático, sin continentes.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

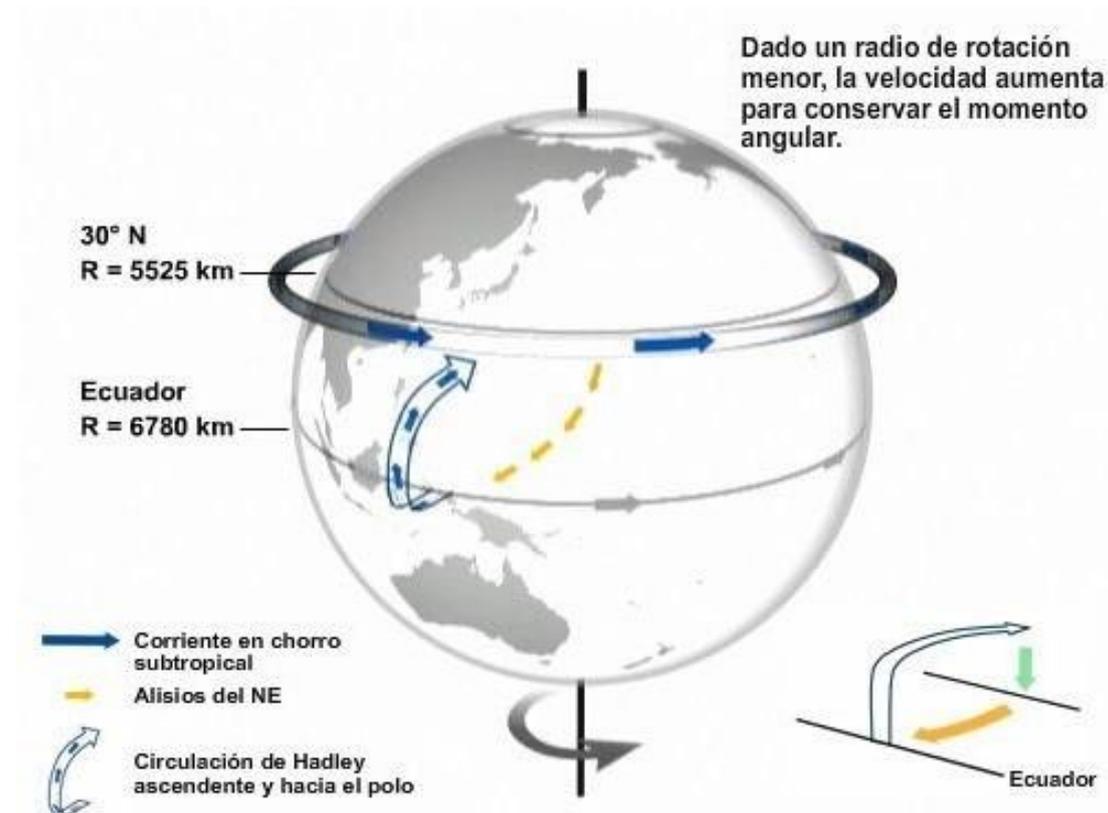


Ilustración 9. Vientos Alisios (flecha amarilla) y Contralisios en Hemisferio Norte, célula tropical o célula de Hadley.

Fuente: <https://www.museosdetenerife.org/blog/articulo-de-divulgacion-vientos-olvidados-en-la-cima-de-tenerife-los-contralisios-por-luis-manuel-santana-perez/>

3.1.2. MODELO DE TRES CELDAS, FERREL

El modelo de tres celdas fue propuesto por el meteorólogo norteamericano William Ferrel a mediados del siglo XIX. Según este modelo, más acertado que el anterior (unicelular de Hadley), el aire de la capa alta de la troposfera no viaja desde el ecuador hasta los polos, sino que, al desviarse por el efecto de la rotación terrestre (fuerza de Coriolis), solo llega hasta la latitud aproximadamente 30° donde se ha desviado tanto que adquiere rumbo hacia el este, generando vientos del oeste en las capas altas de la troposfera. Además, en la latitud 30°, el aire en altura está más frío que el aire tropical de la superficie terrestre, por tanto, desciende (en una zona anticiclónica, el cinturón de altas subtropicales) y al llegar a la superficie diverge para dirigirse, una parte de vuelta hacia el ecuador (vientos alisios o trade winds) y otra parte continúa hacia los polos (ponientes o westerlies). De esta manera se cierra, entre el ecuador y los trópicos, lo que se conoce como **celda de Hadley** que estará teóricamente entre los 0 y

$\pm 30^\circ$ de latitud. Además, el modelo se completa con otras dos células, **la célula de Ferrel** (en las zonas templadas, latitudes 30° y 60°) y **la célula polar**.

El movimiento del aire en las células de Hadley y en las células polares se puede explicar con la misma teoría del modelo de Hadley en donde como hemos visto el aire se mueve para compensar el gradiente de temperatura y debido a la fuerza de Coriolis se desvía estableciendo así un ciclo convectivo cerrado entre la latitud 30° (más fría) y el ecuador (más caliente); y entre los polos (más fríos) y la latitud 60° (más caliente).

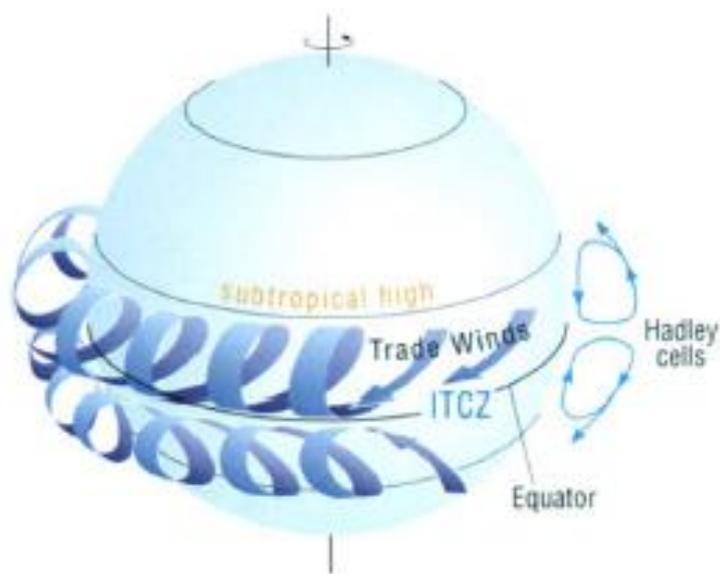


Ilustración 10. Célula de Hadley representada en 3 dimensiones. Alisios del Nordeste en hemisferio norte y del Sudeste en hemisferio sur.

Fuente: [1] J. Brown, *Ocean Circulation*. 2001.

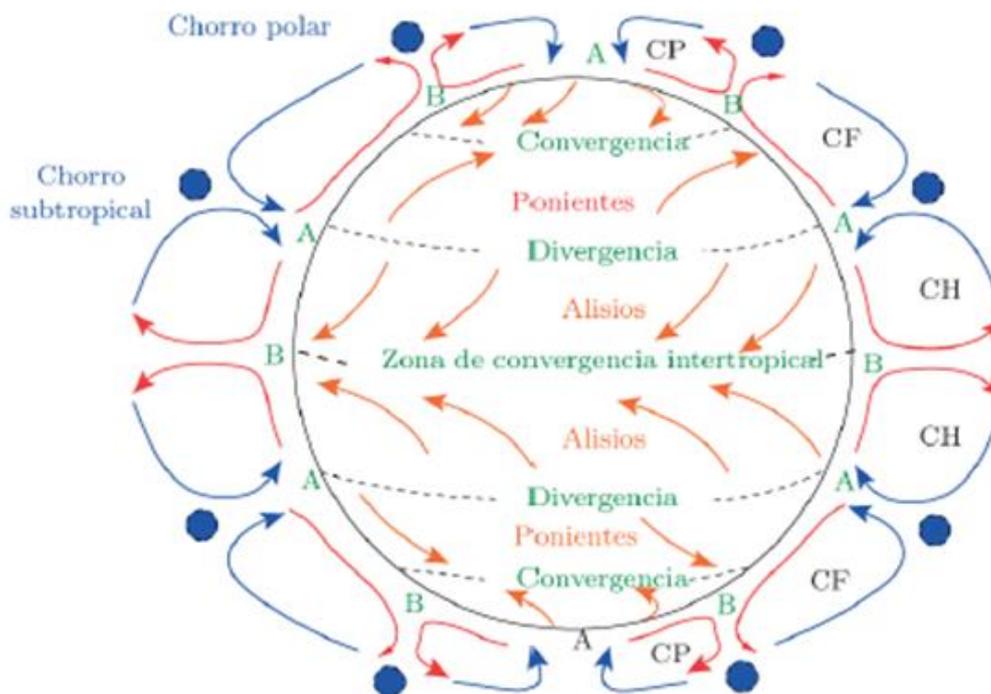


Ilustración 11. Modelo de tres celdas convectivas: Polar (CP), Ferrel (CF) y Hadley (CH). En la figura se representa los vientos en superficie, alisios (trade winds) y ponientes (westerlies); las zonas de convergencia y divergencia; los cinturones de altas y bajas presiones (A) y (B); y las corrientes en chorro en la tropopausa.

Fuente: [3] E. Crespo del Arco, *Meteorología Y Climatología*. (1.th ed.) 1003.

En las células de Ferrel (latitudes 30-60°), situadas entre las polares y las de Hadley el movimiento del aire no se explica como una causa del gradiente térmico, sino que en estas celdas el movimiento del aire es inducido por arrastre viscoso en la zona de ascendencia de la celda polar (latitud 60°) y en la zona de descendencia de la celda de Hadley (latitud 30°). Esto da lugar a que el movimiento convectivo del aire sea contrario al que se daría según el gradiente térmico, es decir, la celda de Ferrel es convectivamente inversa puesto que como vemos en la ilustración 9, por donde se eleva el aire es en una zona más fría (de mayor latitud) que por donde desciende. Esto hace que, en la realidad, la celda de Ferrel no esté siempre bien definida en altura y que en superficie los vientos sean bastante variables en intensidad y dirección. En la zona de ascendencia de la celda de Ferrel (latitud 60°) se encuentran vientos de sudoeste, “los ponientes”, que vienen de los trópicos con vientos de nordeste provenientes de los polos, es ahí donde forma el frente polar, que por definición es la frontera entre las distintas masas de aire de cada célula (ferrel y polar). Por tanto, el frente polar está situado en una zona de ascendencia con un fuerte contraste o gradiente de temperatura horizontal lo que da lugar a que se formen continuas borrascas del tipo “borrasca frontal”.

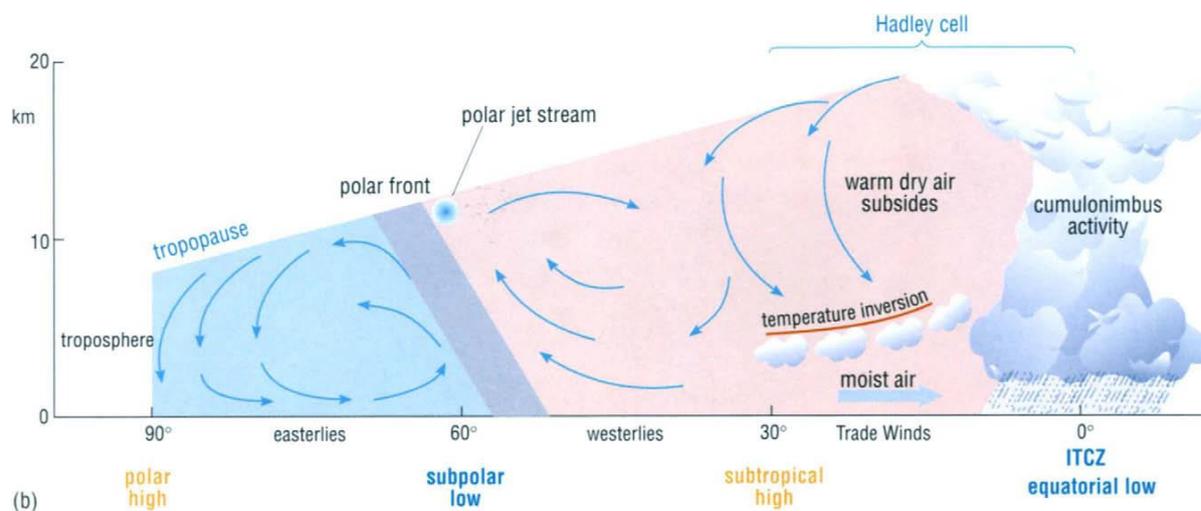


Ilustración 12. Vista de perfil de la atmósfera desde los polos hasta el ecuador mostrando la circulación general, la relación entre el frente polar y el chorro polar y las regiones de formación de nubosidad tropical.

Fuente: [1] J. Brown, *Ocean Circulation*. 2001

Entendiendo cómo y porqué se mueve el aire en cada celda, podemos entender cómo estos patrones afectan a la climatología en las diferentes regiones del planeta y como se forman otros elementos como son: las corrientes en chorro (en inglés, jet stream), el frente polar y la zona de convergencia intertropical (ZCIT). Estos elementos también son determinantes para entender las dinámicas atmosféricas que se dan en cada región del planeta.

3.1.3. ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL (ZCIT)

Es la zona donde los vientos alisios, al llegar al ecuador terrestre, convergen y se elevan haciendo descender la presión atmosférica en superficie y dando lugar a un cinturón de bajas presiones que rodea al planeta (ver ilustración 9). El aire cálido que se eleva en la ZCIT viene cargado de la humedad que va adquiriendo en su recorrido por los océanos y por tanto en esta zona, al ascender y enfriarse con la altura produce la formación de frecuentes tormentas acompañadas con fuertes precipitaciones que convierten a esta zona en la más lluviosa del planeta.

En el mar se corresponde con una zona de calmas ecuatoriales porque, en contraste con la intensa corriente ascendente, prácticamente no hay vientos en superficie [3].

La situación de la ZCIT, en realidad, varía estacionalmente desplazándose al norte durante el verano boreal y al sur durante el verano austral. Estos cambios estacionales afectan a las precipitaciones en muchas regiones ecuatoriales dando lugar a las estaciones húmedas

y secas de los trópicos, así como las estaciones frías y cálidas de las zonas templadas. En las zonas situadas entre los trópicos la ZCIT pasa dos veces al año con lo que experimentan estaciones de lluvias dos veces al año.

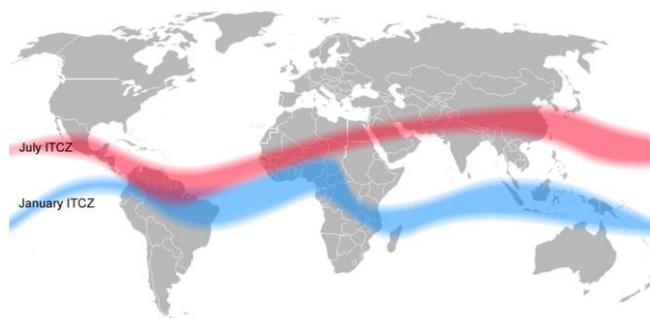


Ilustración 13. Variación estacional de la Zona de convergencia intertropical durante el verano boreal (en rojo) y el verano austral (en azul).

Fuente: https://es.wikipedia.org/wiki/Zona_de_convergencia_intertropical.

La posición de la ZCIT está muy relacionada con el **ecuador meteorológico** también llamado **vaguada ecuatorial** y que se define como cinturón continuo de baja presión atmosférica que rodea toda la Tierra por regiones más o menos cercanas al ecuador. En las regiones monzónicas, la vaguada ecuatorial se le conoce como **vaguada monzónica**.

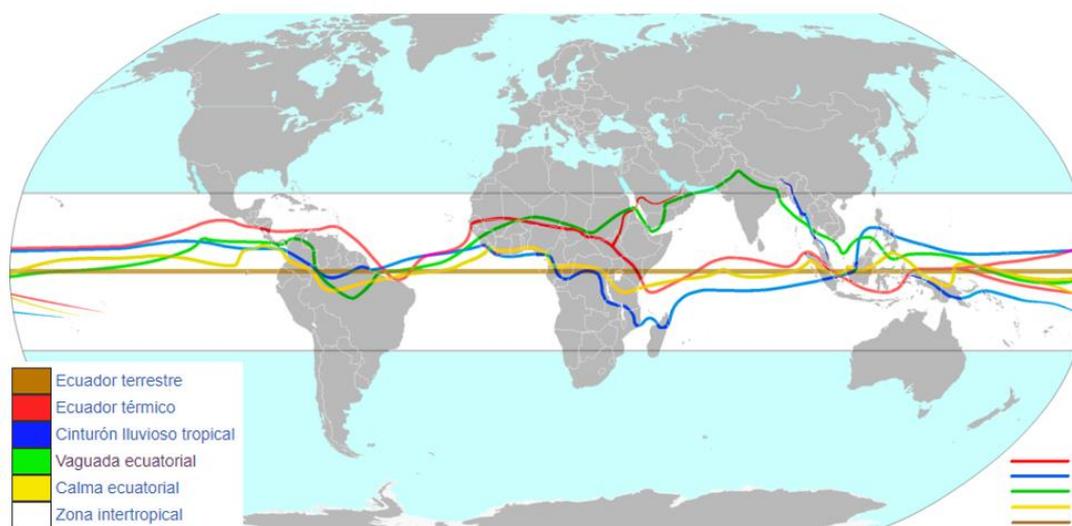


Ilustración 14. En verde se muestra el ecuador meteorológico (vaguada ecuatorial) y se le compara con el ecuador térmico (rojo), cinturón de lluvias (azul) y calma ecuatorial (amarillo).

Fuente: [4] https://es.wikipedia.org/wiki/Zona_de_convergencia_intertropical

Las regiones por donde se sitúa la **vaguada ecuatorial** presentan clima tropical, es decir, con calor, viento en calma y lluvias que suelen ser abundantes dependiendo de la carga de humedad de los vientos alisios que convergen en ella [4].

También como se explica en el apartado correspondiente la ZCIT está relacionada con la formación de Ciclones Tropicales, [1].

En cuanto concierne a la navegación, por esta zona en el caso de que no exista la presencia de un ciclón tropical, se deduce que generalmente vamos a navegar con la mar en calma y vientos alisios suaves del este.

Cabe destacar que, si vamos a realizar operaciones en un puerto y éste se encuentra en un clima tropical (influenciado por la vaguada ecuatorial o monzónica), es de esperar que nos encontremos fuertes lluvias y tormentas, lo que nos afectaría de manera significativa en el caso de operar con cargas que sean sensibles al agua o a la humedad. En estas regiones debemos estar muy atentos a la formación de nubes de tormenta y además tener en cuenta hacia donde se dirigen. Para este propósito se pueden utilizar los radares de abordo preferiblemente radares meteorológicos o marinos con la antena de banda-S, que es la misma que utilizan los radares meteorológicos.

3.1.4. EL FRENTE POLAR. MASAS DE AIRE Y FRENTE

Se denomina frente polar a un conjunto de frentes sucesivos que forma un cinturón rodeando al globo terrestre en ambos hemisferios estableciendo una frontera, en latitudes medias, entre las masas de aire que provienen de los trópicos (impulsadas por los ponientes) y las masas de aire polares (impulsadas por los vientos del polares del este).

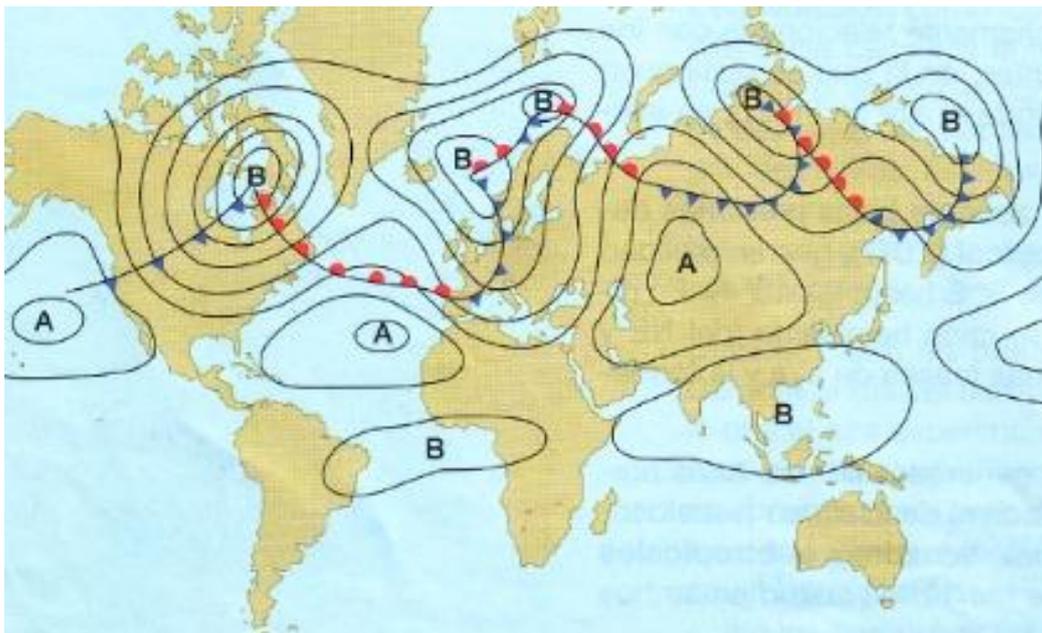


Ilustración 15. Frente polar en el hemisferio norte.

Fuente: <http://www.rinconsolidario.org/meteorologia/archivos/imag/frenpol.jpg>

La posición del frente polar está directamente relacionada con la del chorro polar, se puede decir que el frente polar es el reflejo en superficie del chorro polar de la alta troposfera. Al igual que la corriente en chorro, el frente polar tiende a desplazarse hacia el sur en invierno y al norte en verano, variando entre los 35° y 60° de latitud aproximadamente. También las ondulaciones, conocidas como ondas de Rossby, que se forman en el chorro polar de la alta troposfera se reflejan en la superficie como ondulaciones del frente polar, lo cual, es el principal factor influyente sobre la climatología y meteorología de las latitudes medias.

El frente polar está relacionado con los ciclones o borrascas extratropicales, también llamados ciclones de latitud media o borrascas ondulatorias. Los ciclones extratropicales, que como veremos más adelante se originan a partir de ondulaciones en el frente polar, son los que determinan la climatología de las zonas comprendidas en las latitudes medias del planeta.

Para entender los párrafos anteriores se hace necesario definir dos conceptos: masas de aire y frentes.

MASAS DE AIRE. Una masa de aire se define como una gran parcela de aire con propiedades físicas (temperatura y humedad) aproximadamente homogéneas. Las masas de aire se originan sobre ciertas zonas de la tierra, conocidas como regiones manantiales, que le transferirán las propiedades características a cada masa de aire. Dependiendo de las zonas donde se originen las masas de aire se dividen en:

Según su temperatura en: polar (P), ártica (A), tropical (T) y ecuatorial (E).

Además dentro de esta clasificación existen subcategorías según el contenido de humedad: marítimas (m) o continentales (c).

De esta forma para referirse por ejemplo a una masa de aire que se ha generado en latitudes bajas y sobre el mar se utilizan las letras Tm o si en cambio se ha generado sobre tierra sería Tc, si se ha originado en una región intermedia entre tierra y mar se utilizaría solo la letra T, y la masa de aire tendría un contenido de humedad menor que Tm pero mayor que la Tc.

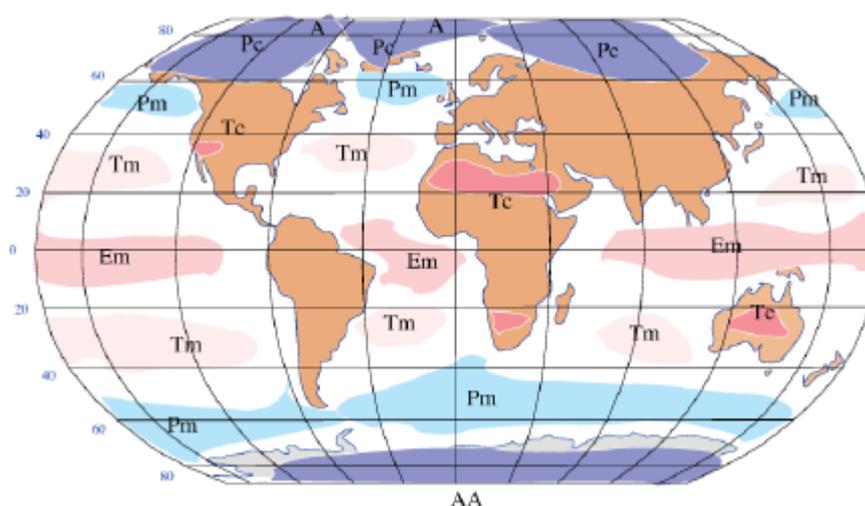


Ilustración 16. Regiones manantiales de las masas de aire. Las regiones manantiales se desplazan según las estaciones.

Fuente: [3] E. Crespo del Arco, *Meteorología Y Climatología*. (1.th ed.) 1003.

Las masas de aire se mueven lentamente sobre la superficie de la tierra y así pueden ir cambiando sus propiedades y por tanto cambiar su clasificación.

Además de la clasificación ya mostrada, si una masa Tc se desplaza hacia latitudes menores, es decir, por superficies más calientes, la capa más superficial de la masa en contacto con la superficie se calienta y para reflejar este cambio se le añadiría la letra k, quedando como Tck. Si el proceso fuera al contrario y la masa se hubiera enfriado moviéndose por superficies más frías se reflejaría con la letra w quedando Tcw.

FRENTES. Los frentes se forman cuando las diferentes masas de aire en su movimiento se encuentran formando una región fronteriza o frente. Es una zona estrecha en la que se produce la transición entre dos masas de aire. Para que se produzca un frente es

necesario que las masas de aire tengan temperaturas bien diferentes y trayectorias convergentes tal y como ocurre entre las masas tropicales y polares que forman el frente polar.

La superficie frontal se inclina siempre hacia la masa de aire más fría de manera que al aire más cálido se sitúa por encima. Los frentes se clasifican según su movimiento en cuatro tipos: fríos, cálidos, estacionarios y ocluidos. A continuación se explican los tipos de frentes de manera simple, según la Teoría de Frentes del Modelo Noruego.

FRENTE FRÍO. El principal proceso físico para el desarrollo de frentes fríos es el movimiento de una masa de aire frío contra otra de aire cálido. En el movimiento de un frente frío, una masa de aire frío se mueve por detrás, remplazando a otra relativamente más cálida por delante de la zona frontal. Los frentes fríos se caracterizan por una pendiente pronunciada lo que obliga al aire cálido a ascender de forma repentina a su paso pudiendo provocar una banda estrecha de lluvias intensas y tormentas eléctricas justo delante del frente. Las corrientes ascendentes a lo largo del frente frío pueden formar “líneas de turbonada”, que no es otra cosa que una línea continua de tormentas paralela a la línea del frente.

FRENTE CÁLIDO. En el movimiento de un frente cálido, una masa de aire cálido, detrás de la zona frontal, va reemplazando a otra masa más fría. La inclinación de los frentes cálidos normalmente más progresiva que en un frente frío lo que da a lugar a que se formen precipitaciones y nubes estratiformes generalizadas.

FRENTE OCLUIDO. Un frente ocluido se forma en un ciclón frontal, en la fase de madurez y disipación, cuando un frente frío alcanza al frente cálido (según modelo noruego) y se funden desde el centro del ciclón hacia abajo, como una cremallera.

FRENTE ESTACIONARIO. En un frente estacionario las masas de aire no se mueven una sobre otra sino que se mueven en dirección paralela a la zona frontal. Un frente puede permanecer estacionario durante días hasta que por una perturbación, el viento cambia de dirección y empieza a formar una onda que dará lugar a la formación de un frente frío y otro cálido. Es el inicio de la ciclogénesis.

Los frentes se pueden identificar por los cambios de temperatura, presión, direcciones del viento y tipos de nubes que generan en su movimiento. Al estar navegando por una zona afectada por una borrasca frontal, conocer la manera en la que se producen estos cambios, nos puede ayudar para identificar los frentes realizando observaciones a bordo, e incluso para estimar en qué cuadrante de una borrasca frontal nos encontraríamos si se diera el caso.

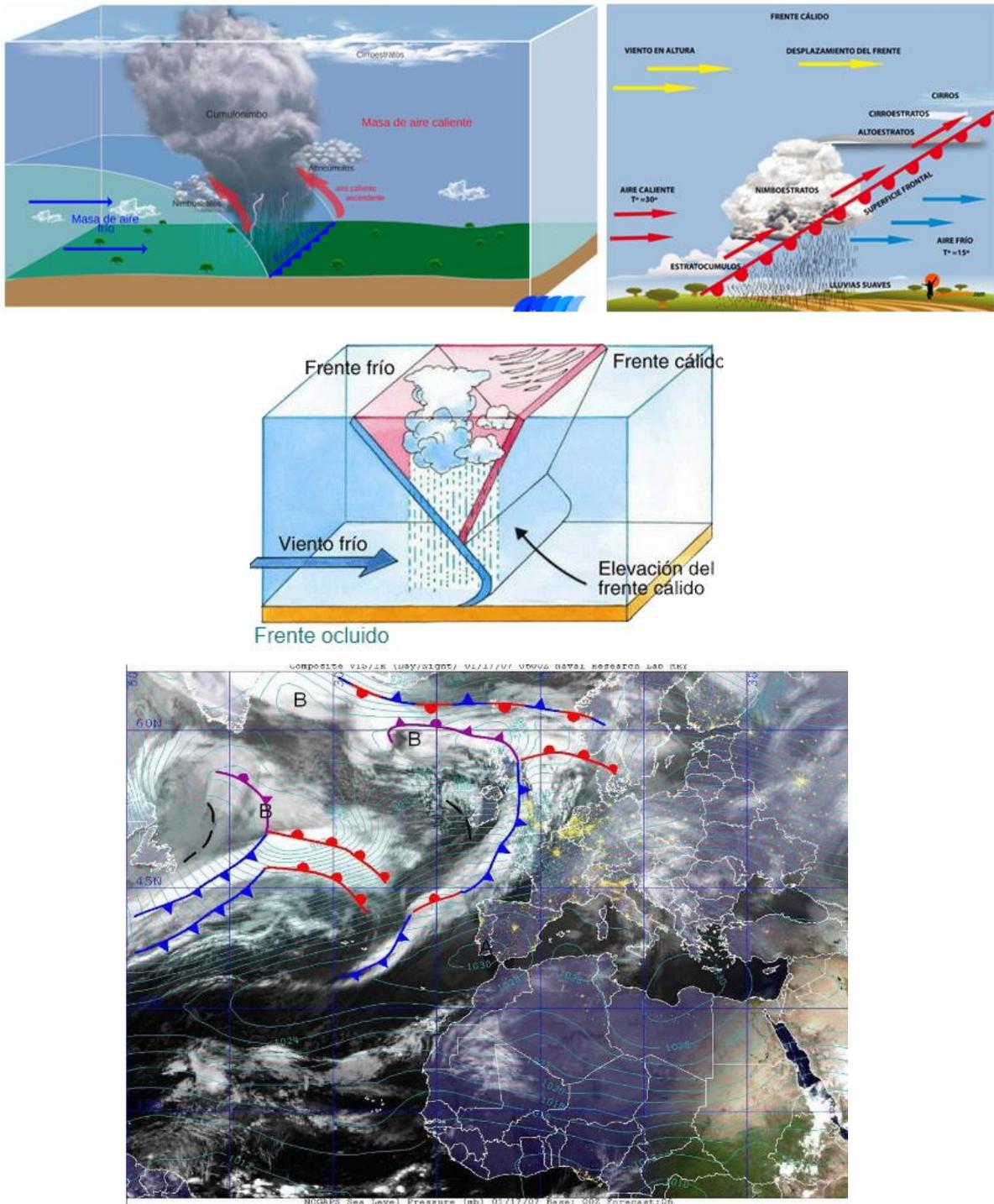


Ilustración 17. *Izquierda:* Estructura vertical de un frente frío y nubes asociadas; **Derecha:** Frente Cálido y tiempo asociado. **Abajo:** Representación frente ocluido; y dibujo de los distintos tipos de frentes sobre una imagen de satélite.

Fuente: <https://sailandtrip.com/wp-content/uploads/2018/02/Frente-frio-1024x682.jpg>

3.1.5. SISTEMAS DE PRESIÓN SEMIPERMANTES

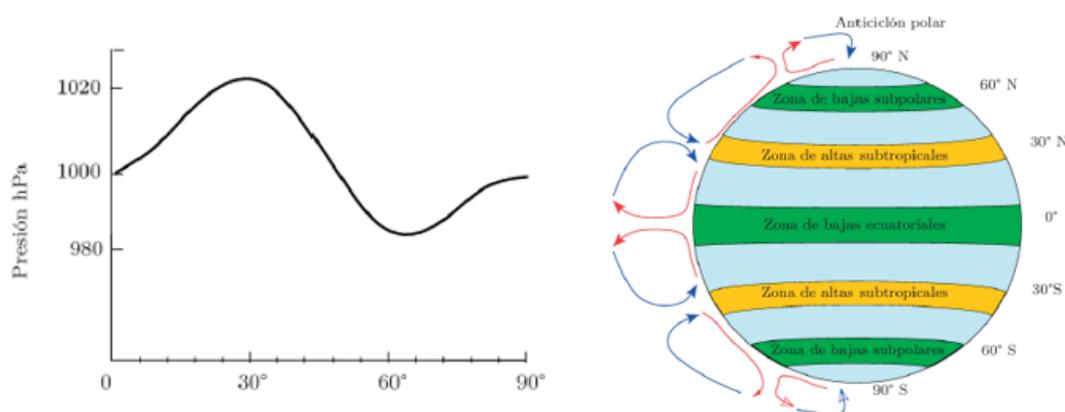


Ilustración 18. Variación de presión según latitud y distribución en cinturones alternativos de altas y bajas presiones en superficie asociados a las zonas de subsidencia y ascendencia que definen las celdas convectivas globales.

Fuente: [3] E. Crespo del Arco, *Meteorología Y Climatología*. (1.th ed.) 1003.

En la Ilustración 10 se muestra un esquema de como quedaría distribuida la presión atmosférica en superficie según el modelo de tres celdas explicado. Esta distribución de presiones “teórica” sería válida para un planeta que estuviera completamente rodeado de agua y en el que la diferencia de temperatura se deba solo a la esfericidad del planeta. Por tanto, para acercarnos aún más a la realidad, es necesario tener en cuenta ciertos factores que dan lugar a una desviación de estos patrones de circulación general según el modelo de tres celdas, como son:

- **La continentalidad y oceanidad del planeta.** El hecho de que los continentes y los océanos posean una desigual conductividad térmica va generar también variaciones de presión atmosférica en una misma latitud. Durante la primavera y el verano las grandes masas continentales, como la euroasiática, presentan temperaturas superiores a los océanos que les rodean haciendo que se forme una baja presión sobre la masa continental, rompiendo el cinturón de altas presiones (explicado en el modelo de tres celdas), y una alta sobre el agua de mar circundante. Esto hace que el viento sople desde el mar hacia la tierra durante el verano (monzón de verano), y que en invierno se revierta la situación. Las regiones oceánicas donde son más importantes estos cambios estacionales son el Océano Índico y el Pacífico tropical occidental donde la inversión estacional de los vientos es conocida como los monzones.

La distribución de los océanos y continentes también influye sobre la posición de la ZCIT que está generalmente asociada con la zona donde la temperatura superficial es mayor. Por tanto, cuando las masas continentales se encuentran más calientes que los océanos, la ZCIT se desplazará hacia las masas continentales en relación con el ecuador térmico o zona con las mayores temperaturas superficiales del planeta.

- **Variaciones estacionales – inclinación del eje de rotación terrestre.** Las variaciones estacionales se deben a que el eje de rotación de la tierra está inclinado unos 23.5°. Además del efecto de la continentalidad ya explicado, debido a la inclinación del eje de la tierra, la posición de la ZCIT, que está asociada con la zona de mayor temperatura superficial de la tierra es mayor, se desplaza hacia el norte en verano y hacia el sur en invierno siguiendo la posición aparente del sol. De la misma forma las células convectivas y todos los elementos de la circulación general atmosférica (borrascas, anticiclones, corrientes en chorro, etc.) se desplazan aproximadamente unos 23° hacia los polos en verano y hacia el ecuador en invierno, es decir siguen el movimiento aparente del sol.

Estas variaciones estacionales rompen los cinturones de presión y delimitan los **sistemas de presión semipermanentes**. Éstos están formados por grandes estructuras ciclónicas y anticiclónicas que cambian de posición e intensidad a lo largo del año, pero no desaparecen.

A continuación, se enumeran algunos de ellos:

- Anticiclones de las Azores y del Pacífico Norte y Sur. Los anticiclones subtropicales están centrados en los océanos.
- Bajas ciclónicas de las Aleutianas (al suroeste de Alaska) y de Islandia.
- Bajas térmicas en verano boreal sobre el norte de Méjico, y sobre todo el continente asiático. En verano austral bajas térmicas sobre Suramérica y Sudáfrica
- Bajas subpolares en el hemisferio sur. Forman una franja casi continua debido a la ausencia de suelo continental.

En la ilustración 11 a continuación se muestran mapas que representan la situación de los centros de presión y condiciones meteorológicas asociadas promediadas durante un periodo largo de tiempo las cuales evidentemente coinciden con lo explicado anteriormente.

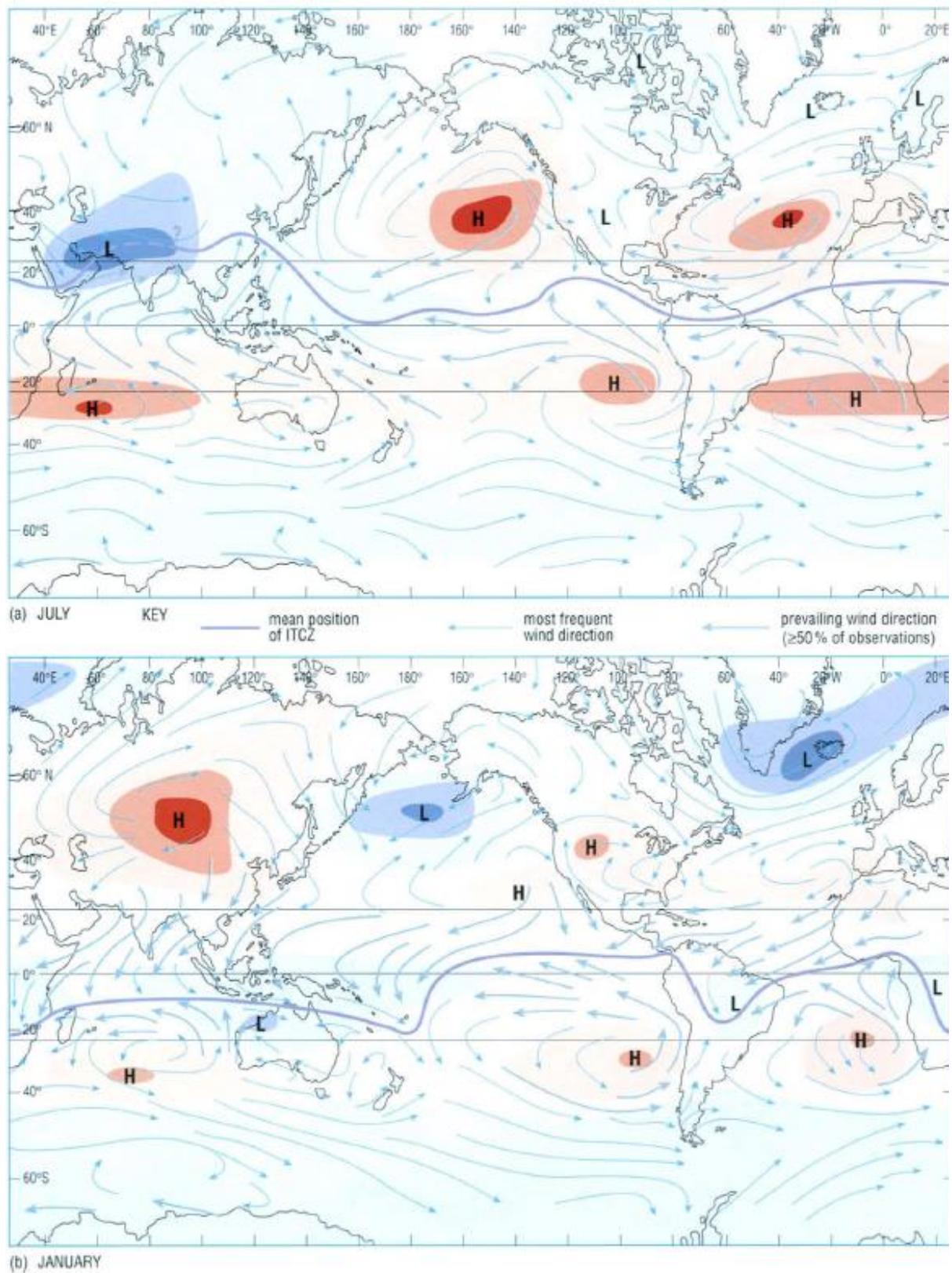


Ilustración 19. Variación estacional de los vientos predominantes y de las principales estructuras ciclónicas y anticiclónicas del globo. En azul la posición aproximada de la ZCIT.

Fuente: [1] J. Brown, *Ocean Circulation*. 2001.

3.1.5. CORRIENTES EN CHORRO (JET STREAM)

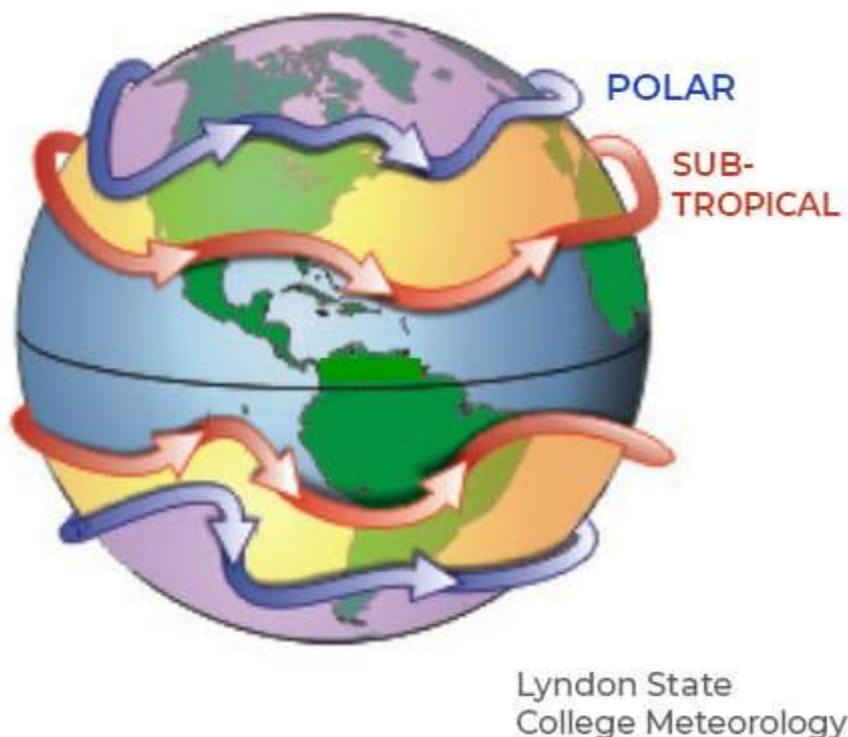


Ilustración 20. Corrientes en chorro polar y subtropical.

Fuente: <https://aertecsolutions.com/wp-content/uploads/2023/11/JetStream-101bis.jpg>

En cada hemisferio a la altura de la tropopausa se encuentran corredores de vientos muy intensos que rodean la Tierra llamados “*corrientes en chorro*” o en inglés “*jet stream*”. Las corrientes en chorro más fuertes son el **chorro del frente polar o chorro polar** y el **chorro subtropical**, que, en ambos hemisferios norte y sur, fluyen hacia el este con velocidades que varían entre los 125 y 225 km/h, aunque pueden llegar a superar los 400 km/h [10]. Estas corrientes tienen forma de largos flujos serpeantes que evolucionan constantemente y se desplazan ocasionalmente hacia latitudes más altas o más bajas causando efectos sobre el estado del tiempo atmosférico como veremos más adelante.

Además del polar y subtropical existe también en la alta troposfera **el chorro tropical del este**. Esta corriente en chorro, al contrario de las ya explicadas, fluye hacia el oeste.

Corrientes en chorro en el hemisferio norte

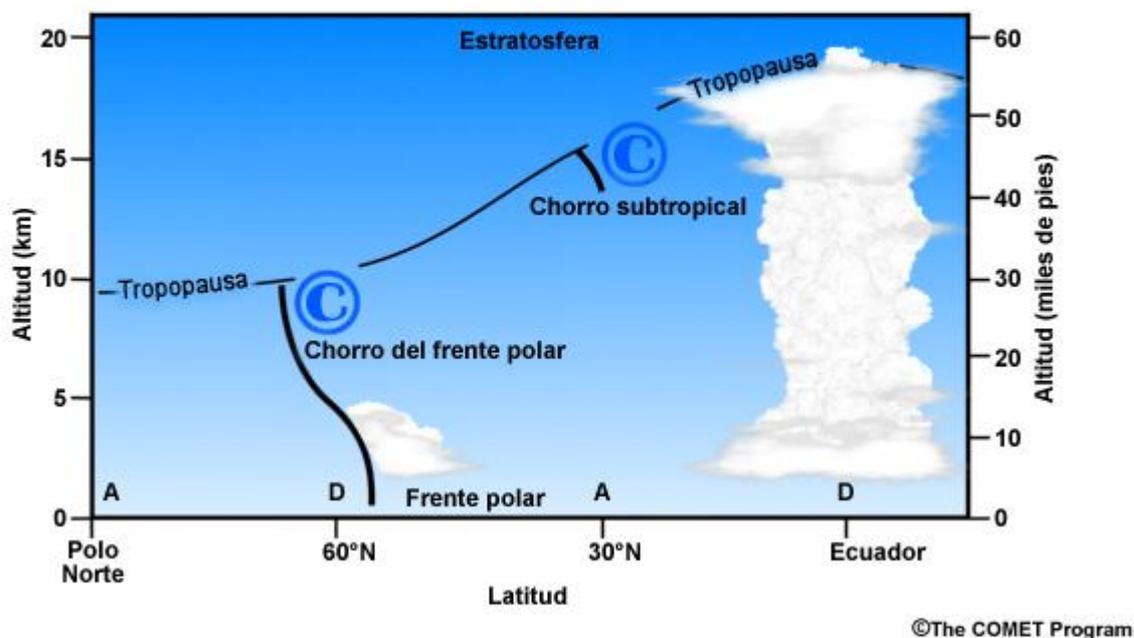


Imagen 21. Perfil entre el ecuador y el polo norte que muestra la posición media de dos corrientes en chorro, la convección en la ZCIT y la nubosidad a lo largo del frente polar.

Fuente: [https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/jetstreams_es/navmenu.php?tab=1&page=2-1-0&type=flash]

Además de estas corrientes de chorro en altura, existen también máximos de viento importantes en la troposfera inferior llamados chorros de bajo nivel. En las regiones tropicales, los más pronunciados son el **chorro de Somalia** y el **chorro africano del este**.

Como se observa en la Imagen anterior, la tropopausa se encuentra a diferente altura en función de la latitud, esta distribución se debe a diferentes procesos físicos y meteorológicos que derivan de diferentes factores como son:

- la rotación de la tierra,
- la distribución de la fuerza de la gravedad sobre el planeta,
- la diferencia radiativa solar en función latitud y
- los procesos meteorológicos que dan lugar a diferencias de temperatura/presión, humedad, convección y procesos de mezcla.

En las **zonas ecuatoriales**, donde el aire es más cálido y **húmedo** las corrientes ascendentes, la liberación de calor latente, los procesos de mezcla hacen el aire más liviano, menos denso y, frente a una gravedad más baja y con un efecto de la fuerza centrífuga más

elevada, hacen que la tropopausa ecuatorial sea muy elevada respecto a la de otras latitudes más altas. El proceso contrario ocurre en **los polos**: are **seco, frío y denso**. De estos procesos termodinámicos combinados que dan lugar a la variación de la altura de la tropopausa en función de la latitud, los más importantes se deben a la diferencia radiativa solar sobre el planeta y a los procesos meteorológicos, mientras que los efectos producidos por la gravedad y fuerza centrífuga tienen poco peso en dichas variaciones [9].

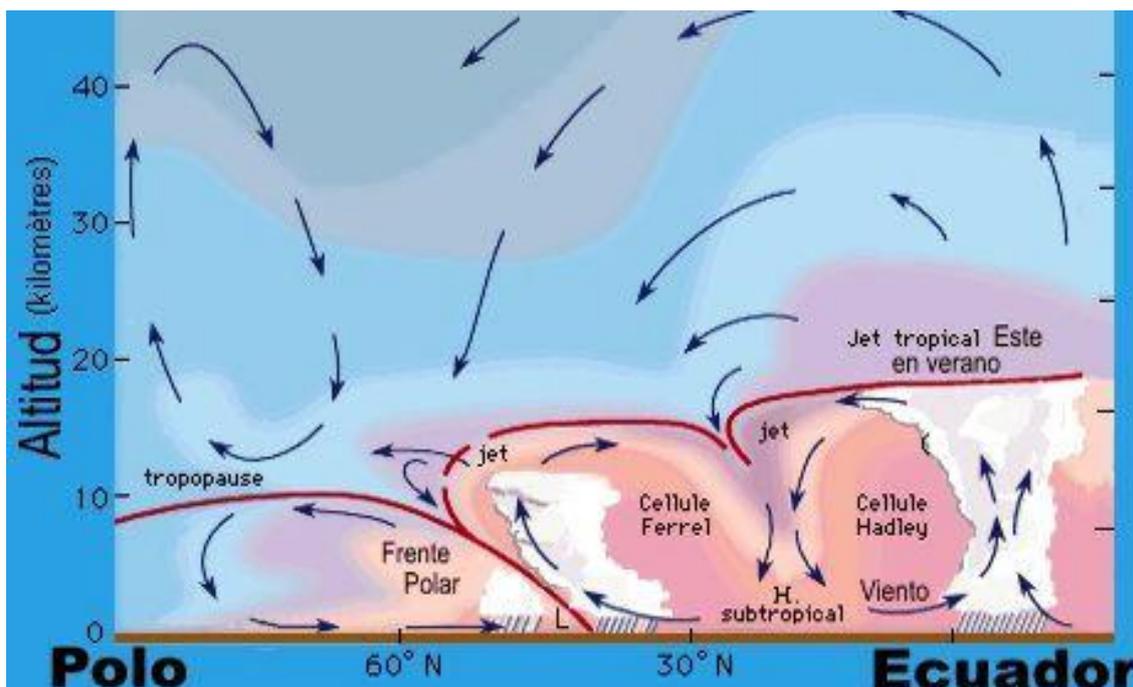


Ilustración 22. Células convectivas y diferentes alturas de la tropopausa polar, templada y tropical y corrientes en chorro.

Fuentes: <https://blog.meteoclim.com/wp-content/uploads/2016/07/Jets1.jpg>;

La tropopausa definida como la zona de transición entre la troposfera y la estratosfera, se corresponde con el techo de las células convectivas. Las corrientes en chorro se sitúan en zonas donde la tropopausa presenta “escalones” o dicho de otra manera zonas de transición entre masas de aire de muy diferente presión y temperatura, estas zonas coinciden con la frontera, en su parte alta (techo), de las células convectivas. Los fuertes vientos que forman las corrientes en chorro son la consecuencia de los fuertes contrastes térmicos que tienen lugar en esos “escalones o discontinuidades” de la tropopausa [10]. En invierno el contraste térmico entre las diferentes celdas convectivas es mayor con lo que también será más intensa la corriente en chorro.

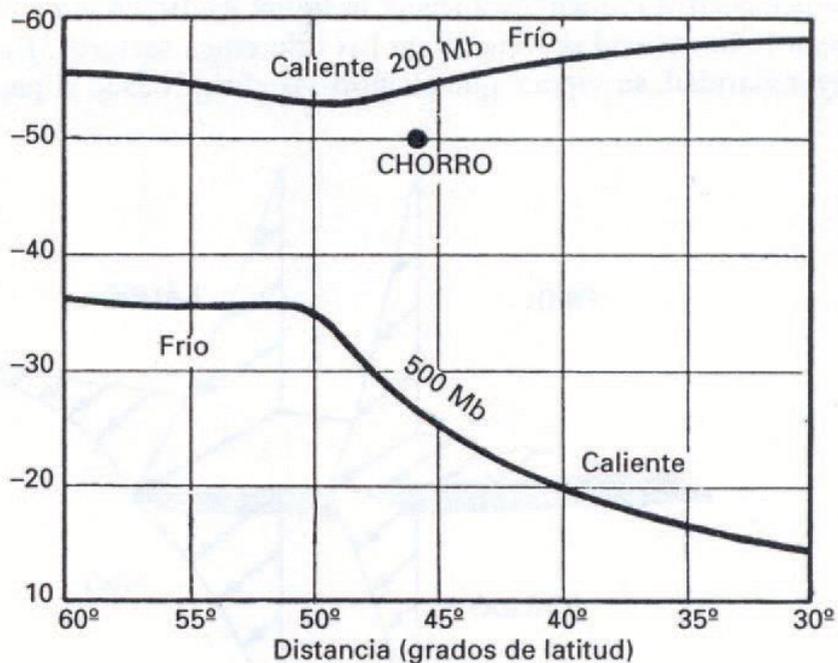
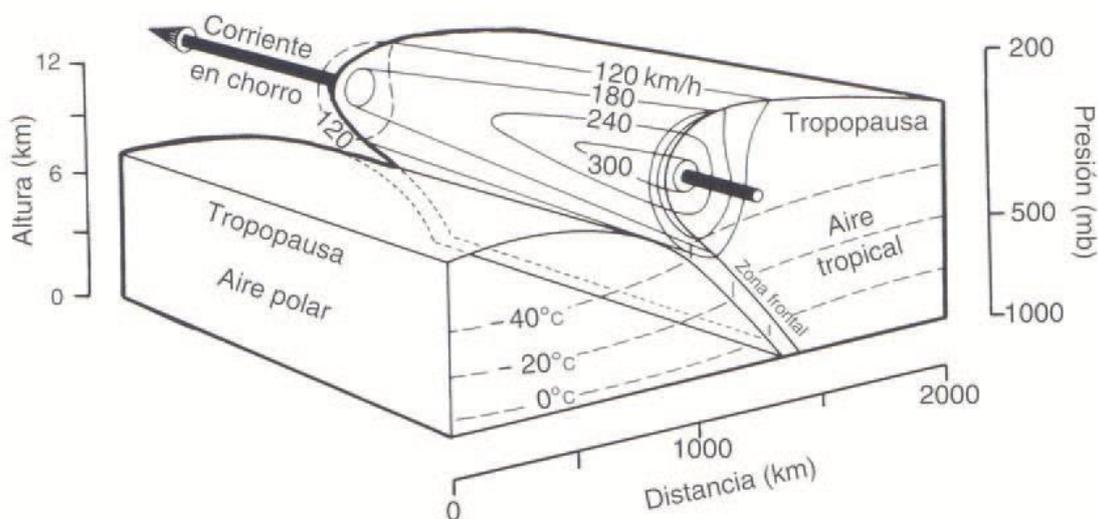


Imagen 23. Arriba: Estructura del frente polar y la corriente en chorro asociada, mostrando la distribución espacial de la temperatura, presión y velocidad del viento. **Debajo:** Variación de la temperatura con la latitud en los niveles de 500 y 200 hPa.

Fuente: [9] José Miguel Viñas, "Corrientes en chorro," *Avión Y Piloto*, (15),

Se observa en la Imagen 17, el fuerte contraste, gradiente de temperaturas y presión justo en la zona alrededor de la corriente en chorro.

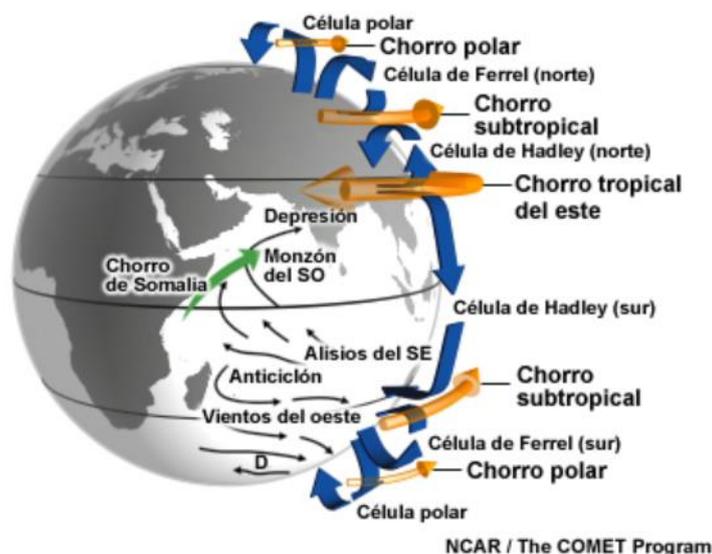


Imagen 24. Representación esquemática de las principales circulaciones del océano Índico, la célula de Hadley planetaria, el chorro tropical del este y el monzón asiático de verano (adaptado con permiso de Gerald Meehl, NCAR).

Fuente: [11] MetEd y The COMET® Program, "Las Corrientes en Chorro,"

La dirección, hacia el este, que adquieren los vientos de las corrientes en chorro es el resultado del equilibrio entre la fuerza debida al gradiente de presión y la fuerza de Coriolis que dan lugar a que teóricamente sea un viento geostrófico. En la realidad se producen desequilibrios entre estas dos fuerzas y por tanto vientos ageostróficos, que hacen que las corrientes en chorro presenten un patrón ondular pudiendo llegar a formar vaguadas (“en inglés troughs”) y dorsales (“ridges”) las cuales como veremos afectarán al tiempo y a los patrones de presión en superficie.

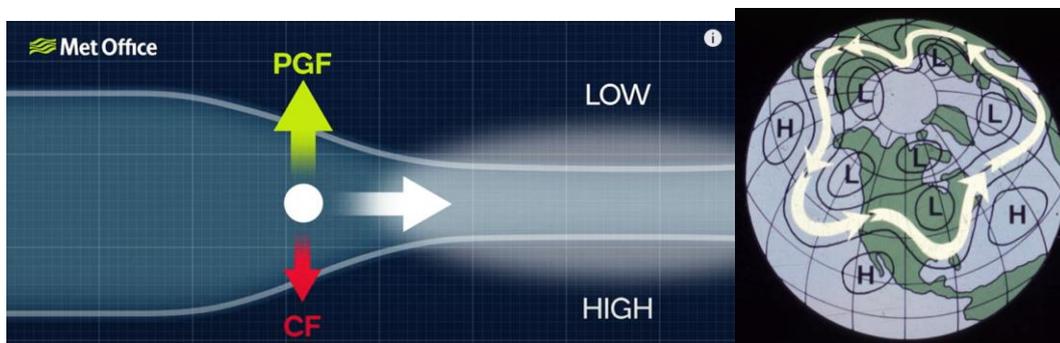


Imagen 25. A la izquierda, en el H. Norte, con altas presiones hacia el ecuador y bajas hacia el polo, se muestra la fuerza debida al gradiente de presión en verde y Coriolis en rojo. A la derecha, se muestra el patrón ondular con vaguadas y dorsales de la corriente en chorro.

Fuente: https://www.youtube.com/watch?v=5wCq2Y9CB6Y&ab_channel=MetOffice-LearnAboutWeather

En la situación de fuerzas mostrada en la imagen anterior, habría un desequilibrio geostrofico o viento ageostrofico, la fuerza del gradiente de presión (flecha verde) es mayor que la fuerza de Coriolis (rojo) con lo que para volver al equilibrio la fuerza de Coriolis tiende a aumentar, aunque lo hace con cierto retardo dando lugar a que la corriente en chorro, aunque siga fluyendo hacia el este, ahora también presente una componente hacia el norte que va a formar la rama de una dorsal. -esta misma situación se revierte cuando la fuerza del gradiente de presión disminuye dando lugar a que la corriente en chorro fluya con componente sur para formar una vaguada.

Habiendo explicado cómo se encuadran las corrientes en chorro dentro del esquema de la circulación general atmosférica (ver imagen 15). A continuación, se caracterizan las diferentes corrientes en chorro y se estudia como influyen en la formación de diferentes fenómenos meteorológicos de escala sinóptica.

CORRIENTES DE CHORRO EN ALTURA

Como se ha explicado existen en nuestro planeta cinco grandes corrientes en chorro. Debido a la simetría esférica de nuestro planeta, tenemos dos chorros polares en latitudes medias de cada hemisferio y dos chorros subtropicales, situados a una altitud algo mayor, pero a menor latitud; afectando de lleno, el del Hemisferio Norte (HN), ocasionalmente, a las Islas Canarias. El chorro subtropical es más débil que el polar y aparece a menudo de forma discontinua. Ambos son corrientes del Oeste, justo lo contrario que el chorro ecuatorial o tropical –el quinto jet–, que es una corriente del Este que circula sobre el Ecuador, entre los 14 y los 17 kilómetros de altura [10].

CHORRO POLAR

Situado en ambos hemisferios, entre los 30 y 70° de latitud en la superficie isobárica de 300 a 200hPa (aproximadamente a 11 km de altura sobre el nivel del mar). El chorro polar es más intenso en invierno y a veces migra hasta latitudes tropicales llegando a unirse al chorro subtropical.

En el encuadre de la circulación general atmosférica, el reflejo del chorro polar en superficie se corresponde con el **frente polar** y sus ondas llamadas **ondas de Rossby**. Es ahí donde existe el contraste térmico necesario para generar los fuertes vientos en altura que separan las masas de aire frío (célula polar) de las que provienen de los trópicos (célula de Ferrel). El chorro polar y sus ondulaciones (ondas de Rossby) además establecen una separación entre bajas presiones por el lado polar y anticiclones del lado subtropical que en

superficie se reflejan como borrascas polares (como las borrascas atlánticas del Frente Polar) y anticiclones subtropicales (como el anticiclón de las Azores), ver imagen 19 derecha.

INFLUENCIA EN EL CLIMA Y EL TIEMPO ATMOSFÉRICO. La situación o el estado de la corriente en chorro polar es la que va determinar la **dinámica general de la atmósfera en latitudes medias**. Las corrientes en chorro cambian constantemente: se desplazan a mayor o menor altura, se rompen y cambian de flujo, dependiendo de la estación del año y de otras variables, como la energía procedente del sol [12]. En grandes rasgos la corriente en chorro polar actúa como una cinta transportadora de borrascas, normalmente trasladándolas hacia el este siguiendo el flujo del chorro. Además, la corriente en chorro, produce circulaciones secundarias que generan zonas de bajas y altas presiones en altura y que interactúan con los sistemas de presiones en la superficie reforzándolos, debilitándolos o bloqueándolos. Para saber cómo va afectar la corriente en chorro los meteorólogos observan la situación del chorro, los máximos de velocidad y las formas que presenta.

Cuando la circulación en el chorro polar presenta velocidades inferiores, es decir el chorro es más débil, se producen ondulaciones más acentuadas, dando lugar a vaguadas que pueden dar lugar a borrascas profundas que se desplazan desde la célula polar hacia latitudes inferiores. Estas vaguadas del chorro polar pueden traer mal tiempo y tormentas intensas. En algunas ocasiones se puede formar una vaguada tan pronunciada que la corriente en chorro se estrangula, quedando el centro de una baja presión en altura aislado en una bolsa de aire frío, que se separará del chorro formando lo que conocemos como una Depresión Aislada en Niveles altos (DANA) o gota fría.

Una DANA, se separa del chorro con un movimiento errático por los altos niveles de la atmósfera pudiendo dar lugar a una "Borrasca Fría Aislada (BFA)" cuando la baja presión se llega a reflejar sobre la superficie y también en ocasiones, si se encuentra con aire húmedo y temperaturas cálidas en superficie, puede ocasionar lluvias torrenciales e inundaciones. Cabe puntualizar que una "gota fría" o "DANA" no siempre ocasiona lluvias torrenciales puesto que a veces se disipan y sin encontrar las condiciones descritas.

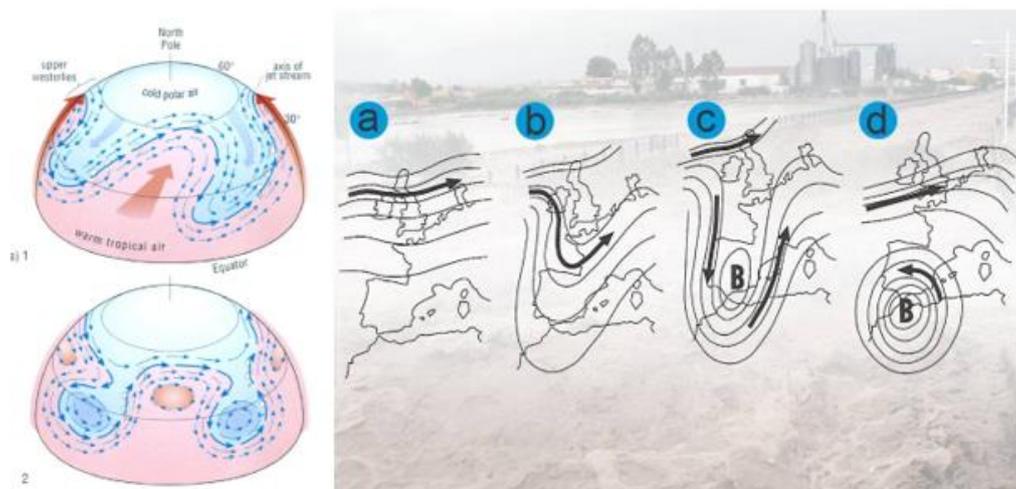


Imagen 26. A la izquierda: Diagrama esquemático que muestra el desarrollo de ondulaciones, vaguadas y dorsales en el chorro polar del hemisferio norte. **A la derecha:** Formación de una DANA por ruptura de la corriente en chorro polar.

Fuentes: [1] J. Brown, *Ocean Circulation*. 2001; <https://www.tiempo.com/noticias/divulgacion/dana-o-gota-fria-hablemos-claro.html>

Una región afectada por un patrón ondular o meridional de la corriente en chorro presentará condiciones climáticas variables alternándose períodos de tormentas e inestabilidad (borrascas) con periodos de estabilidad y buen tiempo (anticiclones). Mientras que en regiones donde exista una circulación zonal y estacionaria de la corriente en chorro por el lado polar se verá afectada por frecuentes sistemas de baja presión mientras que por el otro existirán condiciones de estabilidad estacionarias.

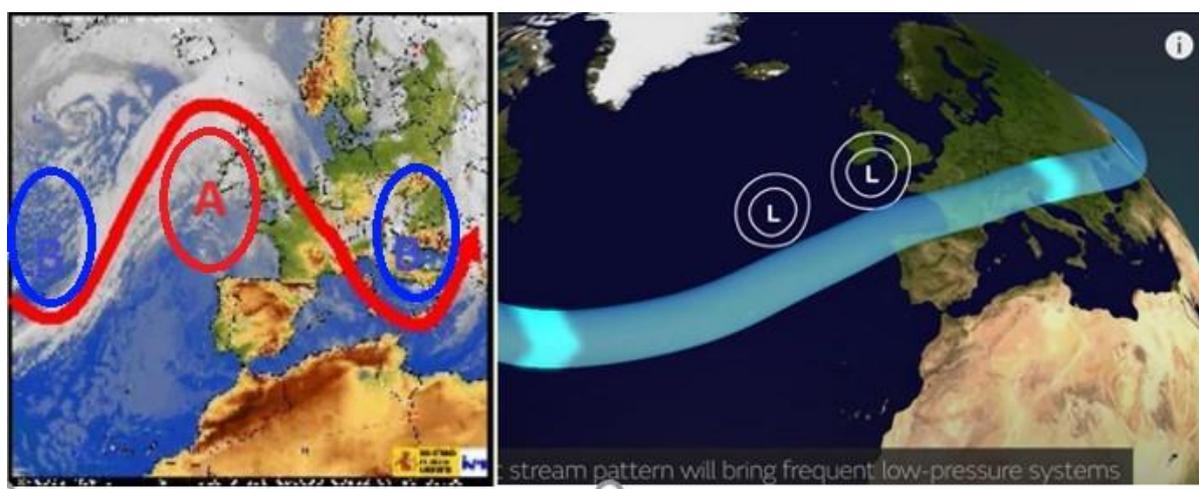


Imagen 27. Izquierda: Corriente en chorro meridional. **Derecha:** Corriente en chorro zonal afectando al sur de Inglaterra.

Fuente: https://www.youtube.com/watch?v=5wCq2Y9CB6Y&ab_channel=MetOffice-LearnAboutWeather

La situación de los máximos de velocidad del viento en la corriente en chorro produce variaciones en los patrones de presión superficiales. Además, los máximos de velocidad influyen también en el desarrollo de las ondas (vaguadas y dorsales) haciendo que estas se puedan desarrollar (cuando el máximo se sitúa en la rama anterior) o disipar (cuando el máximo se sitúa en la rama posterior).

En las imágenes siguientes se observa, en las dos de arriba como el máximo de velocidad hace que una rama de la corriente en chorro se alargue, dando lugar a que una vaguada o una dorsal se amplifiquen, además en la situación de la segunda imagen el máximo de velocidad hace de bloqueo en el desplazamiento (hacia el este de la borrasca) proporcionando en este caso un escudo y condiciones de estabilidad sobre Inglaterra. En las dos de abajo se observa como el máximo de velocidad en la rama de la derecha (corriente abajo) hace que se disipen una vaguada y una dorsal en cada caso, volviendo entonces el chorro a una circulación más zonal, esta última situación tiene una repercusión menor sobre el tiempo presente en la superficie.

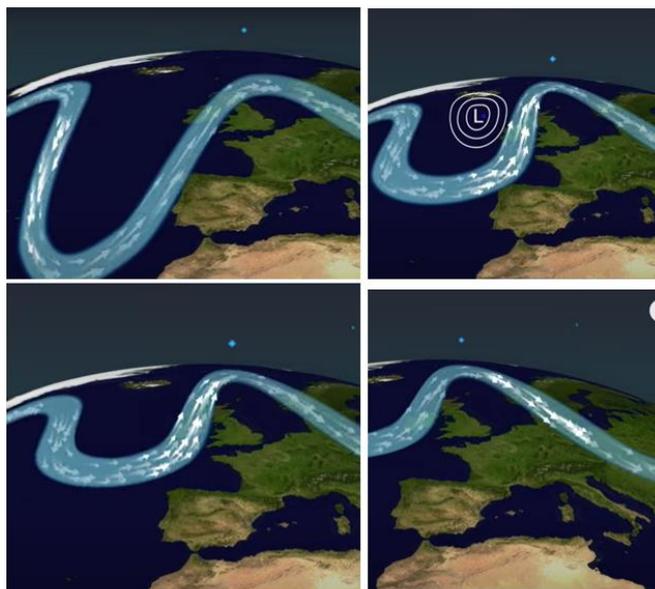


Imagen 28. Variación de las ondas de la corriente en chorro en función de los Máximos de velocidad.

Fuente: <https://www.metoffice.gov.uk/weather/learn-about/weather/types-of-weather/wind/what-is-the-jet-stream>

Además de la variación en el patrón ondular del chorro, los máximos de velocidad producen una circulación secundaria que provoca zonas de ascenso y descenso del aire. En la entrada de un máximo de velocidad del chorro se produce una divergencia en altura la cual

absorbe aire de las capas inferiores haciéndolo ascender y por tanto disminuyendo la presión de la columna de aire subyacente.

Al observar las regiones de las corrientes en chorro que suelen modificar el tiempo en superficie, los meteorólogos se fijan en las regiones de entrada y salida, donde se producirá divergencia en altura como se observa en las imágenes a continuación. Estos fenómenos que ocurren en niveles altos de la troposfera interactúan con los anticiclones o borrascas en superficie pudiendo dar lugar a un reforzamiento, debilitamiento o bloqueo de los sistemas de presión presentes sobre la superficie.

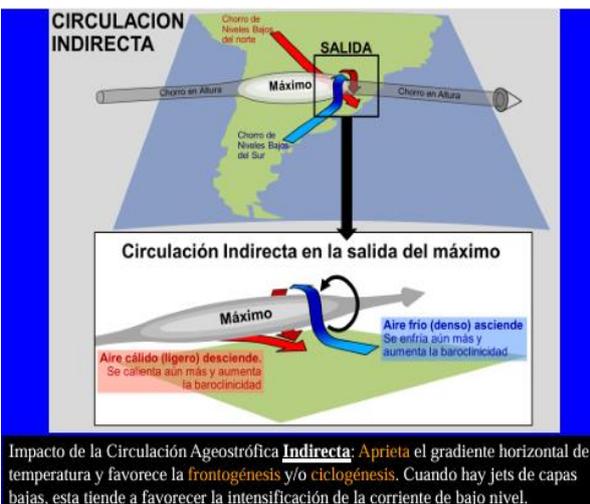
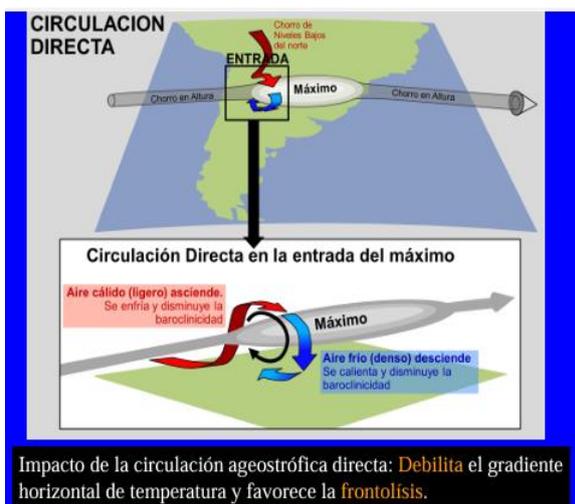
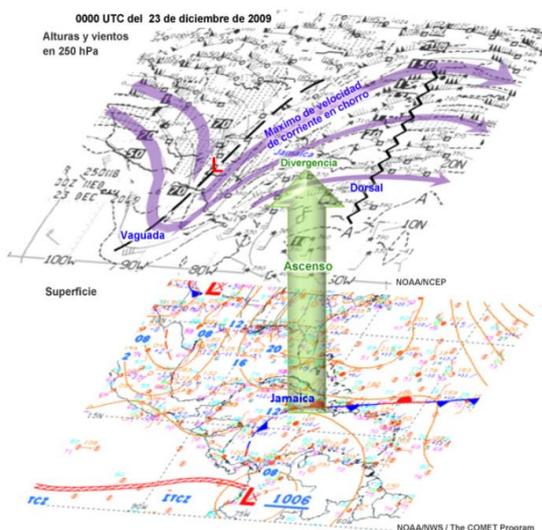
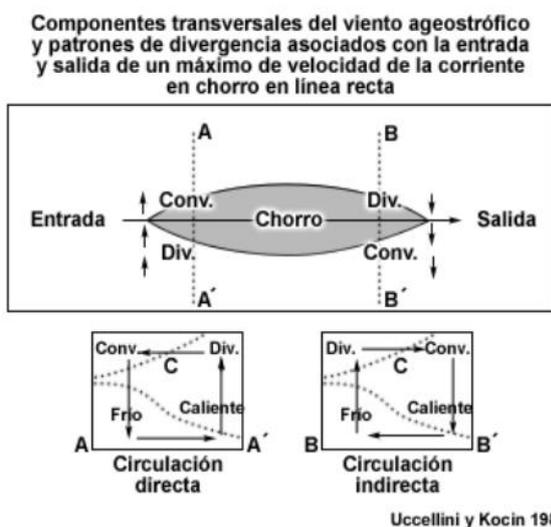


Ilustración 29. Arriba: Efecto de los máximos de velocidad del chorro y circulaciones secundarias sobre las presiones en superficie. Abajo: Circulación directa e indirecta en el chorro polar del Hemisferio Sur.

Fuentes: [11] MetEd y The COMET® Program,;

VÓRTICE CIRCUMPOLAR ESTRATOSFÉRICO O “VÓRTICE POLAR”

En este apartado se define brevemente el vórtice circumpolar estratosférico también llamado “vórtice polar”, con el objeto de entender cómo afecta a la corriente en chorro polar y a al estado atmosférico de las latitudes medias.

El “vórtice polar” es una gran área de baja presión y aire frío que genera una banda de fuertes vientos del oeste rodeando los polos de la Tierra girando en sentido antihorario. Se forma entre unos 16 y 48 km de altura en la estratosfera. Siempre existe cerca de las zonas polares, pero se debilita en el verano y se intensifica en el invierno. En el hemisferio sur suele ser más estable y fuerte que en el hemisferio norte ya que a pesar de la altura, el flujo del aire en el norte se ve afectado por la continentalidad que provoca perturbaciones en el vórtice polar con mayor frecuencia.

VÓRTICE POLAR Y CORRIENTE EN CHORRO POLAR. En cuanto a interacción con el chorro polar, cuando el vórtice está más fuerte y estable, es decir cuando los vientos giran con mayor intensidad y con un flujo más zonal, la corriente en chorro se desplaza más hacia el polo y tiene menos ondulaciones. Esto hace que el aire frío quede contenido sobre el polo y en las latitudes medias haya aire más cálido de lo habitual.

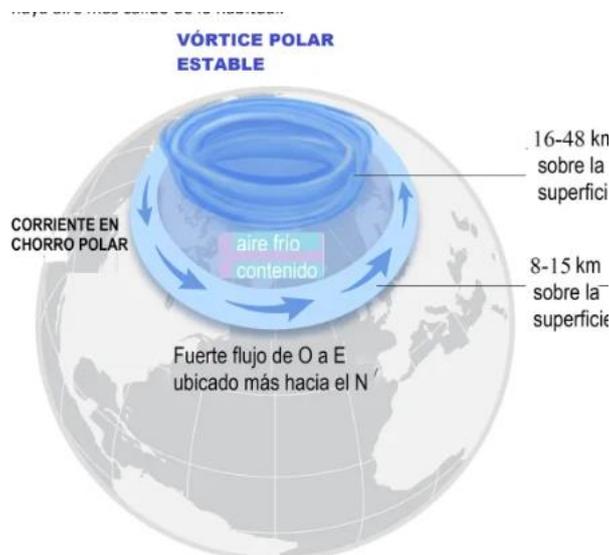


Ilustración 30. Vórtice polar estable.

Fuente: <https://www.tiempo.com/ram/310682/que-es-el-vortice-polar-y-como-influye-en-el-tiempo/>

Cuando el vórtice se perturba o se debilita, se desplaza o se divide. A menudo la corriente en chorro polar imita los cambios estratosféricos y se vuelve más débil u ondulada. Esto implica que en la superficie el aire frío se desplaza hacia el sur llegando a latitudes medias y el aire cálido del ártico se calienta.

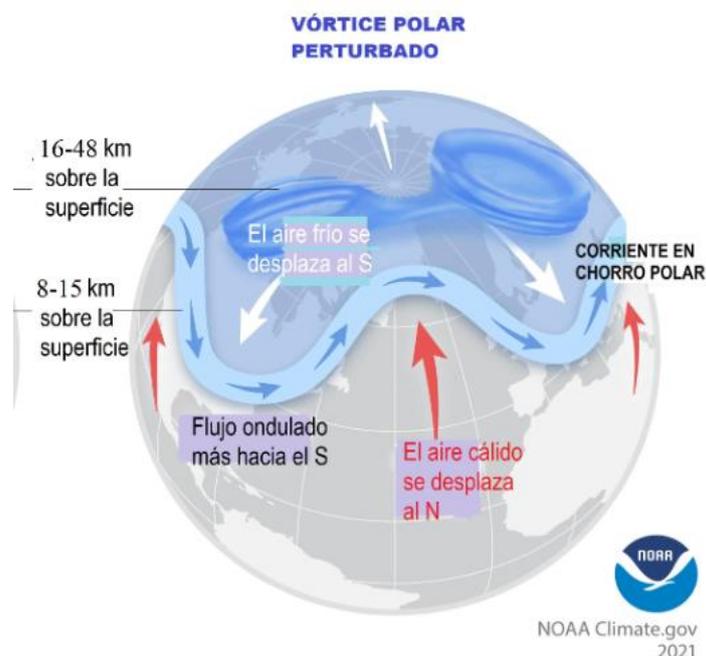


Ilustración 31. Vórtice polar perturbado.

Fuente: <https://i0.wp.com/aemetblog.es/wp-content/uploads/2022/11/INFOGRAFIA-VOORTICE-POLAR2.jpg?ssl=1>

EFFECTOS EN EL CLIMA. Es la corriente en chorro polar y no el vórtice polar la que tiene un mayor efecto en el clima de las latitudes medias. Sin embargo, en ocasiones los cambios en el vórtice causan fenómenos extremos como, cuando el vórtice se debilita o se perturba causando olas de frío en latitudes medias. Esto sucede regularmente durante el invierno y aunque afecta mayormente provocando olas de frío extremo provenientes del ártico en los Estados Unidos, también en ocasiones afecta algunas partes de Europa y Asia.

Las perturbaciones y el debilitamiento del vórtice polar es una causa de las ondas atmosféricas especialmente fuertes que se originan en la troposfera y se propagan hasta la estratosfera. Independientemente de las diferentes causas que originan una perturbación del vórtice polar, siempre va precedida de un pico en las temperaturas de la estratosfera polar, esto se conoce como calentamientos súbitos estratosféricos. Factores como la existencia de cordilleras, el contraste de temperaturas entre el mar y la tierra, y el fenómeno de El Niño

entre otros pueden provocar ondas en nuestros patrones de vientos que pueden ascender hasta la estratosfera polar para dar lugar al “calentamiento súbito estratosférico”.

Como hemos visto cuando el vórtice polar es más fuerte, el chorro polar tiende a desplazarse hacia el polo con un flujo más zonal lo que en superficie se traduce en que los polos se encuentren más fríos de lo habitual y un tiempo más suave en las latitudes medias.

CHORRO SUBTROPICAL

El chorro subtropical es más débil que el polar y aparece a menudo de forma discontinua [10], suele ser más intenso cerca de la superficie isobárica de 200 hPa y alrededor de los 30 grados de latitud en cada hemisferio delimitando claramente la región subtropical (célula de Hadley) y la de latitudes medias (célula de Ferrel).

Esta corriente en chorro no afecta significativamente al tiempo presente en superficie y por eso es menos nombrada que la polar, no obstante, es considerada como un condicionante de la corriente en chorro polar. En invierno el chorro polar migra hacia el sur pudiendo encontrarse con el chorro subtropical a la vez que se intensifica. Como veremos más adelante, también el chorro subtropical puede interactuar con los frentes polares.

En el hemisferio norte, el chorro subtropical exhibe un patrón de tres ondas casi estacionario, con dorsales y velocidades máximas del viento sobre el sudeste de los Estados Unidos, el Mediterráneo y el noroeste del Pacífico, donde se observan los vientos más intensos. Las vaguadas suelen encontrarse sobre el océano Pacífico central, sobre el Atlántico central y entre el mar Arábigo y la India (ver ilustración 26). **En el hemisferio sur**, debido a que el efecto de la masa continental es menor, se observa un patrón más zonal con un chorro más intenso.

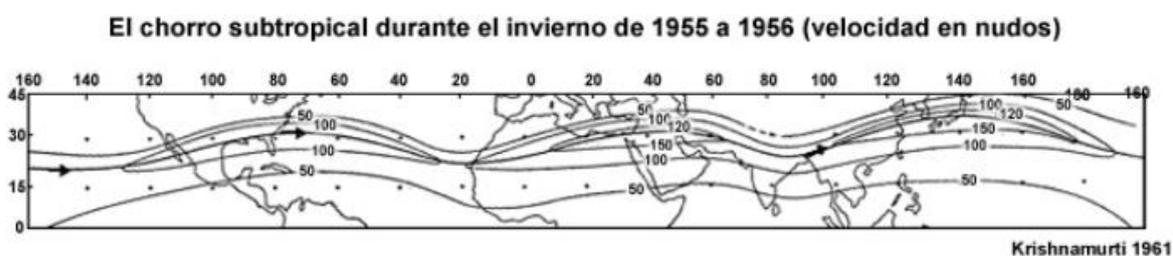


Ilustración 32. Corriente en chorro subtropical.

Fuente: https://www.met.ed.ucar.edu/tropical/synoptic/jetstreams_es/media/graphics/stj_winter.jpg

El ramal del chorro subtropical que entra desde el norte de África al mediterráneo oriental suele ser muy estable (ver ilustración anterior) y quizá ello sea debido al fuerte contraste térmico entre el Sahara y el Mediterráneo.

VARIACIÓN ESTACIONAL. Durante el invierno, el chorro subtropical forma un cinturón casi continuo alrededor de ambos hemisferios y puede alcanzar velocidades de 75 a 100 ms^{-1} . La posición media del chorro subtropical del **hemisferio norte** en invierno es aproximadamente 27.5°N , aunque oscila entre los 20 y 35 grados de latitud norte. **En el hemisferio sur, el chorro subtropical persiste todo el año, mientras que en el hemisferio norte es intermitente en verano**, cuando migra hacia el norte siguiendo al movimiento aparente del sol, se debilita debido al menor gradiente meridional de temperatura, entonces su posición media se acerca a 40°N haciéndose difícil diferenciarlo del chorro polar. La latitud media del chorro subtropical del hemisferio sur es menos variable, ya que su posición oscila entre los 26°S en invierno y los 32°S en verano.

FORMACIÓN. En cuanto a su formación, el chorro subtropical es producto del movimiento ascendente y hacia el polo del aire en la célula de Hadley. Cuando el aire que se ha elevado en el ecuador se mueve hacia los polos pasan a un círculo de latitud más pequeño y su velocidad debe aumentar para conservar el momento angular [11].

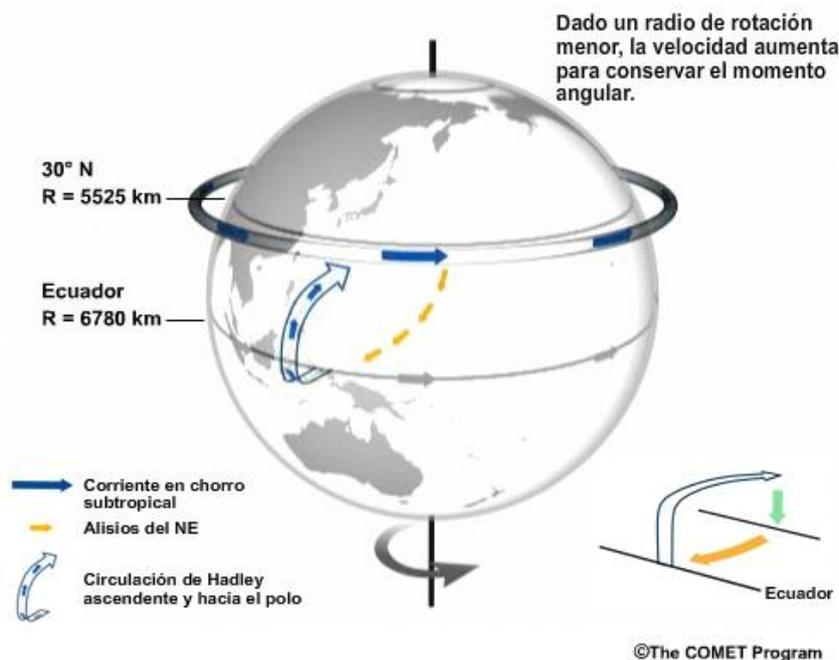


Ilustración 33. Movimiento del aire en la célula de Hadley que forma el chorro subtropical en altura y los vientos alisios en superficie.

Fuente: https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/jetstreams_es/media/video/subtropical_jet.mp4

INFLUENCIA EN EL TIEMPO ATMOSFÉRICO DEL CHORRO SUBTROPICAL. Al contrario del chorro polar que está asociado en superficie al frente polar, el chorro subtropical no se asocia con ningún frente en superficie por lo que no produce ciclogénesis y su implicación en el tiempo presente es bastante menos influyente. No obstante, como se explicó anteriormente, durante el invierno el chorro polar migra hacia latitudes inferiores pudiendo encontrarse con el chorro subtropical. El chorro subtropical, mediante circulaciones secundarias (directas e indirectas) puede interactuar cuando se encuentra con los frentes polares en superficie para reforzarlos o debilitarlos mediante un mecanismo similar al explicado en la ilustración referida a circulaciones secundarias del chorro polar.

El ramal del chorro subtropical que se sitúa en la India (ver ilustración 26), sobre el Himalaya, puede estar relacionado con el monzón de invierno.

CHORRO TROPICAL DEL ESTE

Durante el verano del hemisferio norte, el chorro tropical del este es una estructura particular y dominante sobre Asia meridional y África septentrional. El chorro tropical del este se encuentra cerca de la zona comprendida entre los 5 y 20 grados de latitud norte y en la capa entre 100 y 200 hPa. Este chorro fluye a una altura mucho menor a la de la tropopausa, y por tanto a la de los otros chorros en altura, a unos 6 – 9 km de altura (prácticamente la mitad). La velocidad máxima de este chorro alcanza la mitad de los chorros subtropicales y polares— cerca del nivel de 150 hPa, al oeste de la India meridional y sobre el mar Arábigo. Este mapa muestra la extensión e intensidad medias del chorro a 200 hPa entre junio y agosto. Su posición, dirección e intensidad son bastante persistentes entre junio y comienzos de octubre [11].

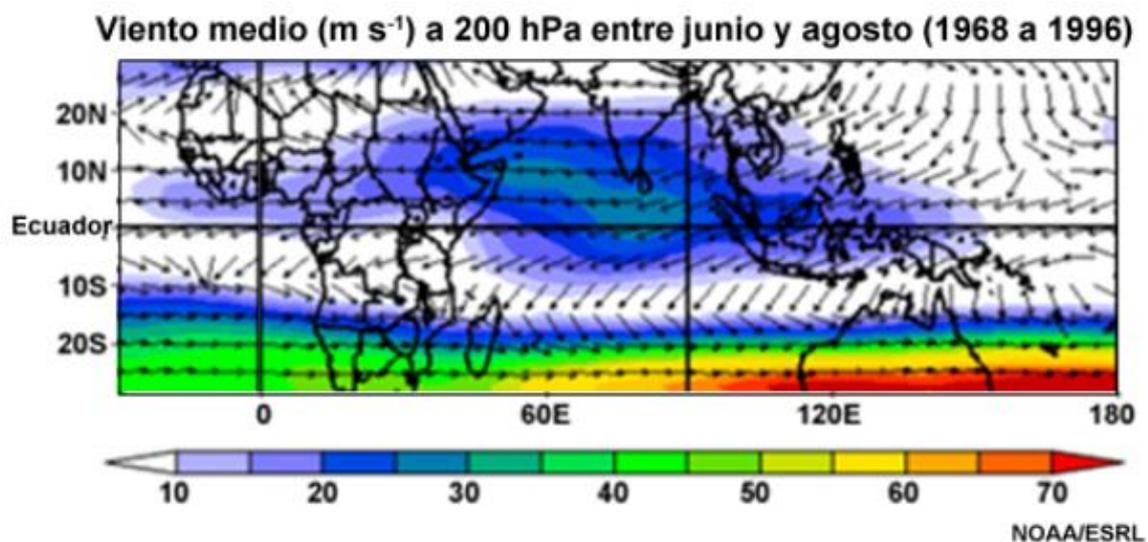


Ilustración 34. Vectores de Viento medio del Chorro Tropical del Este entre junio y agosto 1968 – 1996.

Fuente: https://www.met.ed.ucar.edu/tropical/synoptic/jetstreams_es/media/graphics/tropical_easterly_jet_concept.jpg

FORMACIÓN. Los mecanismos que determinan el establecimiento y mantenimiento del chorro tropical del este no se comprenden cabalmente, pero se ha postulado que el chorro pueda deberse a las temperaturas y alturas particularmente elevadas que se registran sobre el altiplano del Tíbet en verano. El exceso de calor meridional contribuye a establecer las altas presiones en altura sobre el altiplano y los fuertes alisios sobre la India central y del sur. El chorro tropical del este es el sistema de ventilación en altura del intenso monzón del sudoeste. Las respuestas regionales se acoplan a la circulación general de escala planetaria de la forma que se representa en la siguiente ilustración.

VARIACIÓN ESTACIONAL. El chorro tropical del este solo existe en el hemisferio norte durante los meses de verano sobre sur de Asia y el norte de África. Su formación comienza desde principios de junio coincidiendo con la migración hacia el norte del jet subtropical.

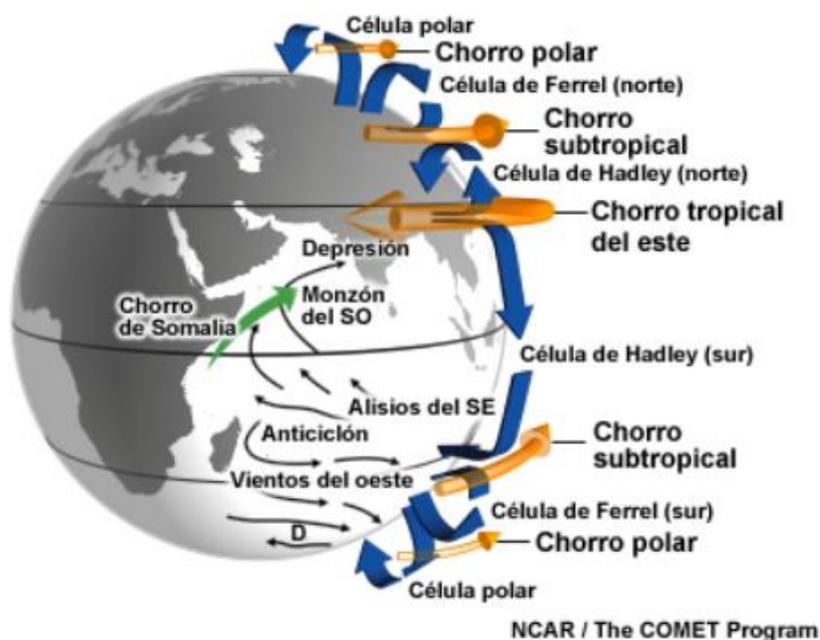
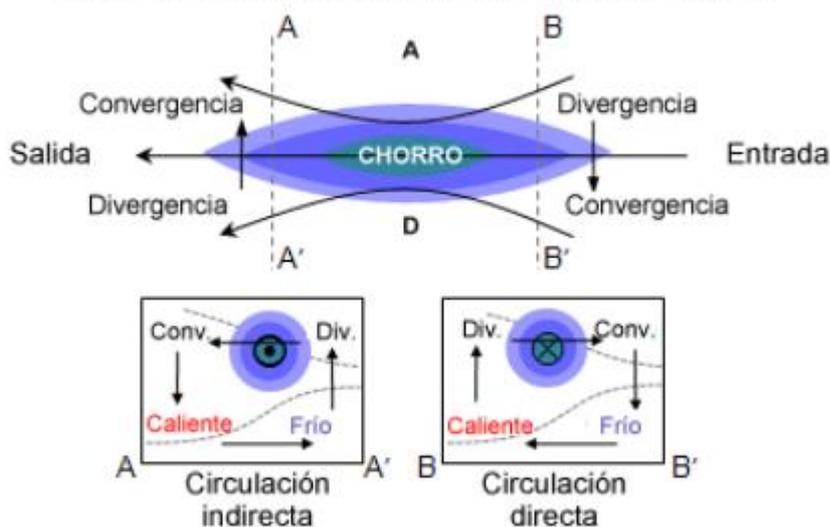


Ilustración 35. Representación esquemática de las principales circulaciones del océano Índico, la célula de Hadley planetaria, el chorro tropical del este y el monzón asiático de verano (adaptado con permiso de Gerald Meehl, NCAR).

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

INFLUENCIA SOBRE EL CLIMA Y TIEMPO ATMOSFÉRICO. Durante el monzón de verano en el sur de Asia, el chorro tropical del este induce circulaciones secundarias que estimulan la convección en la India meridional, el continente marítimo y las regiones oceánicas circundantes, al tiempo que suprime los movimientos ascendentes en su región de salida, sobre África ecuatorial y el Atlántico. Este mecanismo de circulaciones secundarias en altura es similar al ya estudiado para las corrientes en chorro polar y subtropical teniendo en cuenta que el chorro tropical fluye en sentido contrario es decir de este a oeste, la región de entrada al máximo de velocidad se sitúa en la parte más oriental como se observa en la siguiente ilustración.

Circulaciones secundarias en la salida y la entrada de la corriente en chorro del este en altura



Adaptado de Uccellini y Kocin 1987 / The COMET Program

Ilustración 36. Circulaciones secundarias de la corriente en chorro tropical del este.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

CHORROS DE BAJO NIVEL

CHORRO DE SOMALIA

Uno de los chorros tropicales de bajo nivel más conocidos es el chorro de Somalia, proveniente del sudoeste, que alcanza su velocidad máxima cerca del nivel de 850 hPa y transporta humedad al monzón del sur de la India [11].

El chorro de Somalia se forma en verano sobre el norte de Madagascar y junto a la costa de Somalia y alcanza su máxima intensidad entre junio y agosto. El chorro se mantiene relativamente constante entre junio y septiembre, antes de migrar hasta el sur del océano Índico en invierno [11]. En esta corriente en chorro tal y como se observa en el mapa hay un cambio de dirección, inducido por la fuerza de Coriolis, al cruzar el ecuador [14], además se observan dos máximos de velocidad uno con vientos del este, al sur del ecuador, y otro con componente del oeste al norte del ecuador, hacia fuera de la costa de Somalia.

El máximo de velocidad del viento junto a la costa de Somalia de esta corriente en chorro hace que, por el mes de junio, por fuera del golfo de Adén, tengan lugar fuertes vientos de suroeste, con velocidad media entre 20 y 30 nudos que pueden llegar a ser un peligro para

la navegación, estos vientos llegan a fuerza de galerna (34 y 40kn) entre un 20 y 40% del tiempo. Estos vientos fuertes se encuentran también en menor medida en la ruta del Golfo Pérsico [13].

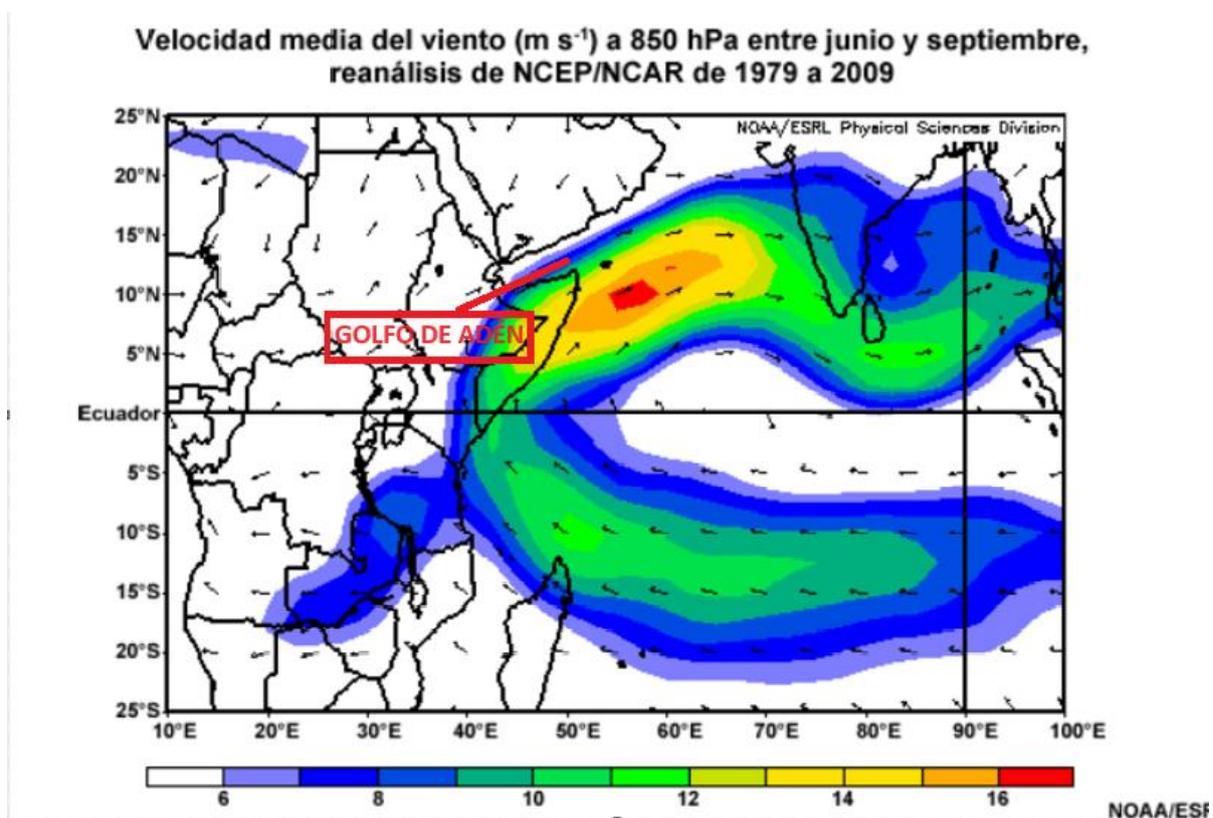


Ilustración 37. Chorro de Somalia.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program. Adaptado por el autor.

CHORRO AFRICANO DEL ESTE

El chorro africano del este, que alcanza su velocidad máxima en la capa de 600 a 700 hPa, es producto del balance entre el viento térmico y el fuerte gradiente de temperatura de norte-sur en los niveles bajos. Ocurre en la zona comprendida entre los 8 y 17 grados de latitud norte, con vientos de 10 a 25 m s⁻¹ [11].

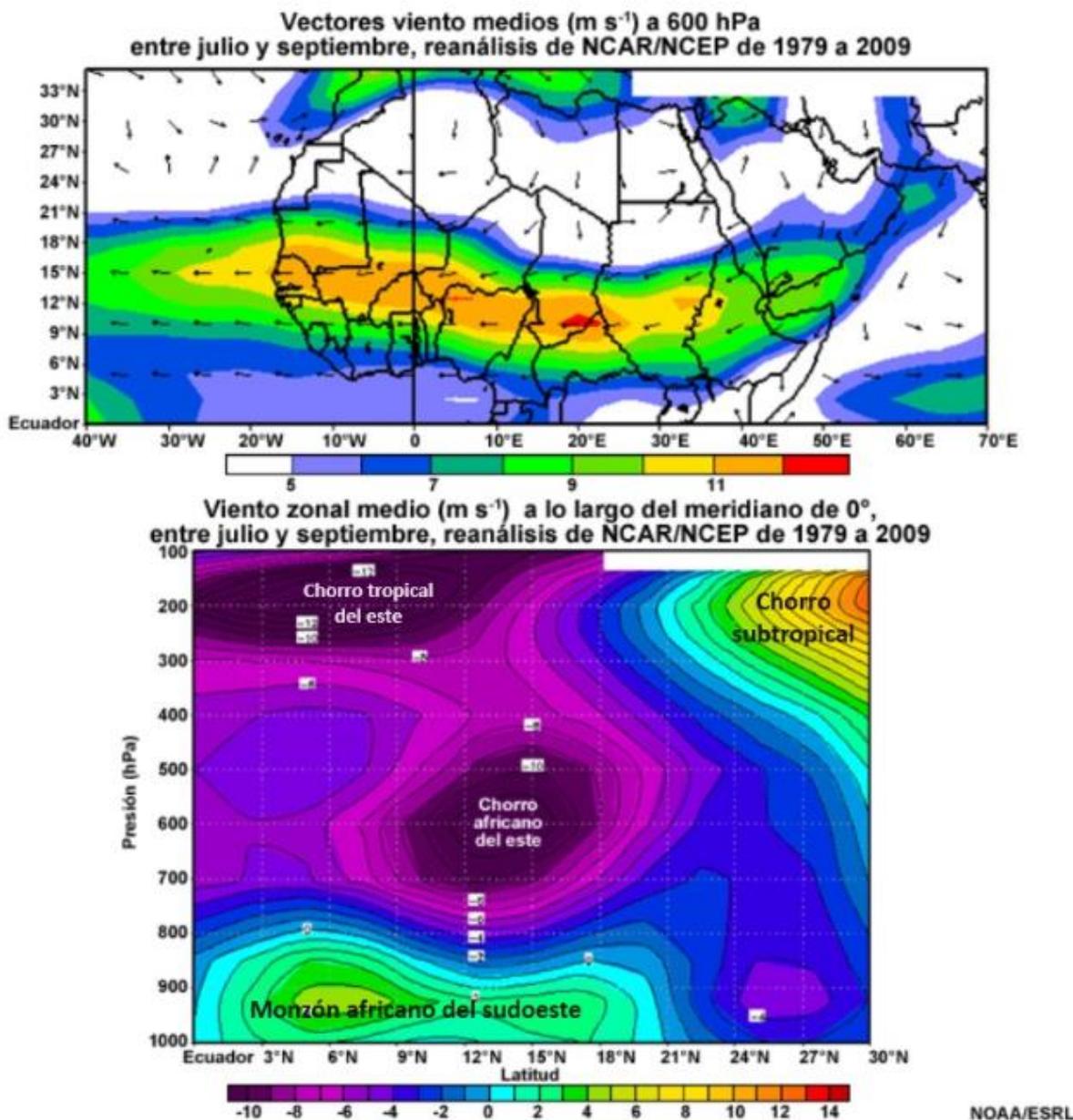
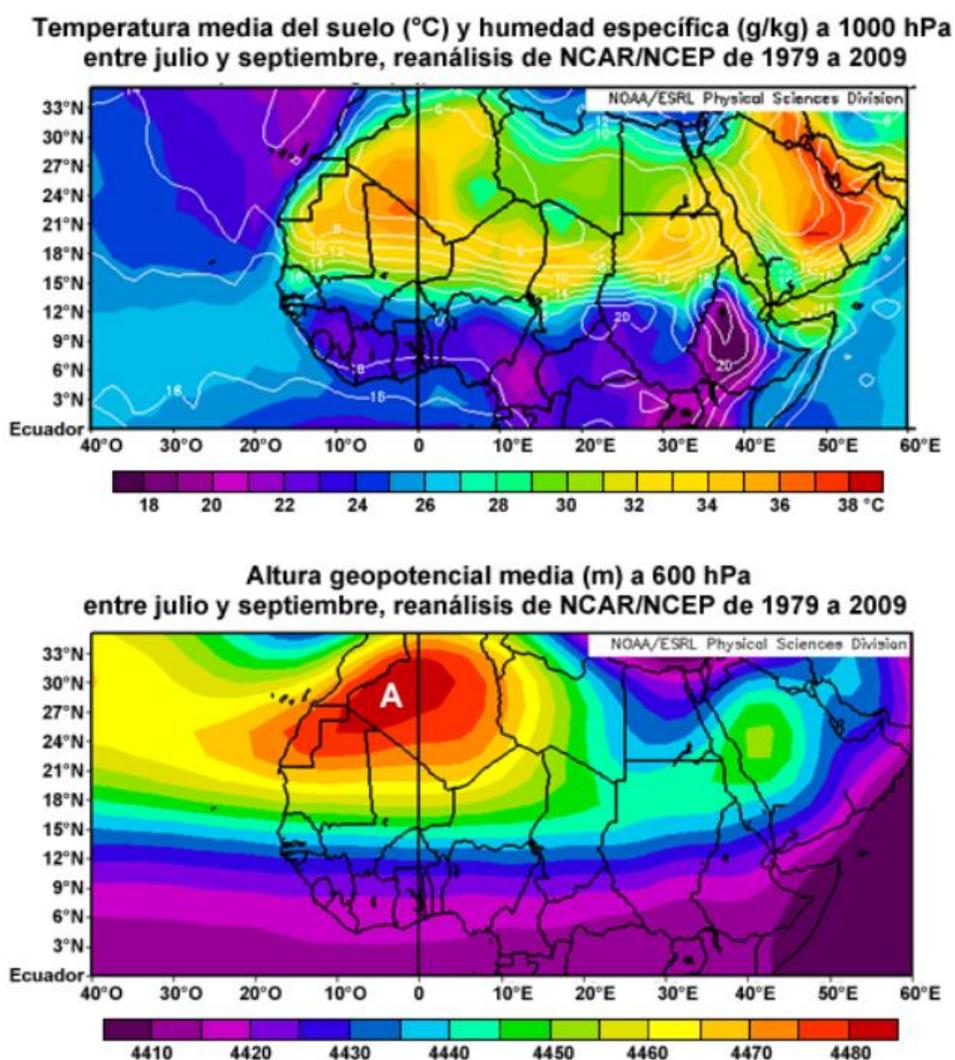


Ilustración 38. Arriba: velocidad media del viento a 600 hPa entre julio y septiembre sobre el norte de África tropical y el océano Atlántico tropical. **Abajo:** corte vertical a lo largo del meridiano de 0 grados que muestra el flujo del monzón del sudoeste en niveles bajos (colores verdes) y del chorro africano del este en niveles medios (colores morados). El chorro tropical del este es el máximo de vientos del este en el nivel de 150 hPa; los intensos vientos del oeste a 200 hPa en 30°N están asociados con el chorro subtropical.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program. Adaptado por el autor.

FORMACIÓN. La existencia de este chorro está relacionada con la intensa inversión del gradiente de temperatura meridional típico de verano en el continente africano (normalmente hace más calor en el ecuador). El desierto del Sahara, en el norte, crea una capa de aire cálida y polvoriento llamada capa de aire del Sahara y esta fuerte anomalía caliente está justo al norte del aire más frío cerca del ecuador. En respuesta a los marcados gradientes de temperatura y de humedad en la superficie entre el golfo de Guinea y el Sahara, se desarrolla un intenso flujo geostrófico del este [11].



NOAA/ESRL

Ilustración 39. Arriba: temperatura media de superficie entre julio y septiembre (colores, en grados C) y humedad específica (isolíneas, g kg⁻¹). Abajo: altura geopotencial a 600 hPa (m) para 1979-2009. Observe los intensos gradientes entre el Sahara cálido y seco y la región más fresca y húmeda al sur.

Fuente: https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/jetstreams_es/media/graphics/aej_sfcT_1000q_600hgt_jul_sep.jpg

VARIACIÓN ESTACIONAL. Aunque está bien definido entre abril y noviembre, el chorro africano del este alcanza su máxima intensidad durante el monzón de África occidental, entre junio y septiembre.

INFLUENCIA SOBRE EL CLIMA Y TIEMPO ATMOSFÉRICO. ONDAS TROPICALES DEL ESTE (“EASTERLY WAVES”). El rol del chorro africano del este es un factor muy importante en la dinámica de las ondas tropicales. Estas ondas que están asociadas con las ondulaciones que surgen a lo largo del chorro africano del este, son el sistema sinóptico principal que afecta a las regiones tropicales de África del Norte y el Atlántico tropical durante la estación cálida. La importancia de estas ondas, que se propagan hacia el oeste, radica en su relación con la lluvia convectiva, cuya variabilidad puede tener impactos sociales devastadores en África. También son de interés por su rol como sistemas precursores de los ciclones tropicales en las cuencas del Atlántico tropical y del Pacífico oriental. Esta imagen satelital muestra una serie de ondas del este sobre África y un ciclón tropical que se formó a partir de una de ellas [11].

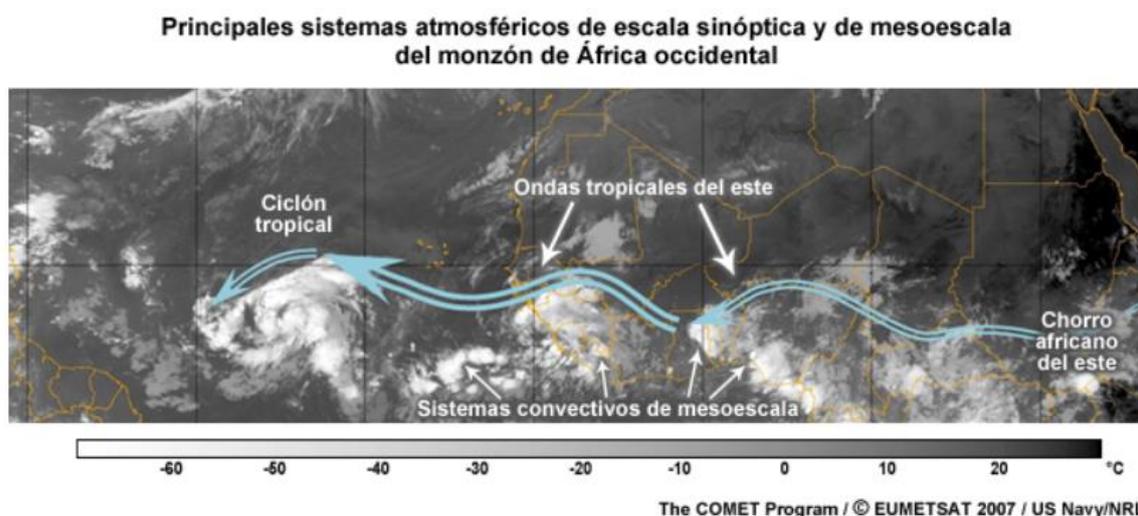


Ilustración 40. Sistemas atmosféricos en las regiones tropicales de África del Norte y el Atlántico tropical en verano: ondas del este, Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), y un ciclón tropical. Las flechas azules representan las ondas tropicales en el chorro africano del este, el grosor de las flechas va en proporción a la velocidad del viento en el chorro.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Programx

El chorro africano del este y las ondas tropicales son elementos importantes del monzón de África occidental, en el cual participan la depresión térmica del Sahara; el aire fresco y húmedo en niveles bajos traído del Atlántico por el monzón y el aire cálido y seco en niveles bajos proveniente del Sahara, separados por el frente intertropical; el chorro africano

del este y la capa de aire del Sahara; y la convección de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) [11].

Estructuras de gran escala del monzón de África occidental y el Atlántico tropical

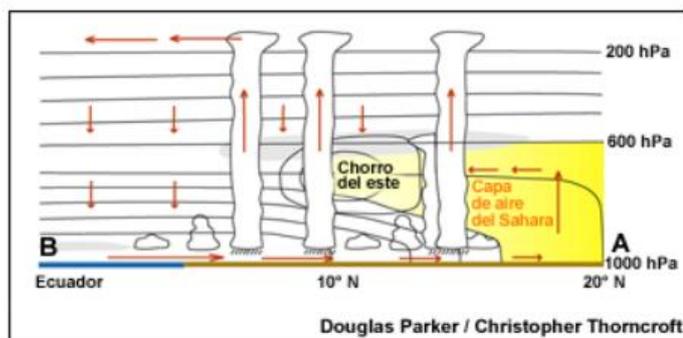


Ilustración 41. Principales estructuras de gran escala del monzón de África occidental y el Atlántico tropical; el diagrama es un corte vertical de norte a sur a lo largo del meridiano de Greenwich que muestra el sistema depresión térmica/chorro africano del este/ZCIT, la capa de aire del Sahara y las variaciones meridionales en la capa límite atmosférica (adaptado de Parker et al., 2005).

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

3.2. SISTEMAS ATMOSFÉRICOS DOMINANTES

En línea con el objetivo principal de este trabajo que es recopilar conocimientos prácticos de meteorología para la navegación. En este apartado se definen y estudian los principales fenómenos atmosféricos que en diferentes regiones tropicales, templadas y polares pueden suponer adversidades de cara a la navegación.

Como ya se explicó anteriormente los fenómenos meteorológicos se pueden clasificar en diferentes escalas según su tamaño y duración. Además, debido a la naturaleza de cada región las dinámicas atmosféricas van a ser diferentes para las zonas polares, templadas y tropicales.

Estudiar la climatología de estos elementos nos servirá para poder anticiparnos ante los posibles fenómenos meteorológicos adversos que nos podamos encontrar a la hora planificar una navegación a largo plazo. Conocer la estructura, características generales, cómo se mueven y como afectan al tiempo presente nos podrá ser de utilidad para saber tomar las decisiones tácticas correctas en caso de ser necesario hacer maniobras de evasión del mal tiempo.

Conocer la terminología y comprender como se desarrollan estos fenómenos nos servirá también para obtener una mejor comprensión de la información que aparece en los productos meteorológicos y las publicaciones que se llevan a bordo.

3.2.1. ONDAS DEL ESTE, “EASTERLY WAVES”

Las Ondas del Este (“Easterly waves”) son perturbaciones que se propagan hacia el oeste durante el verano sobre las regiones tropicales alrededor del mundo. Estas ondas han sido observadas sobre África occidental y el Océano Atlántico (Thorncroft et al. 2006), Australia (Dickinson and Molinari 2000), el Pacífico Occidental (Serra et al. 2008) y el Pacífico Oriental Tropical (Molinari et al. 1997; Serra et al. 2008; Rydbeck and Maloney 2014, 2015). Las más destacadas, que suelen denominarse «Ondas Africanas del Este», «Ondas Tropicales» u «Ondas del Este», constituyen el sistema atmosférico de escala sinóptica predominante que afecta las regiones de África tropical, del Atlántico tropical y del Pacífico oriental en verano.

La mayoría de los estudios que se han realizado sobre las Ondas del Este, están centrados en regiones del Hemisferio Norte, sobre todo para África Occidental, el Atlántico y el Pacífico Nororiental, siendo las más documentadas las Ondas Africanas del Este. Para el hemisferio sur la investigación sobre las perturbaciones en los vientos del este ha sido mucho menor.

En este apartado estudiaremos los orígenes, climatología, estructura y características generales de las Ondas del Este y con más detalle sobre las Ondas Africanas del Este, ya que estas últimas son las más documentadas y en muchos casos los estudios sobre Ondas Tropicales en otras regiones del mundo toman como base las dinámicas ya conocidas de las Ondas Africanas del Este.

Según la OACI (Organización de Aviación Civil Internacional), el término **Onda del Este** hace alusión a perturbaciones que se propagan hacia el oeste en los vientos alisios del este. Suelen reflejarse como vaguadas (bandas de vorticidad ciclónica intensa) en los niveles de 850 y 700 hPa asociadas a convección y lluvias.

En la categoría de Ondas del Este, el término:

- Ondas Africanas del Este (African Easterly Waves (AEW)), hace alusión a las ondas del este que se originan en África. Las ondas africanas del este suelen ser más grandes y con impactos mayores en el flujo del viento y precipitación en comparación con las ondas del este no africanas, aunque no es así en todos los casos [16].
- “Ondas Tropicales” es un término genérico usado por el National Hurricane Center (NHC) que define una vaguada o máximo ciclónico, en los alisios del este. La onda puede llegar a máxima amplitud en la troposfera media-baja, o puede ser el reflejo de una vaguada fría en niveles superiores.

FORMACIÓN Y CICLO DE VIDA. Las Ondas del Este se forman en zonas adyacentes a las partes orientales de los océanos tropicales [30].

La mayoría de las Ondas Africanas del Este se forman sobre el continente Africano en algún lugar entre 15°E y 30°E, corriente abajo del terreno elevado [11]. La génesis de las Ondas del Este sobre otras regiones del planeta no está tan documentada como las que se originan en el continente Africano.

Se han realizado varios estudios para explicar la presencia de las Ondas del Este en las regiones del Pacífico Oriental (EPAC) y el Mar Intra Americano (IAS). Los estudios más antiguos sugieren que las Ondas del Este se originan corriente arriba (en el Atlántico o en África) y se propagan hasta la región EPAC-IAS. Otros estudios sugieren mecanismos de formación in situ a partir de diferentes causas como la inestabilidad barotrópica del flujo principal de la región y la interrupción de la ZCIT entre otros. Recientemente se han sugerido mecanismos para la **formación de las Ondas del Este in situ en las regiones EPAC-IAS**, Rydbeck et al. (2017) a partir de **forzamiento convectivo local** resultantes de los terrenos

elevados sobre las regiones del Norte de Sudamérica a continuación de la Bahía de Panamá. Víctor M. torres et al. 2021, han demostrado que las Ondas del Este para la región del EPAC pueden originarse a partir de **forzamientos convectivos locales asociados con el calor latente cerca o a lo largo del chorro de medio nivel (midlevel jet)** sobre la región del EPAC [31].

Para otras regiones del mundo las Ondas del Este no se han llegado a estudiar tanto como para los casos de las regiones del Atlántico Norte, Caribe y Pacífico Nororiental. Las regiones del planeta para las que se han observado las Ondas Tropicales comprenden:

África Occidental y Océano Atlántico (ej. Kiladis et al. 2006)

Pacífico Oriental (ej. Victor M. Torres et al 2021)

Australia (ej. Dickinson y Molinari 2000)

El Pacífico Occidental (ej. Serra et al. 2008)

En cuanto a las Ondas Africanas del Este, aunque las causas que inician su formación aún se están estudiando, la inestabilidad del chorro africano del este (ondulaciones) es un factor determinante. Las teorías principales que se han propuesto sobre la génesis de estas ondas se basan en dos teorías principales [11]:

1. La inestabilidad interna (barotrópica-baroclínica mixta) en el chorro africano.

Durante la estación cálida en el norte de África Tropical se produce una **inversión del gradiente meridional de vorticidad potencial ($\partial q/\partial y$)** cerca del nivel (700hPa) del Chorro Africano del Este, en la región del chorro, el $\partial q/\partial y$ se vuelve negativo lo que significa que la Vorticidad Potencial (PV) se vuelve más positiva en latitudes más al norte (al contrario de lo normal). Un estudio climatológico demostró que el cambio de signo es producto del calentamiento concentrado por la convección profunda asociada al monzón activo. El $\partial q/\partial y$ en la troposfera media coincide con un fuerte **gradiente de temperatura potencial ($\partial\theta/\partial y$)** (en la troposfera inferior (ver siguiente imagen).

Las ondas en niveles bajos, al norte del chorro africano del este, se forman como resultado de las interacciones baroclínicas entre los gradientes meridionales (negativos) de vorticidad potencial ($\partial q/\partial y$) a la altura del núcleo del chorro africano del este (~700 hPa) y las interacciones entre los gradientes positivos de temperatura potencial en niveles bajos ($\partial\theta/\partial y$).

La cizalladura horizontal producida por la convección profunda cerca del chorro africano del este contribuye a la inestabilidad barotrópica. La cizalladura vertical

del viento (el chorro del este sobre el monzón del sudoeste) y los gradientes de humedad, temperatura y presión contribuyen a la inestabilidad baroclínica.

2. La existencia de forzamiento convectivo local corriente arriba inducido por la topografía (Carlson, 1969) y por efectos del calor latente cerca de la región de entrada del Chorro Africano del Este (Thorncroft et al. 2008) [11].

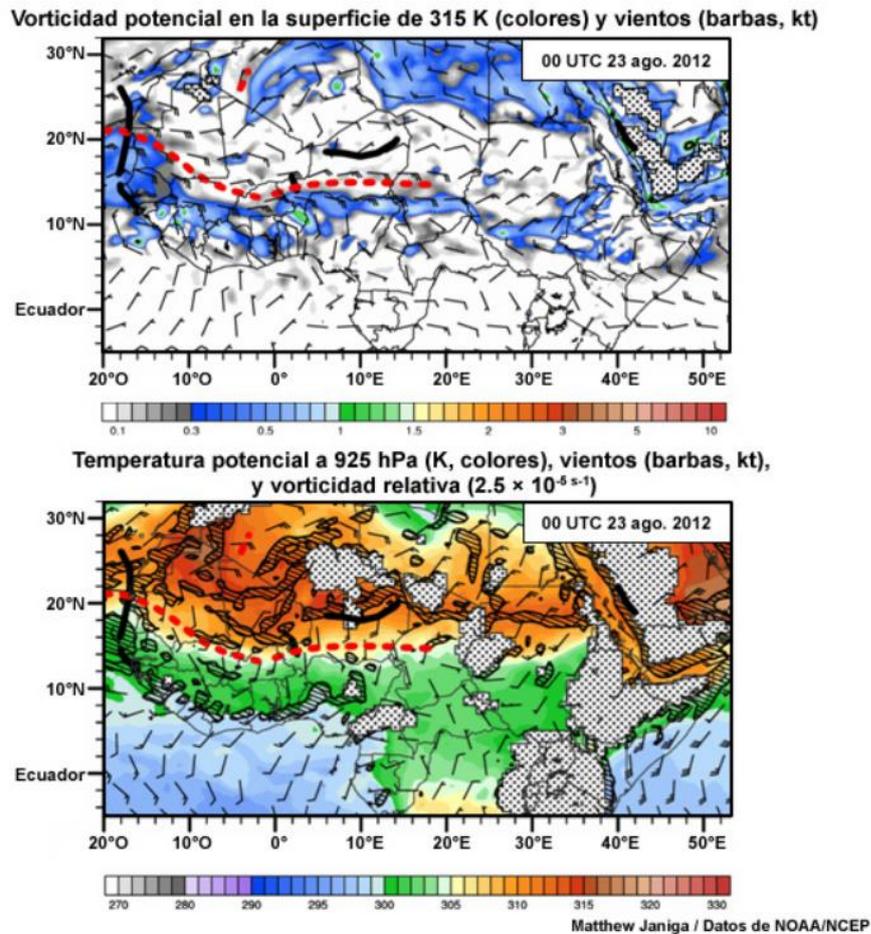


Ilustración 42. Arriba. Gradiente de Vorticidad Potencial (PV) y Abajo: Gradiente de Temperatura Potencial en 925hPa para la estación cálida.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

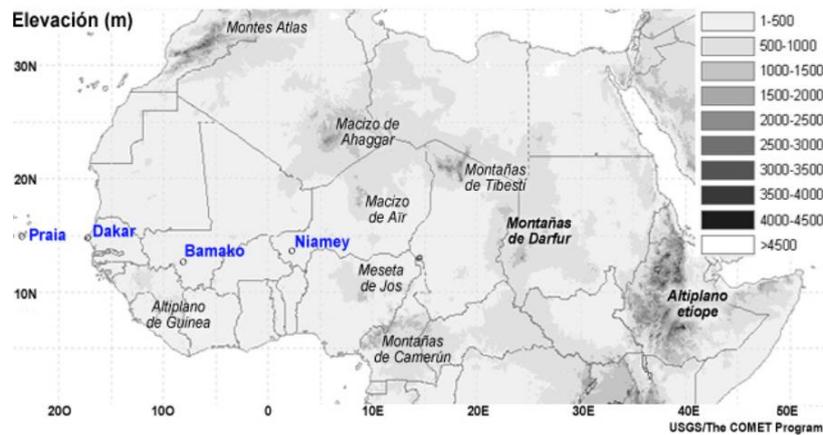


Ilustración 43. En negro, formaciones montañosas que generan perturbaciones en el chorro africano del este. En azul, estaciones donde se miden los parámetros para el seguimiento de las Ondas Africanas del Este.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

Sobre la región de Australia la teoría sobre la génesis de las Ondas Tropicales se basa en mecanismos similares a los que se dan en África, esto es debido principalmente las similitudes en cuanto a la topografía del continente. En ambas regiones se encuentran zonas oceánicas (húmedas) en el lado ecuatorial adyacentes a una zona desértica. Al igual que la existencia del Chorro del Este Africano, lugar a **inversión de gradientes de PV y de temperatura potencial** en Australia genera también una corriente en chorro del este [33].



Ilustración 44. Topografía de Australia.

Fuente: <https://indonesian-recipes.com/download/2023-version.html>

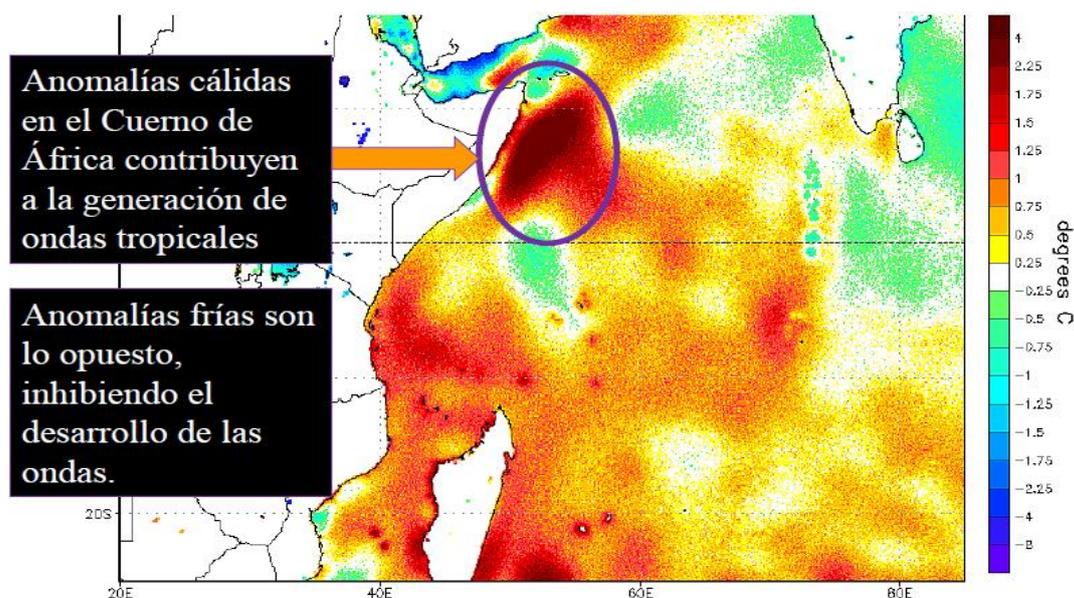


Ilustración 45. Mapa de anomalías térmicas donde se observa anomalía cálida en el cuerno de África.

Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?

Las **Ondas Africanas del Este** se inician principalmente en **África central-oriental entre las longitudes 15-30°E (alrededor de Sudán central)** a partir de una actividad convectiva débil que se propaga hacia el oeste, es decir, hacia el atlántico impulsadas por los vientos alisios del este y por la rotación de la Tierra, en ocasiones pueden llegar hasta el Pacífico nororiental.

Al llegar a la costa occidental de África 0-10°W es donde alcanzan su máxima intensidad, a partir de ahí, la mayoría de las ondas tropicales se debilitan, alejándose de la costa occidental de África.

Al observar las imágenes infrarrojas de los satélites expuestas a continuación en un diagrama de Hovmöller, se observa como el patrón de nubes aumenta en la costa africana y luego al seguir a la mitad del atlántico (en el caso de la siguiente imagen en torno a los 30-40° oeste) se debilitan, disminuye la convección profunda asociada y se observa cómo se disipan las nubes.

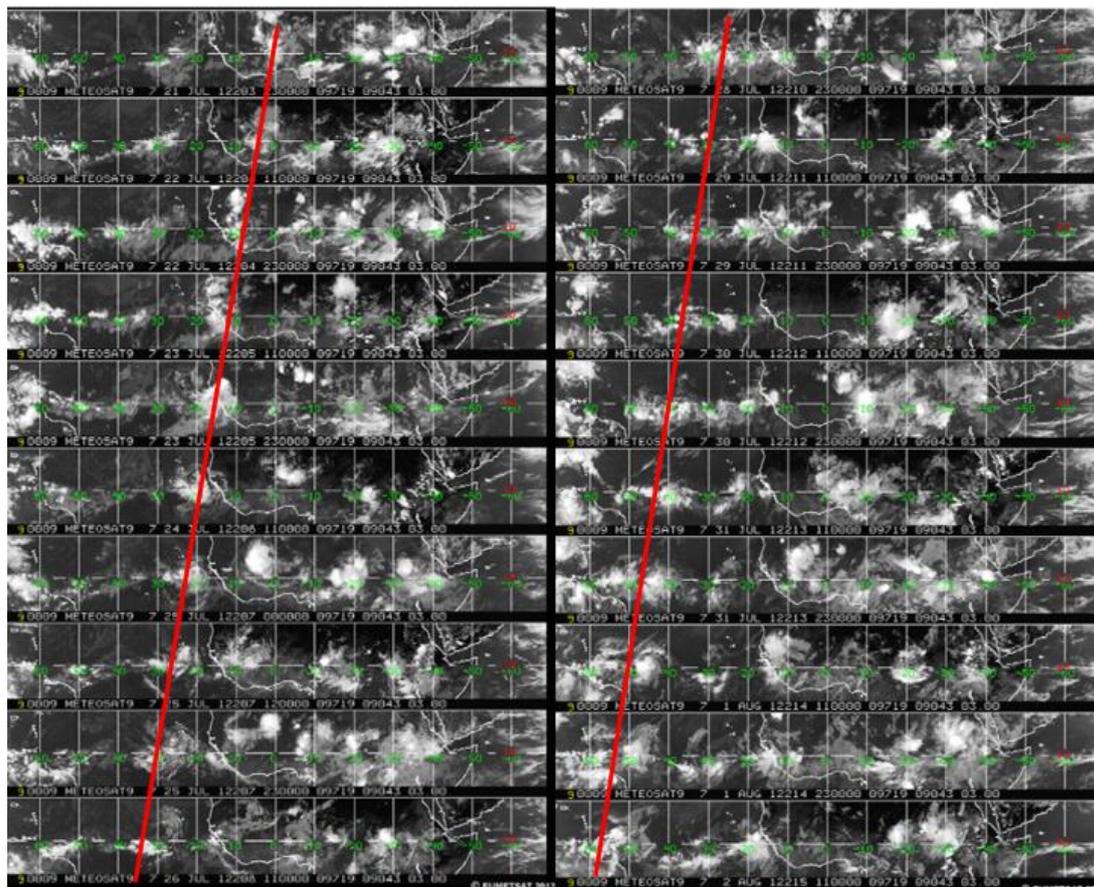


Ilustración 46. Diagrama de Hovmöller de imágenes de infrarrojos del satélite Meteosat9.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

En la imagen de la izquierda. Se observa la evolución de una onda tropical desde el día 21 hasta el 26 de julio. Para el día 23 se observa un mayor patrón nuboso sobre la costa oeste de África y para el 26 de julio se aprecia como se ha debilitado en el atlántico 30-40° Oeste.

En la imagen de la Derecha. Evolución de la misma onda desde el 26 de julio hasta el 2 de agosto. Se observa en el patrón nuboso que tras haberse debilitado en 30-40° Oeste sigue hacia al Caribe donde el 2 de agosto en 60° Oeste produce convección más intensa para, en este caso, convertirse en una depresión tropical.

VARIACIÓN ESTACIONAL. Los períodos de mayor actividad de las Ondas del Este ocurren durante las estaciones cálidas en cada hemisferio.

Las Ondas Africanas del Este, pueden formarse entre mayo y noviembre, pero alcanzan su máxima actividad entre julio y septiembre. Suelen formarse con periodos de entre 3 y 5 días entre ondas.

La trayectoria que recorren las AEW también varía estacionalmente por la influencia del anticiclón de las Azores. Entre Mayo-Junio, con el anticiclón de las Azores más fuerte y con el centro situado más hacia el sur lo, favorece que las ondas se propaguen más hacia al sur y alcancen las costas de Sudamérica. Para Julio-Octubre, el anticiclón suele estar más al norte lo que favorece que las ondas entren al Caribe. Además, la amplitud de las ondas también es en función de la intensidad del anticiclón de las Azores, cuanta más intensidad en el anticiclón mayor amplitud de las ondas.

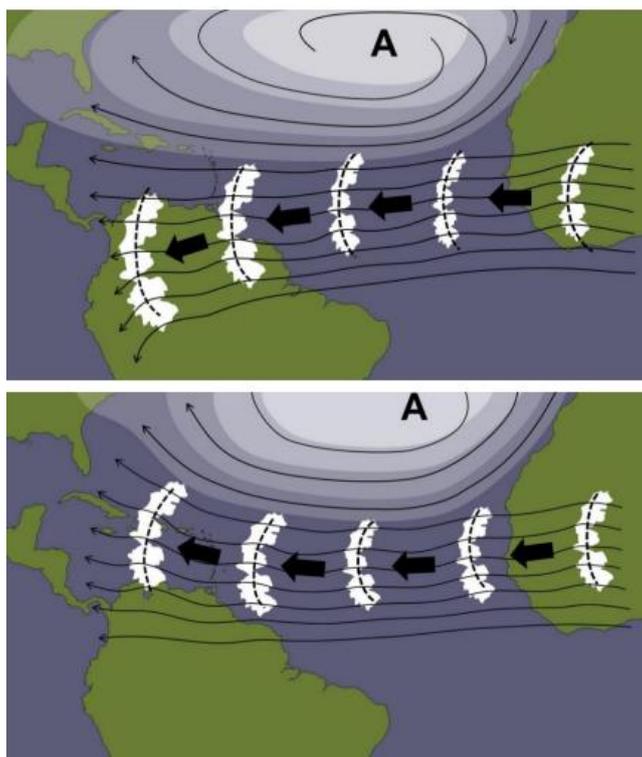


Ilustración 47. Arriba: Propagación de ondas tropicales en mayo-junio. Abajo: para Julio-Octubre el anticiclón suele estar más al norte lo que favorece que las ondas entren al Caribe.

Fuente: [16] J. M. Gálvez, "Ondas del Este y la Vaguada Tropical,".

También la amplitud y velocidad de propagación de las Ondas Tropicales varía en función del estado de la dorsal o anticiclón subtropical que las impulsa:

- **Con Dorsal Fuerte:** Ondas de menor amplitud y mayor velocidad de propagación.
- **Con Dorsal Débil:** Ondas de mayor amplitud y con una propagación más lenta.

TRANSFORMACIÓN EN CICLONES TROPICALES CORRIENTE ABAJO. Las Ondas Africanas del Este siguen dos trayectorias predominantes —al norte y al sur del chorro africano del este— que constituyen las regiones de origen de los ciclones tropicales en el Atlántico:

La trayectoria sur produce la mayoría de las tormentas que llegan a la región principal de desarrollo de ciclones tropicales en el Atlántico central y oriental y estas ondas se transforman en ciclones tropicales a un ritmo casi el doble en comparación con las de la trayectoria norte. Los ciclones tropicales que se forman a partir de las ondas tropicales que siguen la trayectoria sur son la fuente de los huracanes más intensos.

Las ondas tropicales que siguen la trayectoria norte viajan más lejos y tardan más tiempo en transformarse en ciclones tropicales, probablemente debido a su naturaleza más seca y menos profunda en comparación con las ondas tropicales que se forman al sur del chorro.

VARIACIÓN INTERANUAL. Las Ondas Africanas del Este tienen cierta variación interanual, se ha observado una variación en **función del monzón africano** de manera que los años en los que hay más precipitaciones en la zona del Sáhel occidental se asocian con años de ondas más frecuentes e intensas coincidiendo también con los años en que los huracanes son más intensos en el Atlántico Norte [22], [23].

ESTRUCTURA Y CARACTERÍSTICAS GENERALES. De manera general, las Ondas Tropicales forman zonas lineales de baja presión casi perpendiculares a la dirección de los vientos alisios y viajan con ellos hacia el oeste. Estas zonas lineales de baja presión, tienen forma de vaguadas en forma de “v” invertida que se reflejan en los niveles de 850 - 700 hPa y son de escala meso-sinóptica, con longitudes de onda del orden de 2000 a 4000 kms y amplitud de 10 a 15° de latitud (600 – 900 kms).

Las Ondas Africanas del Este en comparación con el resto de Ondas Tropicales suelen ser más robustas, más grandes y producen impactos más fuertes en el flujo y precipitación.

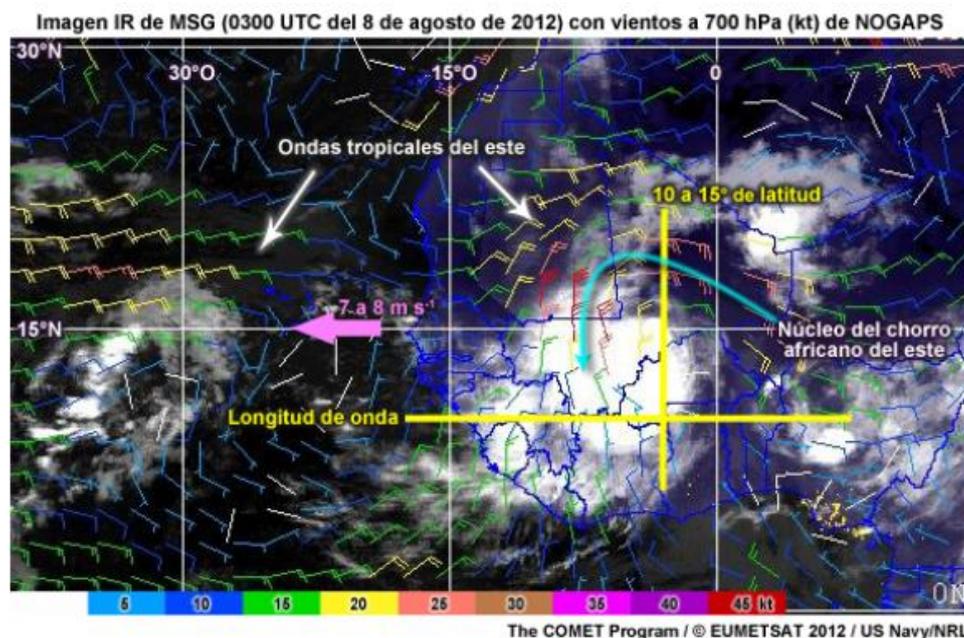


Ilustración 48. En esta imagen se observan dos ondas tropicales. Las rectas amarillas indican sus dimensiones y la curva cian traza su curvatura a lo largo del núcleo del chorro africano del este.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

De manera general las Ondas Tropicales bien definidas presentan las siguientes características:

- Núcleo (doble): Núcleo frío en capas bajas hasta 600 hPa y núcleo cálido por encima de dicho nivel.
- Su **mecanismo motor** es el calor latente liberado en la condensación de la humedad.
- La **vorticidad suele ser máxima** en capas bajas (850 hPa) y disminuye con la altura.
- **Efecto de la cizalladura vertical del viento:** cuando es débil favorece a la convección; cuando existe una cizalladura vertical fuerte se debilita la convección e inhibe el desarrollo de la onda.
- **Efectos sobre el tiempo presente.** Normalmente suele haber buen tiempo por delante de la onda y mal tiempo por detrás, aunque como veremos a continuación el patrón varía en función de la cizalladura vertical del viento y la inclinación que adopte el eje de la onda en la vertical.

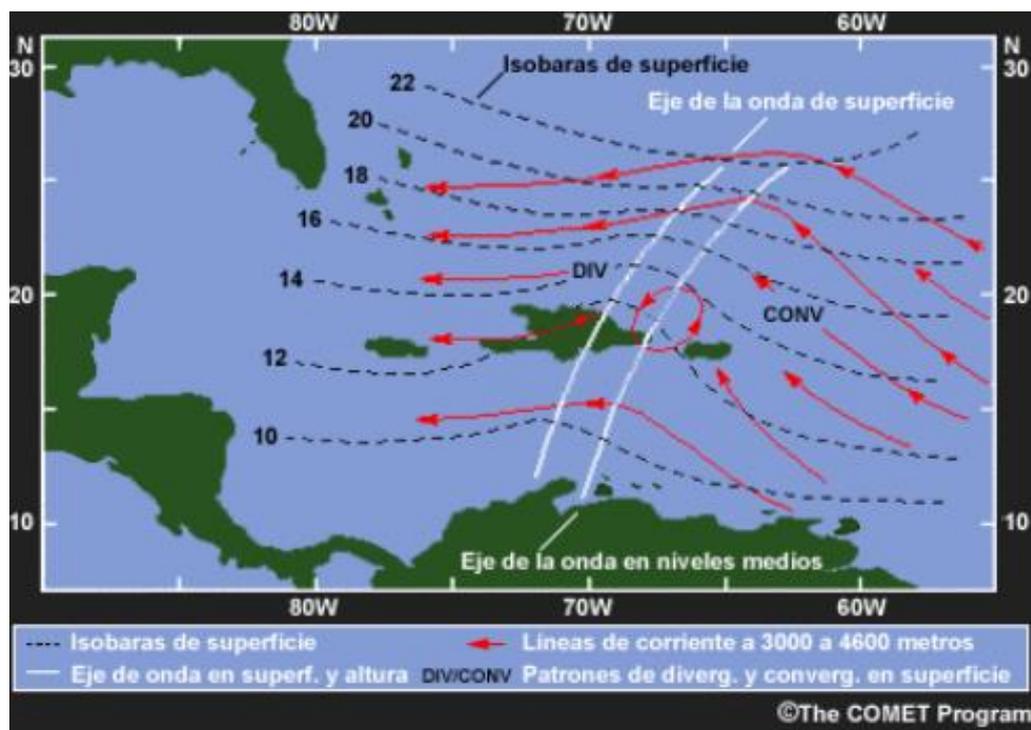


Ilustración 49. Vista horizontal de una Onda Tropical. Esquema de presiones en superficie y circulaciones en el nivel de 700 hPa asociados a Ondas del Este en el Caribe.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

En el diagrama anterior (vista horizontal), se observa una leve circulación ciclónica cerrada en el nivel de 700 hPa (líneas rojas), lo que indica que se trata de una onda típica o intensa. La circulación ciclónica no se ve reflejada en superficie. Además, se observa que el eje de la onda, representado por las líneas blancas, presenta en 700hPa una inclinación hacia el este o negativa, lo cual se observa mejor en el corte vertical en imágenes a continuación.

El eje de las ondas puede tomar diferentes orientaciones en función de la cizalladura vertical del viento, la inclinación puede ser nula, hacia el oeste (positiva) o hacia el este (negativa). Además, en función de la inclinación del eje, la convección asociada y la estructura nubosa que acompaña a la onda será de diferente manera tal como se muestra a continuación:

- a) **En ausencia de cizalladura vertical del viento**, la onda presentará un eje centrado con la estructura nubosa y la actividad convectiva mayormente centrada en la posición de la onda.

- b) **INCLINACIÓN POSITIVA.** Se produce con vientos del este que se intensifican en altura. Son las ondas más comunes y afectan a todo el atlántico.
- El eje se inclina hacia el oeste con la altura, la convección en superficie y el mal tiempo se sitúan en y detrás del paso de la onda.
 - La onda se propaga a una velocidad de 10-15 nudos.
 - La actividad convectiva puede durar entre 6-9 horas.

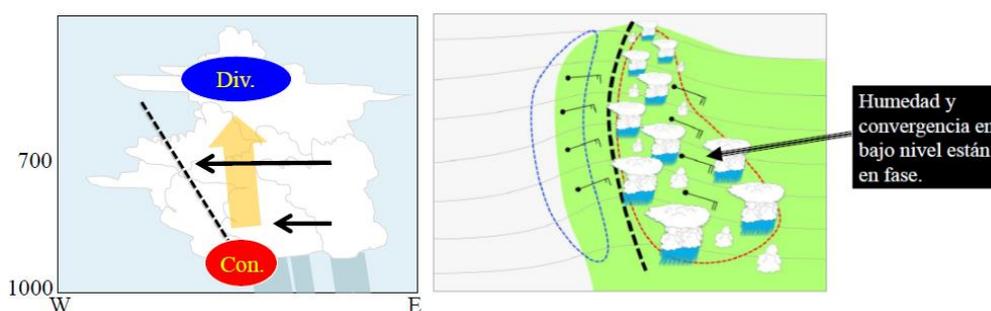


Ilustración 50. Vista vertical y horizontal de una onda del este con cizalladura del este / inclinación positiva.

Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?

- c) **INCLINACIÓN NEGATIVA.** Son de menor frecuencia, se observan cuando soplan vientos del este que disminuyen la velocidad en altura o soplan del oeste en altura, se da la situación contraria a la del punto anterior, es decir,
- el eje se inclina hacia el este (cizalladura del oeste), la convección y el mal tiempo se sitúan por delante del eje. En este tipo de ondas las tormentas generalmente son más violentas que con ondas positivas.
 - La onda se propaga a 25-30 nudos.
 - La actividad convectiva suele durar entre 3-6 horas. El mal tiempo es más aislado, pero más intenso que en la onda positiva.

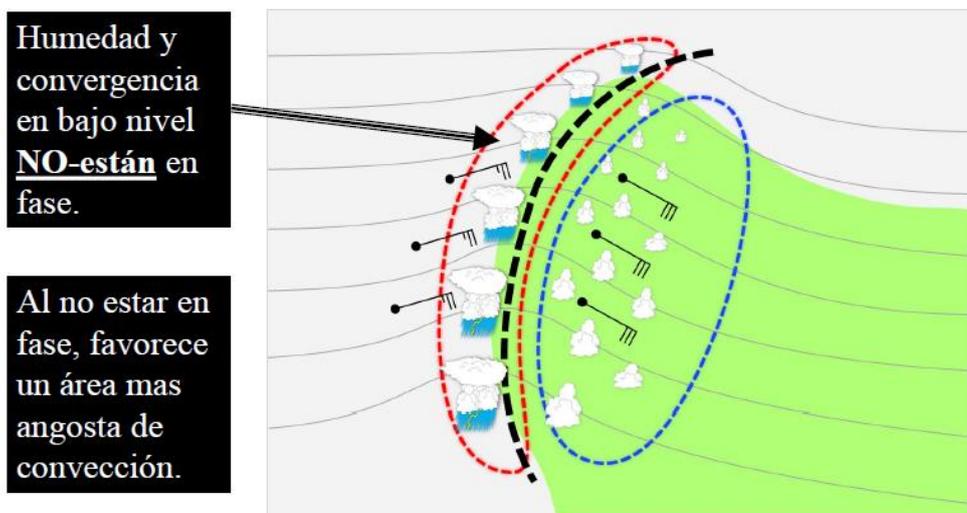


Ilustración 44. Vista vertical y horizontal de una onda del este con cizalladura del oeste / inclinación negativa.

Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?

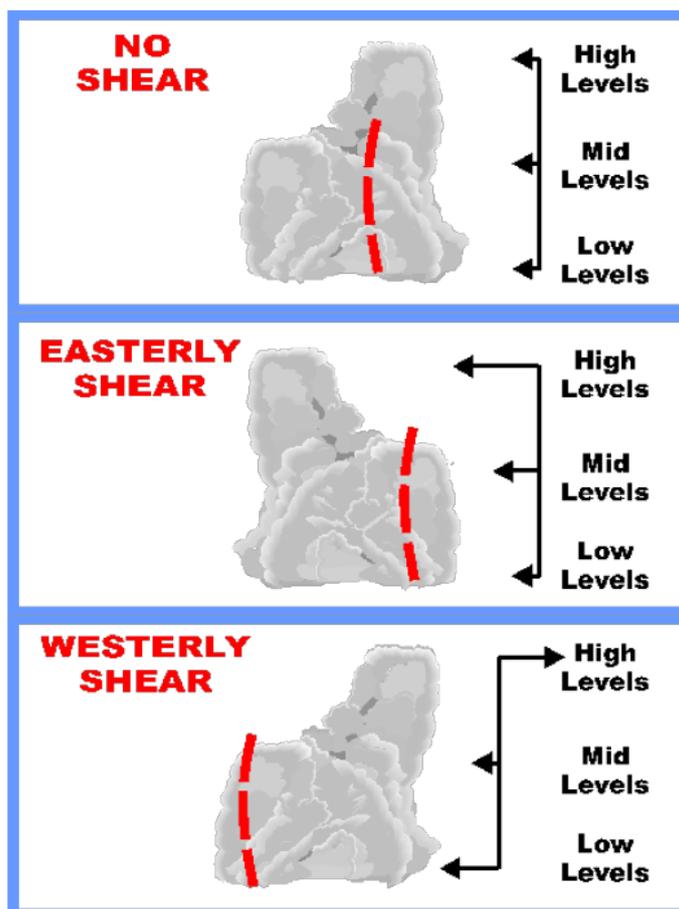


Ilustración 51. Perfil idealizado de una onda tropical relacionando la inclinación del eje y la actividad convectiva en función de la cizalladura vertical del viento.

Fuente: Unified Surface Analysis Manual, Ocean Prediction Center.

En las imágenes satelitales, se observa como los patrones de nubes y precipitación son diferentes para cada onda. Para describir la estructura y los diferentes patrones de las ondas, se utilizan varios modelos conceptuales obtenidos a partir de diferentes estudios.

Al estudiar las Ondas Africanas del Este una vez que se alejan de África, para explicar la naturaleza transformante de su estructura y el tiempo asociado a su paso, se utilizan diferentes modelos conceptuales. Sin entrar en detalles se nombran a continuación como ejemplos representativos tres modelos, **el modelo “clásico” de Herbert Riehl de 1945** que surgió del estudio de observaciones en altura de las ondas sobre la región del caribe oriental; **el modelo de “v invertida” de Neil Frank 1965** que surgió posteriormente, a partir del estudio de las ondas utilizando imágenes satelitales sobre el Atlántico oriental y el Caribe y el **modelo de ondas del este africanas de Thorncroft et al. 2008** que estudia las ondas que se originan sobre el continente africano.

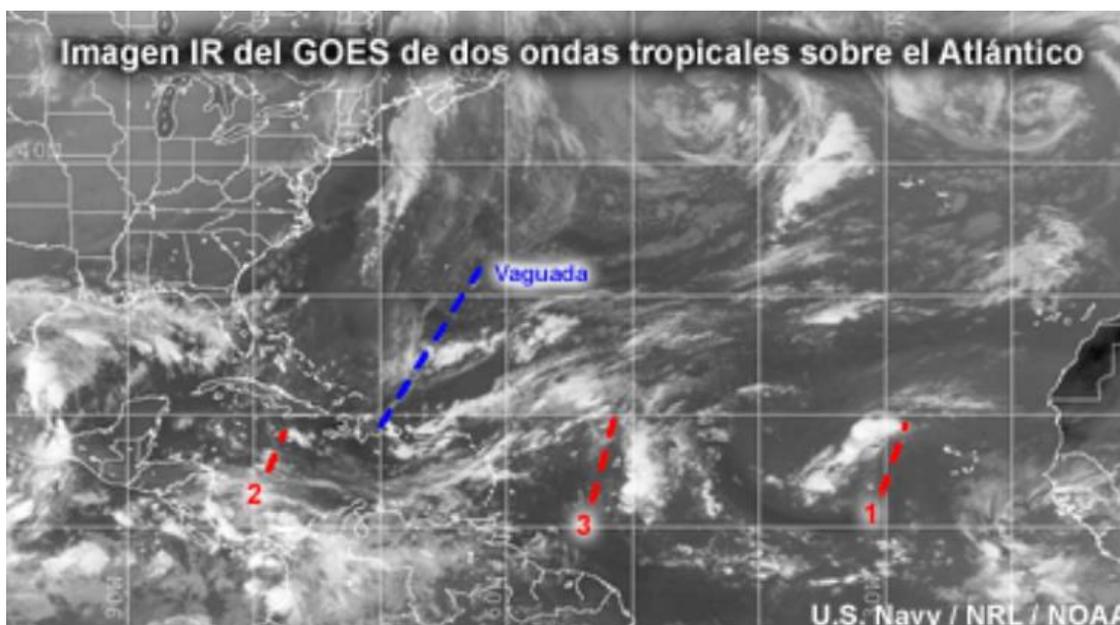


Ilustración 52. Ejemplo de imagen satelital con varias ondas.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

En la imagen anterior:

Onda 1: Onda “V invertida” de la cual solo se ve la mitad occidental.

Onda 2: Onda que interactúa con vaguada (línea azul) en altura ubicada en La Española.

Onda 3: Probable que haya otra onda en esa zona.

MOVIMIENTO Y PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS. Las Ondas del Este se mueven por los trópicos del planeta hacia el oeste, impulsadas por la rama inferior o ecuatorial de los Anticiclones subtropicales. Según (Margaret A. Hollis, et al. 2024) estudio climatológico reciente realizado entre los años 1981-2021, la mayoría de las trayectorias discurren entre los 40°N-40°S centrándose el máximo de las trayectorias entre 15°N – 15°S. Se propagan a una velocidad media de entre 14-16kn [30] aunque la velocidad irá en función del estado del Anticiclón o Dorsal Subtropical.

Como hemos visto anteriormente las Ondas Africanas del Este (AEW), una vez alcanzan la costa de África occidental, se propagan por el Atlántico impulsadas por los vientos del anticiclón de las Azores que a su vez hace de bloqueo impidiendo que las ondas viajen hacia el norte. Por tanto, la propagación de las ondas sobre el Atlántico depende de la intensidad y ubicación del anticiclón de las Azores que como hemos visto anteriormente varía estacionalmente. En ocasiones, aunque excepcionales, cuando el anticiclón de las Azores está debilitado se han dado casos de ondas tropicales con trayectorias más hacia el norte afectando a las islas Canarias [15].

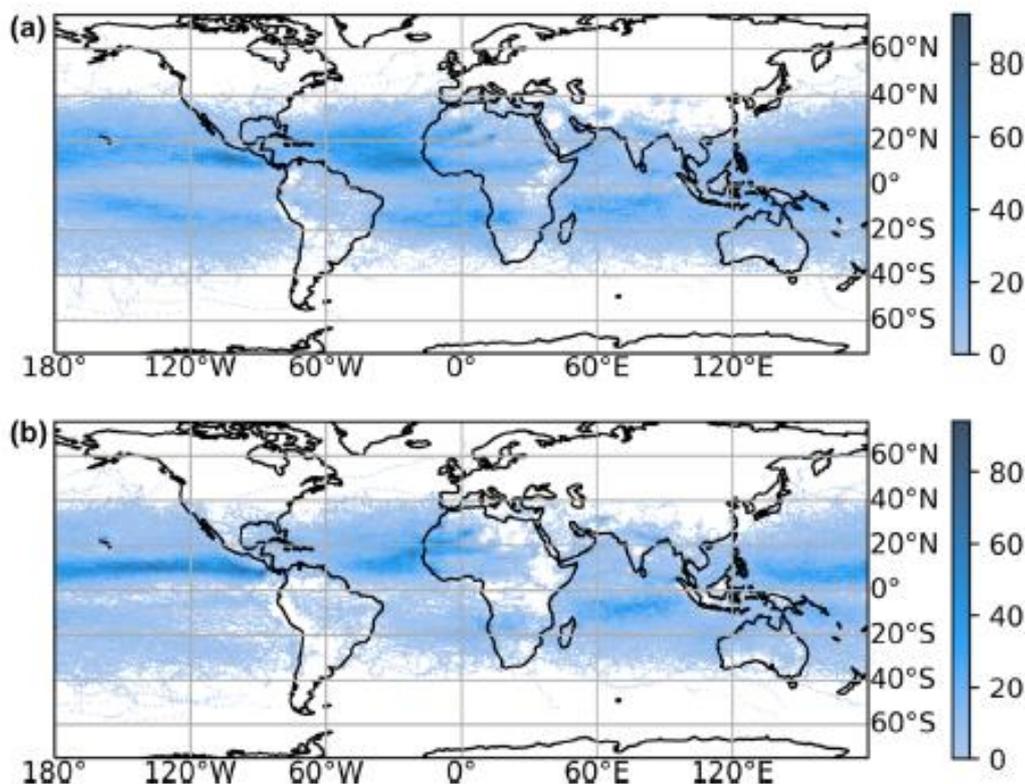


Ilustración 53. Trayectorias acumuladas de las Ondas Tropicales durante los años 1981 – 2021.

Fuente: [30] Hollis, M. A., McCrary, R. R., Stachnik, J. P., Lewis-Merritt, C., & Martin, E. R. (2024). A global climatology of tropical easterly waves. *Climate Dynamics*, 62(3), 2317-2332. doi:10.1007/s00382-023-07025-w

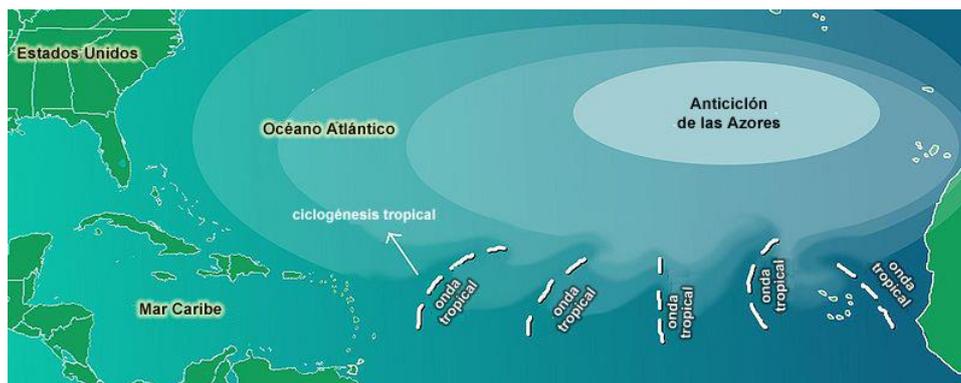


Ilustración 54. Ondas tropicales en el Océano Atlántico y Anticiclón de las Azores.

Fuente: https://es.wikipedia.org/wiki/Onda_tropical#/media/Archivo:Tropical_waves_es.jpg

INFLUENCIA SOBRE EL TIEMPO ATMOSFÉRICO. Las Ondas del Este pueden ocasionar eventos peligrosos, incluso sin llegar a intensificarse a Ciclones Tropicales pueden causar tiempo severo, lluvias intensas e inundaciones mortales en regiones de África tropical, Caribe y Centroamérica.

Además, las Ondas Tropicales son precursoras de aproximadamente el 60% de los Ciclones Tropicales en el caribe y la mayoría de los huracanes 85% (Landsea 1993) [32].

Las ondas tropicales, a su paso producen un cambio en las direcciones del viento, las mediciones del viento en superficie son muy útiles para identificar el paso de una onda. Tal y como se puede deducir de imágenes mostradas anteriormente, al aproximarse la onda los vientos del este rolan a ENE y NNE (lado occidental de la onda), tras el paso del eje de la onda, (en el lado oriental) los vientos rolan a ESE y SSE.

Existen numerosos estudios en los que se ha demostrado que la relación que existe entre las lluvias y convección y las Ondas Africanas del Este varía para diferentes regiones y épocas del año (Reed et al. 1977; Thompson et al. 1979; Duvel 1990; Diedhiou et al. 1999; Gu et al. 2004). Según los estudios la estructura de las ondas varía de la siguiente manera:

- **Sobre el continente africano**, la convección tiende a situarse en o al oeste (por delante) del eje de la onda.
- **Sobre el Océano Atlántico**, la convección suele situarse al este del eje de la onda.
- **Al norte del chorro africano del este**, la convección tiende a situarse al este del eje de la onda

Las Ondas Tropicales pueden interactuar con otros elementos como la ZCIT, bajas presiones en superficie, vaguadas tropicales de la alta troposfera (TUTT, Tropical Upper Tropospheric Trough), ciclones subtropicales e incluso en ocasiones con ciclones extratropicales que se han desplazado alcanzando latitudes tropicales.

También se pueden dar interacciones negativas/ positivas con la “capa de aire seco del Sahara”.

La SAL puede inhibir el desarrollo de Ondas Tropicales de la siguiente manera:

- 1) AIRE EXTREMADAMENTE SECO. Introduce aire seco que genera subsidencia y limita o suprime la ascendencia de aire.
- 2) CHORRO AFRICANO DEL ESTE (AEJ), limite sur de la SAL. La SAL sale de la costa africana acompañada por el Chorro Africano del Este, el cual produce fuertes vientos que pueden incrementar substancialmente la cizalladura vertical del viento. La cizalladura del viento puede causara la inclinación del vórtice de una tormenta hasta interrumpir su desarrollo.
- 3) AIRE CÁLIDO por encima de aire relativamente frío. Suprime el desarrollo de la convección profunda aportando estabilidad atmosférica al producir una inversión de la temperatura en niveles bajos. La SAL estabiliza la atmosfera suprimiendo el desarrollo de nubes. Este efecto de estabilización se produce cuando el aire relativamente cálido de la SAL se desplaza por encima de aire más frío y denso. Además, el polvo en suspensión de la SAL absorbe y dispersa la radiación solar lo cual le ayuda a mantener el calor cuando cruza el atlántico.

Por otro lado, en ocasiones, se puede dar una interacción positiva entre una Onda Tropical y la SAL. La SAL induce una vorticidad ciclónica en niveles medios inducida por la cizalladura del viento que se produce al sur de la SAL. Esta vorticidad ciclónica puede acoplarse a una OT y favorecer su desarrollo, está relación positiva no ocurre siempre, aunque existen algunos estudios como el de Ross et al. en 2009 que demuestran esta influencia positiva de la SAL en el desarrollo de OTs que llegaron transformarse en los CTs Debby (con intensidad de Tormenta Tropical) y Helene (intensidad de Huracán).

A continuación, se ilustra como las Ondas Tropicales interactúan positivamente con la ZCIT. Cuando esto ocurre, resaltan la convección profunda y la baja presión del Golfo de Panamá y además modulan la posición de la ZCIT hacia norte/sur como se observa en las siguientes imágenes.

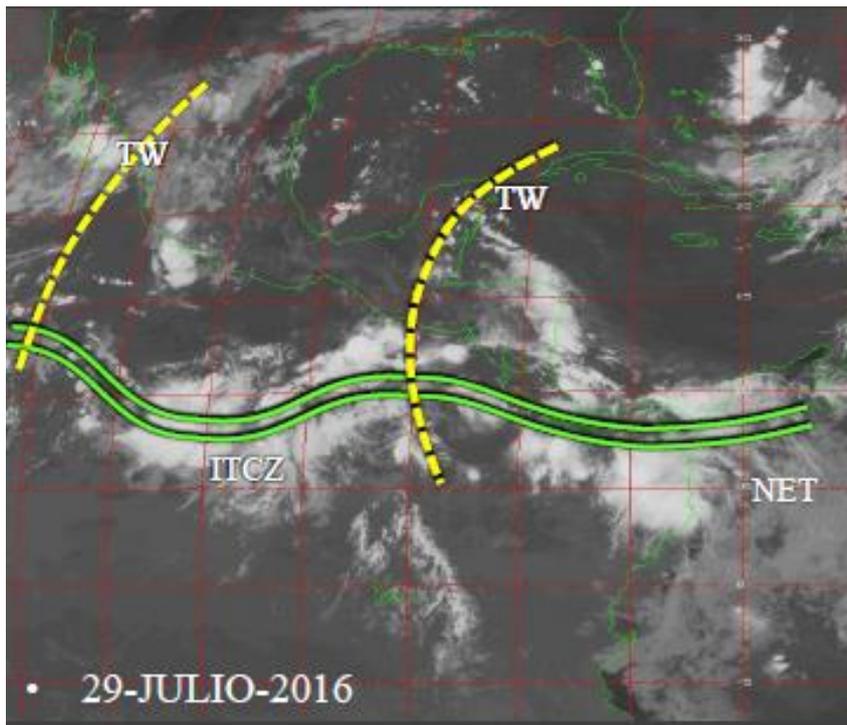


Ilustración 55. Interacción onda tropical con ZCIT.

Fuente: [16] J. M. Gálvez, "Ondas del Este y la Vaguada Tropical,".

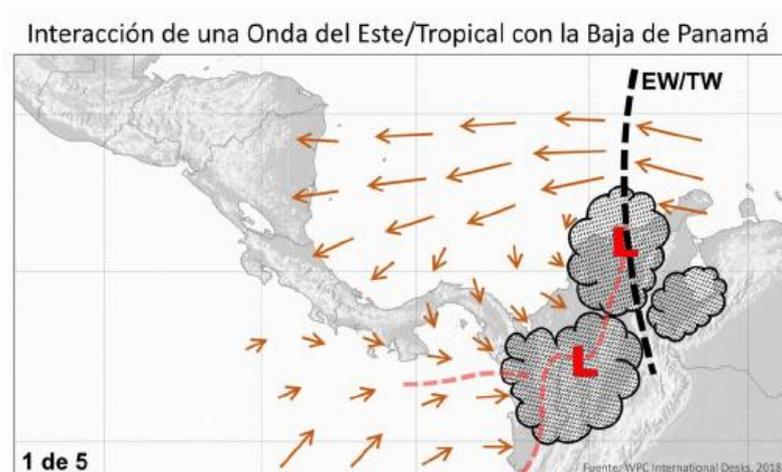


Ilustración 56. Interacción de Onda del Este con la baja de Panamá.

Fuente: [16] J. M. Gálvez, "Ondas del Este y la Vaguada Tropical,".

Cuando se alinean con una zona de divergencia en altura, aumenta y se profundiza la actividad convectiva dando lugar a una intensificación de las lluvias y vientos. Pueden ser estos casos, precursoras de los ciclones tropicales más intensos.

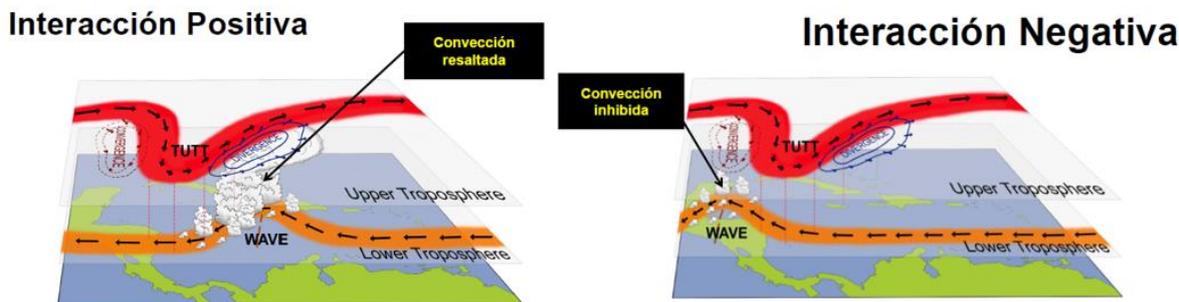


Ilustración 57. Interacción positiva y negativa de una Onda del Este con TUTT (Vaguada Tropical de la Alta Troposfera).

Fuente: [16] J. M. Gálvez, "Ondas del Este y la Vaguada Tropical,".

Cuando una vaguada en altura de latitudes medias (del chorro polar) alcanza latitudes tropicales puede interactuar con las Ondas Tropicales lo que provoca aumentos bruscos de humedad y precipitación. Este fenómeno se ha estudiado para las regiones del noroeste de África, Europa y América del Norte.

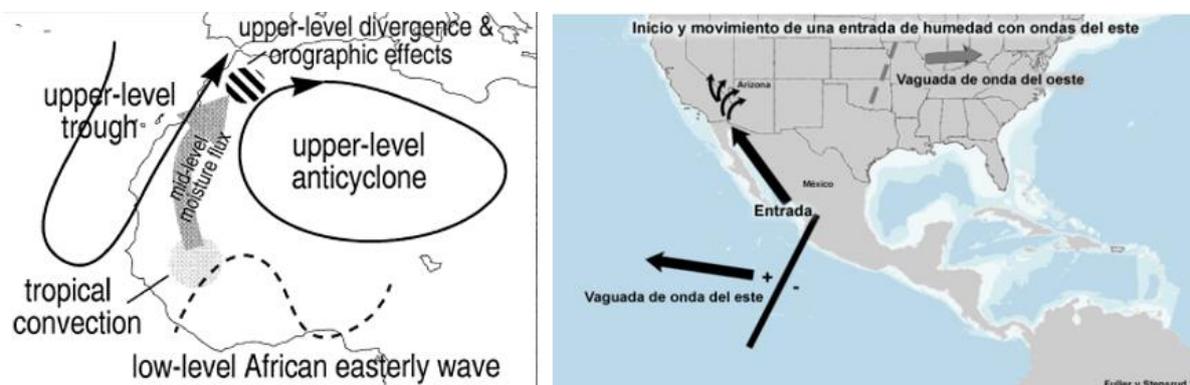


Ilustración 58. Izquierda: Interacción de Onda Tropical con vaguada extratropical al noroeste de África. **Derecha:** Sincronización entre el paso de una Onda Tropical y una vaguada extratropical en Norteamérica.

Fuentes: [17] Knippertz, P. (2003).; [18] Fuller, R. D., & Stensrud, D. J. (2000).

La interacción entre las Ondas Tropicales y los Ciclones Extratropicales puede conducir a la transición tropical, que es el proceso por el cual un ciclón ya sea extratropical o subtropical, adquiere características de Ciclón Tropical.

Las Ondas Tropicales son el elemento precursor de aproximadamente la mitad de los ciclones tropicales del atlántico y de algunos del Pacífico oriental y de la mayoría de los huracanes más intensos (categorías 3 a 5 de la escala Saffir-Simpson) [32].

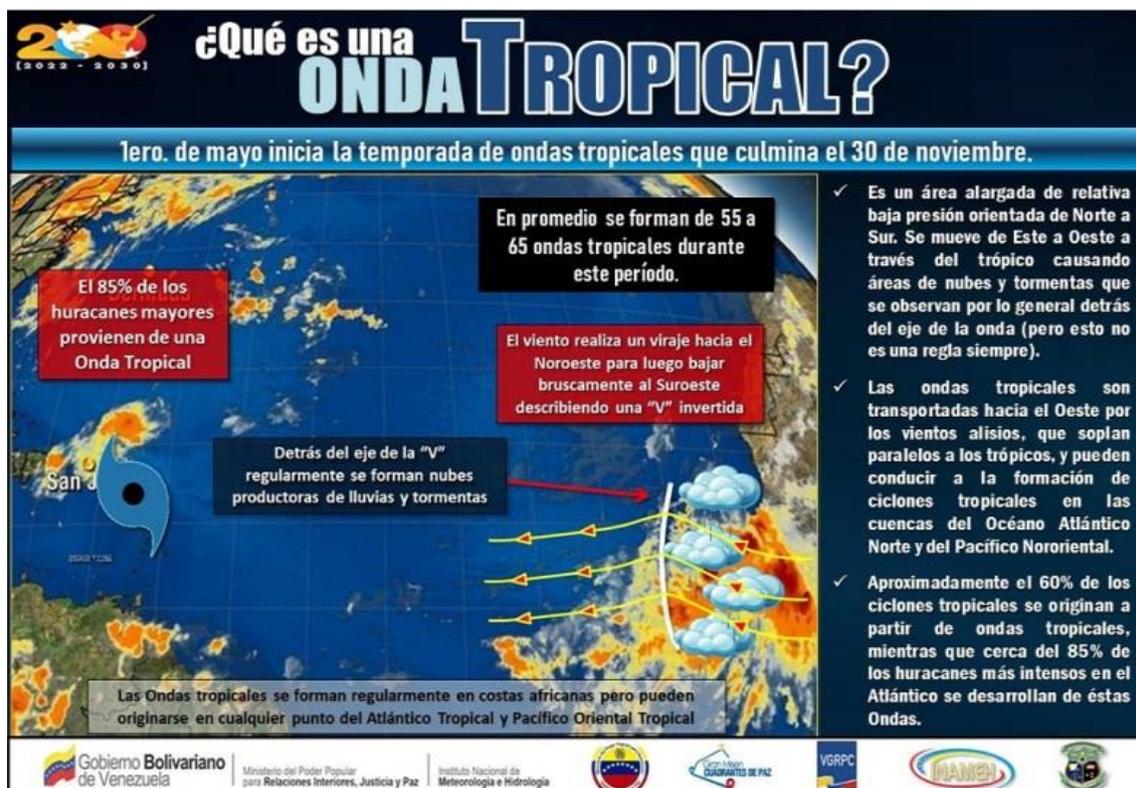


Ilustración 59. Infografía sobre Ondas tropicales.

Fuente: <https://i0.wp.com/efectococuyo.com/wp-content/uploads/2023/05/onda-tropical-venezuela-inameh.jpg?w=960&ssl=1>

3.2.2. VAGUADAS TROPICALES DE LA ALTA TROPOSFERA (TUTT, TROPICAL UPPER TROPOSPHERIC TROUGH)

Las vaguadas tropicales de la alta troposfera fueron detectadas por primera vez como una característica climatológica del verano en el océano **Pacífico Norte Tropical** por Dean (1956). En sus estudios en el año 1955, Dean, analizó el promedio mensual para los vientos a 30000 pies (300hPa). Posteriormente, estudios realizados por Sadler 1963 y Aspliden et al. (1966) hallaron que las TUTT's aparecen también como características climatológicas en el **Atlántico Norte**. Dean 1956 y Sadler 1966 demuestran que la TUTT'S son también características importantes en el **Hemisferio Sur**, aunque no son tan persistentes o definidas.

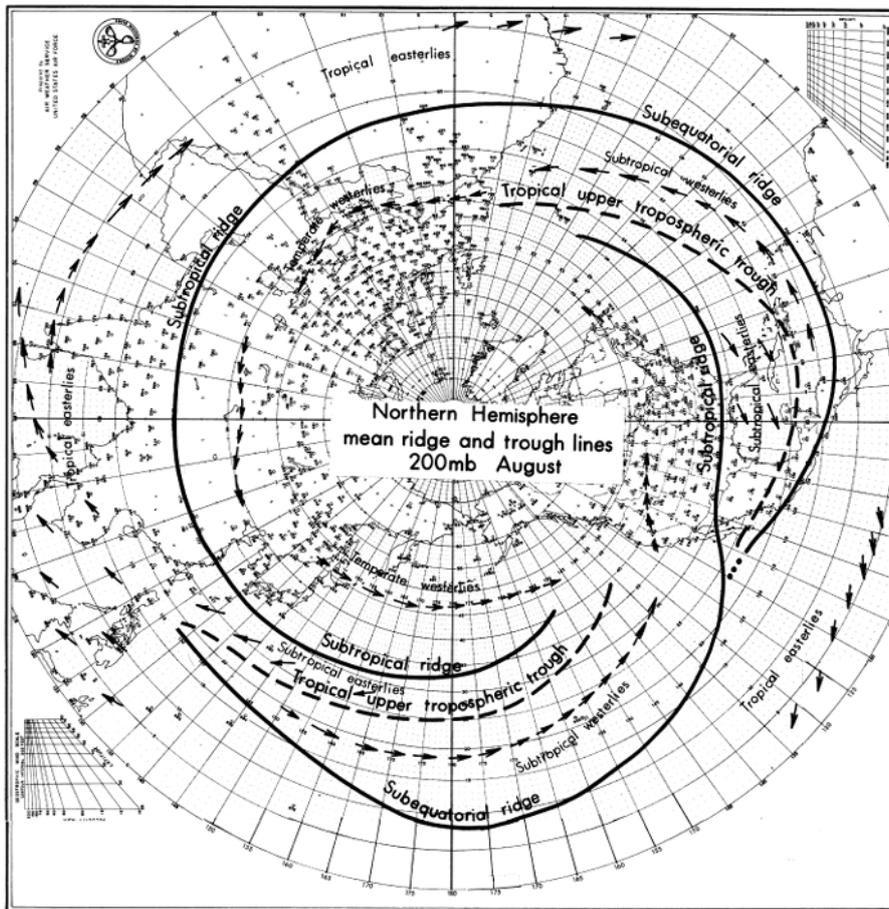
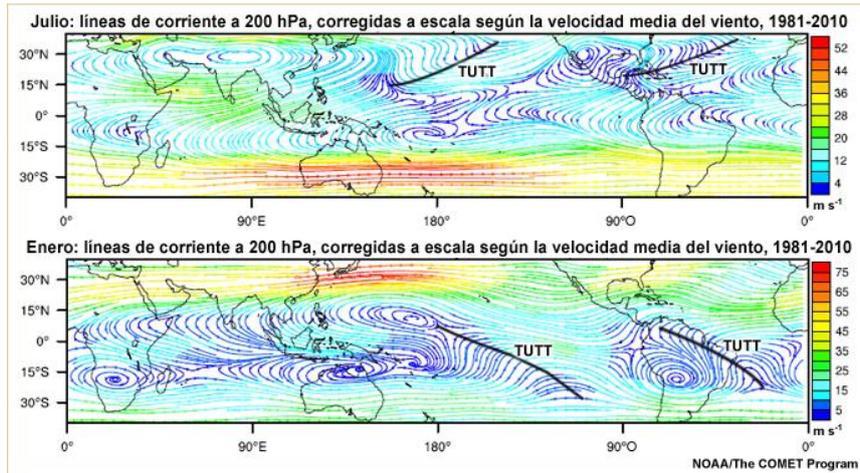


Ilustración 60.

Arriba: Proyección mercatoriana. Líneas de corriente promedio en el nivel de 200 hPa y velocidad del viento ($m s^{-1}$) en julio y enero para 1981-2010. Las líneas negras marcan la posición de las vaguadas tropicales de la alta troposfera (TUTT).

Abajo: Proyección gnomónica del polo norte. Vaguadas TUTT, dorsales y líneas de corriente en 200mb para Agosto en el hemisferio norte.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program;
[20] Sadler, J. C. (1975). The upper tropospheric circulation over the global tropics Dept. of Meteorology, University of Hawaii.;

Para encuadrar las TUTT, dentro de la circulación general atmosférica es necesario tener una idea de los patrones que se dan durante el verano en el flujo de la troposfera tropical. Sadler 1963, establece que cuando solo una dorsal existe en un hemisferio o porción del hemisferio, será nombrada como “dorsal subtropical” y cuando existen dos dorsales (típico de verano) la de menor latitud se le nombra “dorsal subecuatorial”. Una **Vaguada Tropical de la Alta Troposfera por sus siglas en inglés “TUTT, Tropical Upper Tropospheric Trough”** es una vaguada en altos niveles de la atmósfera que separa la dorsal subtropical de la dorsal subecuatorial.

En la imagen anterior se pueden observar dos tipos de circulaciones diferentes a las ya estudiadas para la Circulación General Atmosférica, Sadler 1975 establece las siguientes circulaciones principales en los trópicos (ver imagen anterior):

- PONIENTES:
 - PONIENTES. Ya estudiados para la CGA, los ponientes (westerlies) de las latitudes templadas persisten durante todo el año a diferencia de los ponientes (westerlies) subtropicales, que se observan cuando está presente la TUTT.
 - PONIENTES SUBTROPICALES (subtropical westerlies). Vientos del oeste que soplan en dirección a los polos, en regiones tropicales, entre las dorsales subecuatoriales y las TUTT's. Los ponientes subtropicales son ramificaciones de los ponientes de latitudes templadas (ver imagen anterior).
- VIENTOS DEL ESTE:
 - VIENTOS DEL ESTE SUBTROPICALES. Vientos del este, que soplan hacia el ecuador, entre las dorsales subtropicales y las TUTT's.
 - TROPICALES (tropical easterlies). Son vientos del este que soplan, en regiones tropicales o ecuatoriales, hacia el ecuador entre las dorsales (anticiclones) subtropicales de los dos hemisferios o entre las dorsales subtropicales o subecuatoriales del hemisferio en verano y su sistema de ventilación (salida o divergencia en altura) [20].

Las TUTT más intensas se forman en el Pacífico Norte, Atlántico Norte, el Caribe y el Golfo de México. En el hemisferio sur, la región del Pacífico oriental es la más destacada; también se forman otras más débiles sobre Australia, Sudamérica y a veces, África [11].

CARACTERÍSTICAS GENERALES.

- Son vaguadas de la atmósfera media-alta. Se suelen manifestar a partir de los 600/500 hPa y su vorticidad aumenta con la altura. Se pueden detectar mejor en los vientos del oeste, en la capa de 200 a 300 hPa, como circulaciones ciclónicas cuyos ejes de vaguada se extienden en diagonal de NE a SO en hemisferio norte y NO-SE en hemisferio sur [16].
- Son de núcleo frío. Por eso la vorticidad aumenta con la altura al contrario que en los ciclones tropicales. El núcleo frío alcanza su máxima intensidad en 300 hPa y el máximo de vorticidad a aprox. en 200hPa [16], [21].
- En función de su movimiento se pueden clasificar como estacionarias (más comunes) cuando permanecen en una zona o retrogradas, cuando se mueven este-a-oeste alrededor de la dorsal subtropical.
- Engendran depresiones de núcleo frío en altura llamadas "células TUTT" que pueden medir cientos de kilómetros con circulación en el nivel de 100 a 400hPa, y se mueven a lo largo del eje de la TUTT [16],[21].
- Su fuente de energía o mecanismo motor es la energía potencial que se transforma en energía cinética. Requiere entrada de aire frío para mantenerse, sino se disipa [16].
- La función principal de las TUTT en el Caribe/Atlántico es proveer canales de ventilación (salida o divergencia en altura) para organizar la convección profunda.

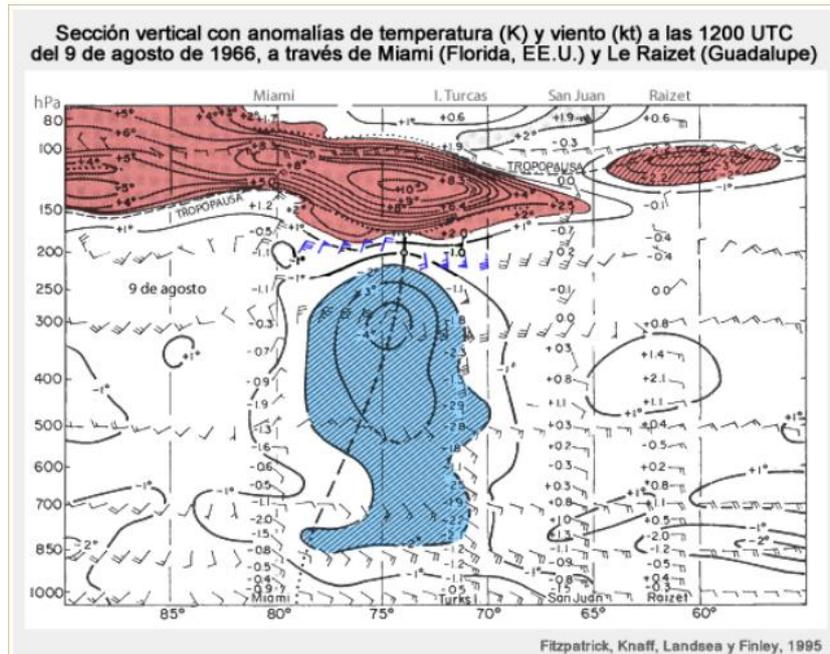


Ilustración 61. Sección vertical a través de una TUTT el 9 de agosto de 1986. El color azul marca las anomalías de núcleo frío y el rojo las anomalías calientes

Fuente: [21] FITZPATRICK, P. J., KNAFF, J. A., LANDSEA, C. W., & FINLEY, S. V. (1995)

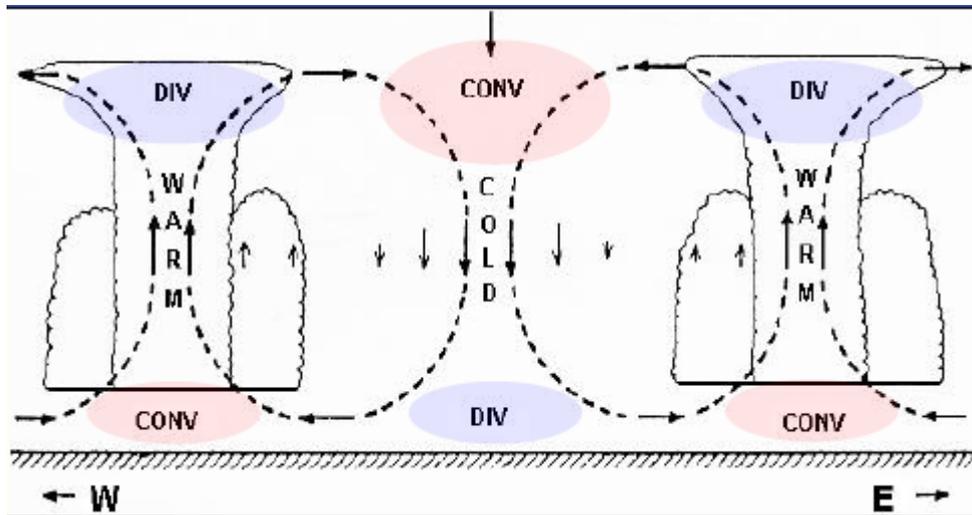


Ilustración 62. Sección vertical transversal de una TUTT.

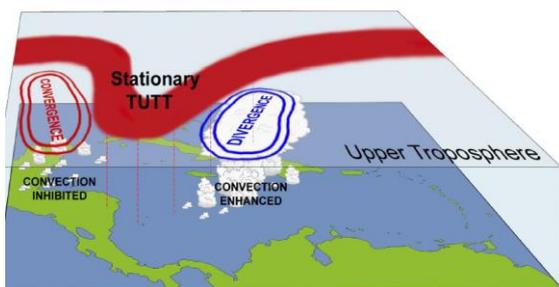
Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?.

INFLUENCIA EN EL TIEMPO ATMOSFÉRICO. Las TUTT están asociadas a **tiempo severo e inundaciones y en algunos casos granizo**, la intensificación de la actividad convectiva en el trópico y, a veces, con la génesis de ciclones tropicales. Los patrones nubosos generados por las TUTT dependerán del calor y la humedad disponibles. Generalmente las “células TUTT” producen nubes convectivas profundas y precipitaciones que tienden a estar al sur y al este de la vaguada.

Las TUTT’s se pueden clasificar según su movimiento en retrógradas o estacionarias. Para observar donde se sitúan las zonas de divergencia/convergencia en una TUTT los pronosticadores estudian su movimiento y la situación de los máximos de la corriente en chorro.

TUTT Estacionaria

- Mejor divergencia en altura al este del eje.
- Convergencia en altura al oeste del eje.
- Algunas áreas de convergencia en altura a lo largo del eje.



TUTT que Retrograda

- Mejor divergencia en altura al oeste del eje.
- Convergencia en altura al este del eje.
- Algunas áreas de convergencia en altura a lo largo del eje.

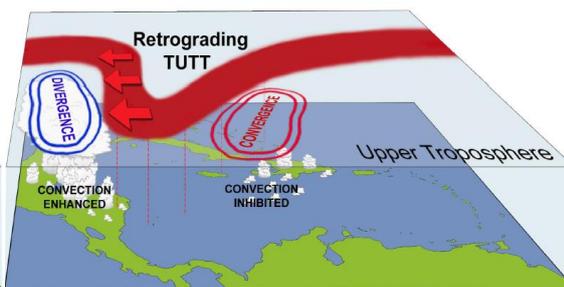
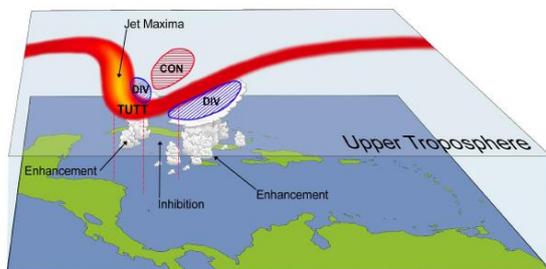


Ilustración 63. A la izquierda: TUTT estacionaria con mejor divergencia al este del eje. A la derecha: TUTT que se mueve hacia el este (retrograda) con mejor divergencia al oeste.

Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?

Máxima de flujo arriba de chorro (al oeste)

- Mejor divergencia en altura al sureste de la TUTT.
- Áreas de divergencia en altura en la salida izquierda del chorro.
- Convergencia en altura a lo largo del eje de la TUTT.



Máxima flujo abajo del chorro (al este)

- Divergencia en altura **exacerbada** al sureste de la TUTT.
- Algunas áreas de divergencia en altura en la salida izquierda del chorro.
- Convergencia en altura a lo largo del eje de la TUTT.

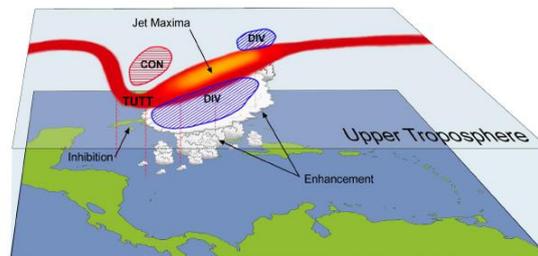


Ilustración 64. Convergencia y divergencia en una TUTT.

Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?

Cuando la TUTT permanece estacionaria posee un mayor potencial para producir inundaciones repentinas y además pueden favorecer tiempo severo incluyendo granizo en algunas ubicaciones.

Según la orientación/localización, la TUTT, puede influir de manera importante en la formación de tormentas tropicales y huracanes.

La TUTT puede interactuar con otros sistemas como la ZCIT y las Ondas del Este.

INTERACCIÓN DE TUTT CON ZCIT → MODULACIÓN DE LA ZCIT → VAGUDA INDUCIDA. Cuando la TUTT profundiza lo suficiente y está presente en niveles entre 600-200hPa, puede modular la ZCIT de forma que produce una vaguada invertida en los alisios del este y puede parecer, erróneamente, una onda del este. Las vaguadas inducidas por una TUTT suelen estar asociadas a regiones extensas de nubosidad alta que se desplazan con la TUTT, mientras que, por lo general, el movimiento de las ondas del este es independiente de las vaguadas en altura [11].

Las TUTT modulan la ZCIT haciendo que se ondule y se desplace hacia el norte (en el hemisferio norte).

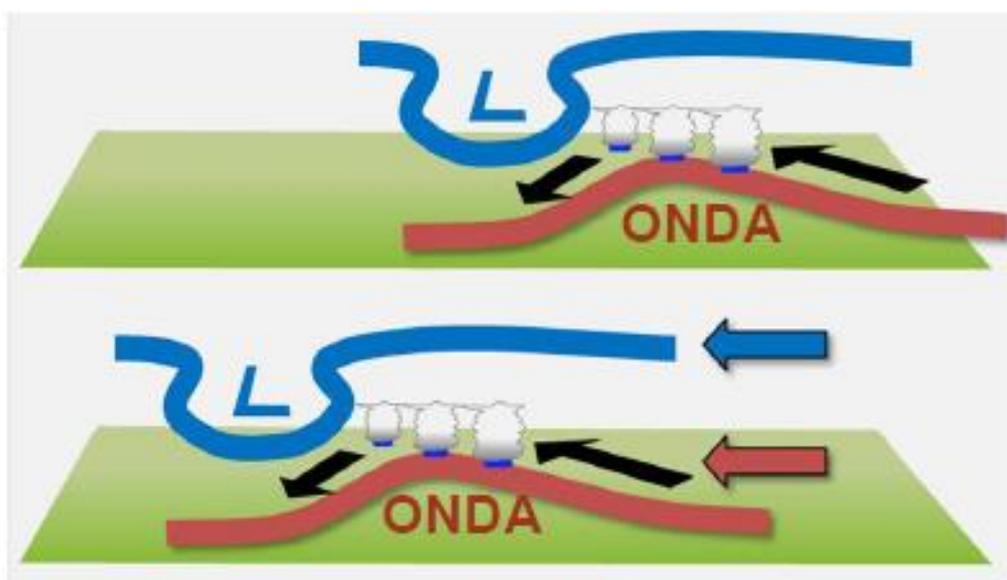


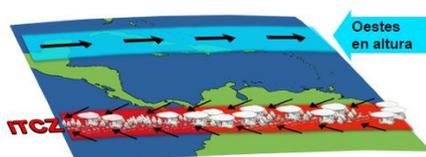
Ilustración 65. Representación de TUTT en azul y vaguada/onda inducida en los vientos del este en rojo. Las vaguadas inducidas generalmente se mueven hacia el oeste siguiendo el movimiento de las TUTT's.

Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?

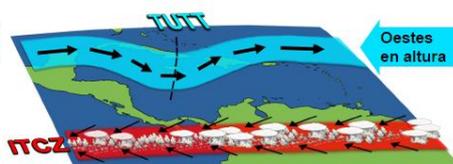
CARACTERÍSTICAS GENERALES DE UNA VAGUADA INDUCIDA POR UNA TUTT:

- La vaguada inducida generalmente se sitúa entre unos 10 – 15 grados al este/sureste, por detrás, de la TUTT.
- Su movimiento está controlado por el flujo en altura (ver flecha azul en imagen anterior). Esta característica es una diferencia importante con respecto a las Ondas del Este, ya que como hemos visto, las Ondas del Este se propagan en función del flujo del aire en la superficie.
- En una vaguada inducida puede organizarse una baja cerrada en superficie.
- El núcleo frío domina, razón por la cual no pueden evolucionar directamente a ciclón tropical, no obstante, si podrían transformarse a ciclón subtropical.
- Cuando se forma una onda o vaguada inducida, puede que se desprenda de la vaguada en altura (TUTT) y se propague como una Onda del Este, pero en este caso tiende a debilitarse con el tiempo.

Génesis de vaguada inducida por una TUTT
(1) Comenzamos con Flujo Zonal



Génesis de vaguada inducida por una TUTT
(2) Perturbación se forma en el flujo superior

**Génesis de vaguada inducida por una TUTT**

(3) Flujo a niveles bajos responde a forzamiento en altura.

- TUTT induce caídas de geopotencial a niveles bajos.
- Genera vaguada en los Alisios.
- Modulación de la ITCZ en forma de "V" invertida parecida a una onda del este.

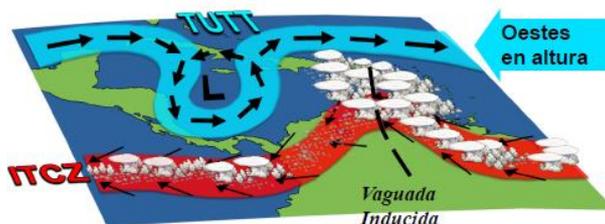


Ilustración 66. Génesis de "vaguada inducida" por un TUTT en la ZCIT.

Fuente: [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?

INTERACCIONES DE TUTT CON ONDAS TROPICALES. Cuando una Onda del Este se propaga por debajo de una TUTT puede haber una interacción positiva o negativa dependiendo de la posición relativa de los dos sistemas, (ver

Ilustración 57. Interacción positiva y negativa de una Onda del Este con TUTT (Vaguada Tropical de la Alta Troposfera.):

- **Interacción positiva.** Cuando la región de convección de la Onda del Este se pone en fase con el lado de divergencia en altura de la TUTT. La divergencia en altura de la TUTT ayuda a organizar la convección profunda y puede contribuir a la formación de Ciclones Tropicales a partir de Ondas del Este.
- **Interacción negativa.** Cuando la región de convección de la Onda del Este se pone en fase con el lado de divergencia en altura de la TUTT. En este caso la TUTT impide que la Onda del Este se desarrolle.

Además, una TUTT puede inyectar grandes cantidades de cizalladura vertical en el entorno e impedir el desarrollo de la onda del este.

VARIACIÓN ESTACIONAL. Las TUTT's son estructuras persistentes en los océanos Atlántico y Pacífico durante la temporada cálida:

- En el Atlántico Norte se define entre Junio-Octubre, estando mejor desarrollada (aunque con poca diferencia) en los meses de entre Julio y Agosto;
- En el Pacífico Norte está bien definida entre Julio-Septiembre siendo Agosto el mes en que está mejor desarrollada (con bastante diferencia).
- En Pacífico Sur Oriental está mejor desarrollada entre Noviembre-Abril y está mejor desarrollada en Enero y Febrero [21].

DIFERENCIAS ENTRE VAGUADA INDUCIDA POR TUTT Y ONDA TROPICAL. Debido a las similitudes que presentan una vaguada inducida en los alisios del este puede ser confundida con una Onda del Este. A continuación, se resumen algunas características útiles para diferenciarlas.

Tabla 3. Diferencias entre Vaguada Inducida y Onda del Este.

VAGUADA INDUCIDA	ONDA DEL ESTE
<p>Núcleo Frío domina.</p> <p>No puede evolucionar directamente a ciclón tropical, pero si podría formar un ciclón subtropical (estructura híbrida).</p>	<p>Doble Núcleo: frío en capas bajas hasta aprox.850hPa / cálido en capas superiores a partir de 850hPa.</p> <p>Puede ser precursora de ciclón tropical (núcleo cálido).</p>
<p>Movimiento controlado por el flujo en altura.</p>	<p>Movimiento controlado por flujo en atmósfera baja.</p>
<p>Se originan a partir de una TUTT generalmente al noroeste de la Vaguada Inducida.</p>	<p>Se originan en el chorro del este africano.</p>

Fuente: Elaboración propia.

3.2.3. CICLONES - DEFINICIÓN Y CATEGORÍAS

El término ciclón en meteorología es muy general, existen varias maneras de referirse al término ciclón con una variedad de sinónimos y variantes **como borrasca, baja presión, baja, depresión, área de baja presión**. El término Ciclón es genérico, se incluyen dentro de este término, los huracanes, tifones, borrascas, bajas polares, medicanes, etc. Normalmente a la palabra “ciclón” suele añadirse algún termino que lo categorice, esto es debido a que existen varios tipos de ciclones que se clasifican en función de su génesis y estructura, que son factores que generalmente están ligados con su lugar o región de formación.

Con el objetivo de unificar términos y conceptos existen en la comunidad internacional distintos glosarios meteorológicos, de manera que para el término ciclón tenemos:

Ciclón. Definición **según UNTERM, glosario de la OMM/ONU:** “Región de la atmósfera donde la presión en un nivel es baja en relación a su contorno al mismo nivel. Está representada, en un mapa sinóptico, por una serie de isobaras a un nivel dado o de isohipsas a una presión dada, las cuales rodean los valores de baja relativa de la presión (o la altitud)”.

Borrasca, sinónimo de ciclón. Definición **según glosario de AEMET:** “Región donde la presión atmosférica es más baja que la del aire circundante. El aire fluye hacia el interior de las borrascas y asciende desde allí, lo que produce formación de nubosidad y

precipitaciones. **Las borrascas o depresiones también se conocen como ciclones, bajas presiones o, simplemente, bajas.**

A escala sinóptica el aire circula en torno a una depresión en sentido antihorario en el hemisferio norte (en sentido contrario en el hemisferio sur). Este giro recibe el nombre de ciclónico.

*El proceso de formación de una borrasca se denomina **ciclogénesis**".*

TIPOS DE CICLONES

Los ciclones se categorizan en función de sus características, estructura y los fenómenos asociados a él. Estas diferencias son el resultado de diferentes procesos físicos que dan lugar a su formación (ciclogénesis), que generalmente se asocian también a la zona, latitudes y condiciones ambientales en las que se desarrollan o transforman.

La clasificación por tipos de ciclones/anticiclones no siempre se encuentra bien definida. La naturaleza de las altas y bajas puede cambiar durante su desarrollo, causando que se puedan transformar de un tipo a otro (ej. un ciclón tropical que se mueve a latitudes más altas y se transforma a ciclón extratropical), incluso existen sistemas híbridos que presenten combinaciones de las características típicas de diferentes tipos de ciclones. No obstante, entender y reconocer los diferentes tipos de ciclones nos ayudará a entender el tiempo presente.

a) Dinámica y estructura térmica.

Según su estructura térmica los ciclones se pueden clasificar en ciclones de núcleo cálido y de núcleo frío. Estos dos tipos de ciclones representan los extremos teóricos entre los que se encuentran todos los tipos de ciclones. Además, la temperatura del núcleo (estructura térmica) va asociada a una estructura dinámica, es decir, una distribución vertical de los vientos horizontales.

- i) Ciclones de núcleo frío. La temperatura del núcleo es más fría que la de su alrededor en el plano horizontal. La vorticidad y los vientos en este tipo de ciclones aumentan con la altura, núcleo más frío en altura. En la atmosfera terrestre, encajan en esta categoría los típicos ciclones de latitudes medias, **los Ciclones Extratropicales**.
- ii) Ciclones de núcleo cálido. La temperatura del núcleo es más cálida que la de su alrededor en el plano horizontal. La vorticidad y los vientos en este tipo de ciclones es máxima en superficie y disminuye con la altura. Presentan vorticidad

anticiclónica en la alta troposfera. En la atmósfera terrestre, encajan en esta categoría los ciclones que se forman en latitudes bajas, los **Ciclones Tropicales**.

- iii) **Ciclones Híbridos**. Son ciclones que presentan núcleo cálido en capas bajas y frío en altura. Estos ciclones poseen características combinadas de los dos tipos explicados, pudiendo acercarse más a un extremo u otro en función de sus mecanismos de desarrollo y mantenimiento. Ejemplos de este tipo de ciclones son: las **bajas polares, los medicanes, los ciclones subtropicales y la seclusión cálida**.

Además de las diferencias en su estructura térmica y dinámica, los ciclones de núcleo cálido – frío, también se pueden diferenciar por otras características que presentan al desarrollarse, mantenerse e interactuar con el entorno. Estas características son también las causas de su diferente estructura térmica y dinámica.

Los ciclones de núcleo frío obtienen su energía de la inestabilidad baroclínica (Charney 1947; Eady 1949), es decir, del gradiente horizontal de temperatura en conjunto con la cizalladura vertical del viento. Este tipo de condiciones ambientales es típico de las latitudes medias y favorecen el desarrollo de los CEs. En contraste, los ciclones de núcleo cálido obtienen su energía a partir de procesos asociados con la convección profunda y la liberación de calor latente en un ambiente barotrópico (Charney and Eliassen 1964), los flujos de calor y humedad desde los océanos cálidos tienen un papel importante y determinante en la intensificación de los CTs. Las aguas cálidas de los océanos en latitudes bajas proporcionan la fuente de energía para los CTs.

Según lo explicado en el párrafo anterior, un entorno que favorecería la génesis y desarrollo de los CEs, sería hostil para los CTs y viceversa.

Como se ha explicado, los tipos de ciclones se determinan por las condiciones ambientales y la fuente de energía que utilizan para desarrollarse. En la siguiente ilustración se muestra como se clasificarían los tipos de ciclones en un continuo entre las características mencionadas, es decir: según su estructura térmica (eje Y) y según su naturaleza frontal (eje X). Los CTs y los CEs se sitúan en extremos opuestos, los Ciclones Híbridos se sitúan en medio del continuo entre ambos extremos teóricos.

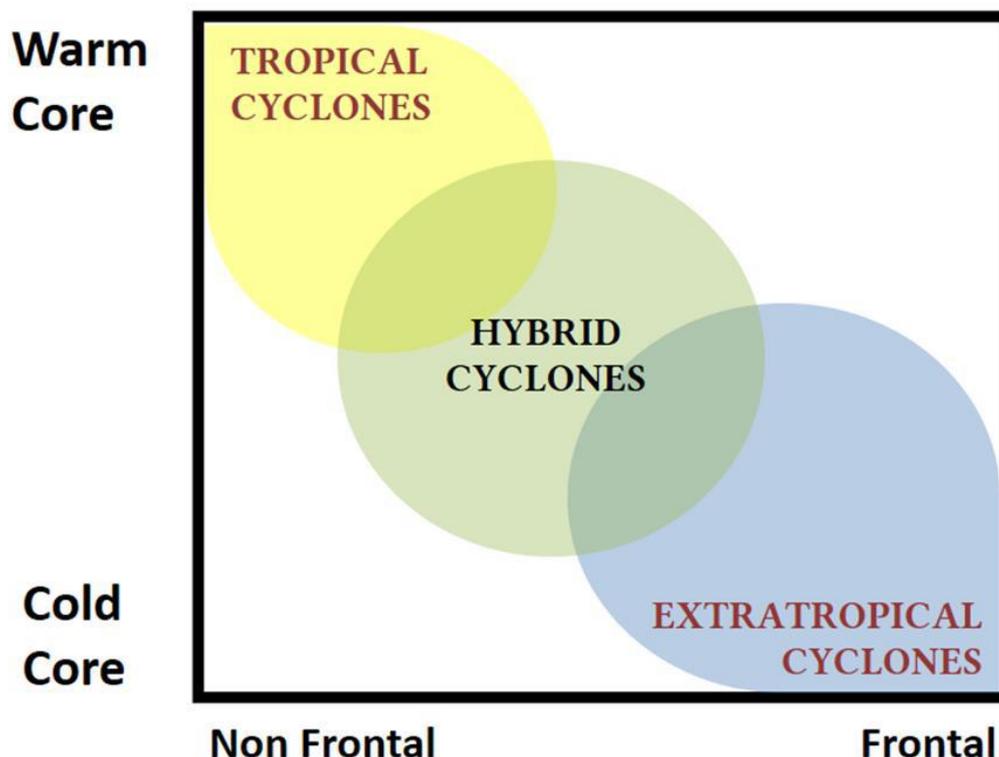


Ilustración 67. Clasificación esquemática basada en la estructura térmica y dinámica de los ciclones atmosféricos.

Fuente: [38] González Alemán, J. J. (2019). Cyclones with tropical characteristics over the northeastern atlantic and mediterranean sea: Analysis in present climate and future projections Retrieved from <https://hdl.handle.net/20.500.14352/16847>

b) Modelos Conceptuales

La comunidad científica los modelos conceptuales para facilitar el entendimiento de los ciclones, su comportamiento y fenómenos meteorológicos con el objetivo principal de mejorar la predicción meteorológica. En los apartados correspondientes se estudian modelos conceptuales para diferentes tipos de ciclón y/o fenómenos asociados.

c) Ciclogénesis

La ciclogénesis es el proceso por el cual una región de baja presión atmosférica desarrolla una circulación cerrada, es decir, desarrolla un ciclón en superficie y se intensifica.

Como ya hemos visto, los diferentes tipos de ciclones están gobernados por distintas dinámicas, lo que quiere decir que la génesis de los CE es diferente de la de los CTs.

(i) Ciclogénesis Extratropical

Los Ciclones Extratropicales se desarrollan en zonas de fuertes gradientes térmicos a través de procesos de inestabilidad baroclínica. La inestabilidad baroclínica crea ondulaciones en el flujo zonal del oeste (ondas de Rossby), estas ondulaciones se cierran y causan remolinos que causan los sistemas de alta y baja presión de las latitudes medias.

Casi todos los eventos de ciclogénesis tienen como precursor una perturbación en altos niveles de la atmosfera. En el caso de la ciclogénesis extratropical, esta perturbación está asociada con las ondas de Rossby.

(ii) Ciclogénesis Tropical

La génesis de los Ciclones Tropicales ha sido considerada como uno de los problemas sin resolver más importantes en la dinámica atmosférica.

Al contrario que para la ciclogénesis extratropical, la ciclogénesis tropical se forma por abundante convección profunda que se organiza alrededor del centro de una baja presión sin la necesidad de un ambiente baroclínico. Además, la ciclogénesis tropical generalmente ocurre en una ambiente barotrópico, de manera que, la inestabilidad baroclínica puede desprejarse. A diferencia de la ciclogénesis baroclínica, aún no se ha desarrollado una teoría matemática completa que explique la formación de los ciclones tropicales. Sin embargo, después de más de 50 años de investigación, se han establecido una serie de factores ambientales que son necesarios, pero no suficientes, para que ocurra la ciclogénesis tropical.

En los últimos diez a 15 años, se ha llegado a reconocer la existencia de una gama amplia de posibles factores causantes de la ciclogénesis tropical.

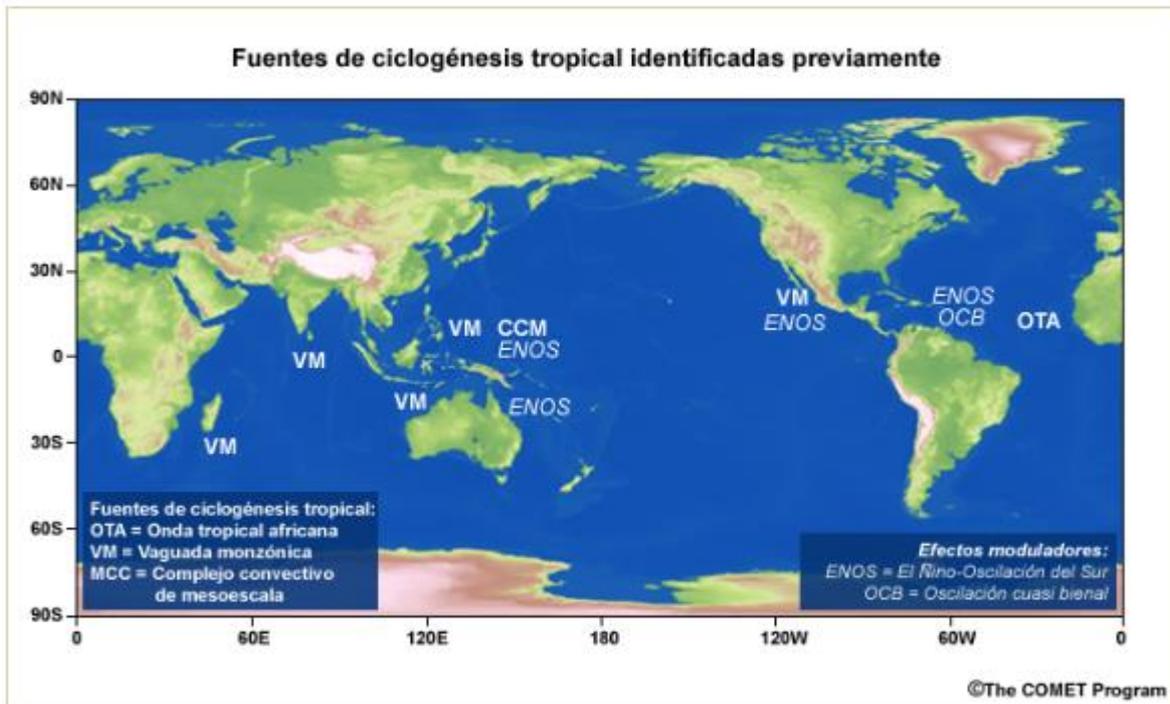
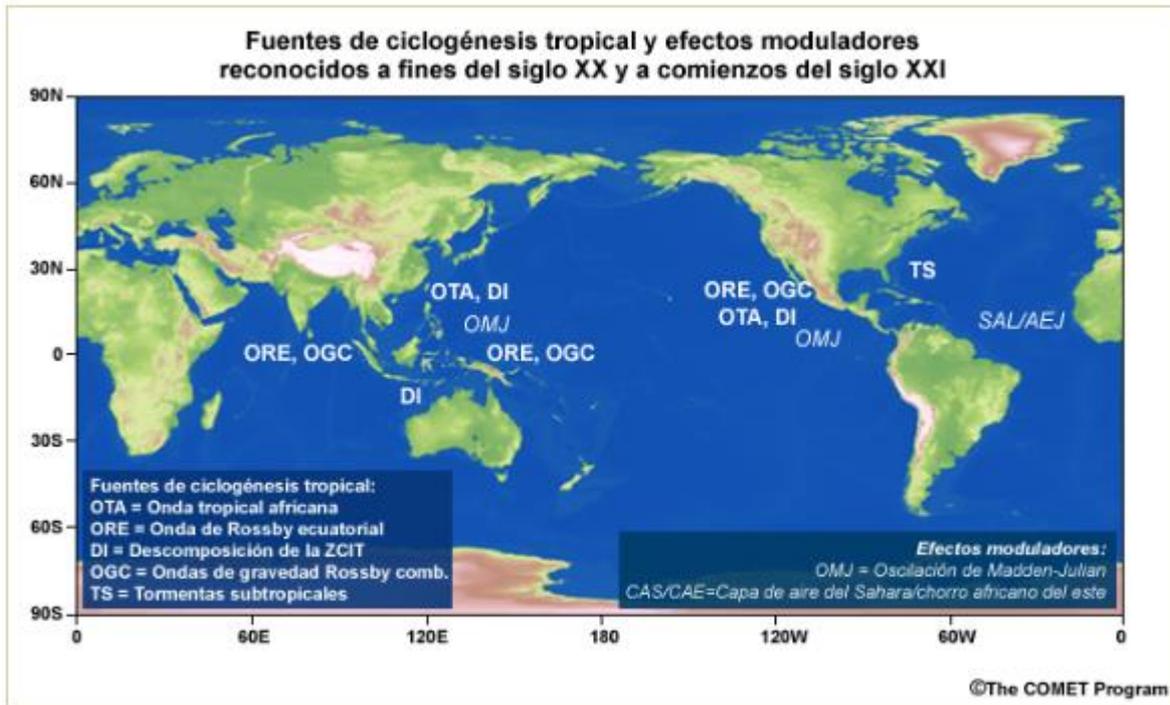


Ilustración 68. Fuentes reconocidas de ciclogénesis tropical identificadas para cada cuenca oceánica.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

BAJAS POLARES (“PLs, Polar Lows”).

Las Bajas Polares, PLs, fueron investigadas por primera vez en los años 60 cuando empezó a disponerse de imágenes satelitales. A partir de los estudios realizados, se les han dado diferentes denominaciones como *mesociclón polar*, *depresión polar*, *huracán ártico*, *bomba ártica*, *depresión de aire frío* y *nube en coma* [26].

El uso correcto del término “*mesociclón polar*” se refiere a todos los vórtices ciclónicos de mesoescala- α y mesoescala- β , que se observan en latitudes superiores a la del frente polar. “*Baja Polar*” o “*Polar Low, PL*” se refiere a los ciclones polares marítimos dentro de la categoría “*mesociclón polar*” que pueden llegar hasta 1000 km de diámetro y que generan vientos de 33kn o más. Las PLs son las causantes de los temporales más severos de la costa Ártica y las regiones insulares de la zona. Se han observado Bajas Polares con vientos de 64kn.

FORMACIÓN Y CICLO DE VIDA. Las Bajas Polares son intensos ciclones marítimos que se desarrollan durante irrupciones de aire frío marino (MCAO, Marine Cold-Air Outbreak) en latitudes por encima del Frente Polar [26]. Son ciclones de mesoescala de núcleo cálido con diámetros que pueden variar entre 200 y 1000km, de corta duración entre 12-32 horas y **se forman sobre zonas marítimas sin hielo, cerca de los continentes fríos o del hielo marino, en altas latitudes, cuando el aire frío polar es transportado sobre áreas marítimas relativamente cálidas** [27].

En el ciclo de vida de las PLs se pueden distinguir tres fases: la fase inicial/desarrollo, madurez y decaimiento. Es también de utilidad considerar las irrupciones de aire frío (MCAO, Marine Cold Air Outbreaks), ya que son un precursor necesario para la formación de Bajas Polares [28].

Las MCAOs se identifican fácilmente en imágenes satelitales. Cuando el aire frío continental fluye sobre el mar abierto, se forma convección sobre líneas orientadas con la dirección del viento llamadas “calles de nubes, cloud streets”. En las imágenes satelitales de las “cloud streets” la dirección del viento es muy intuitiva.

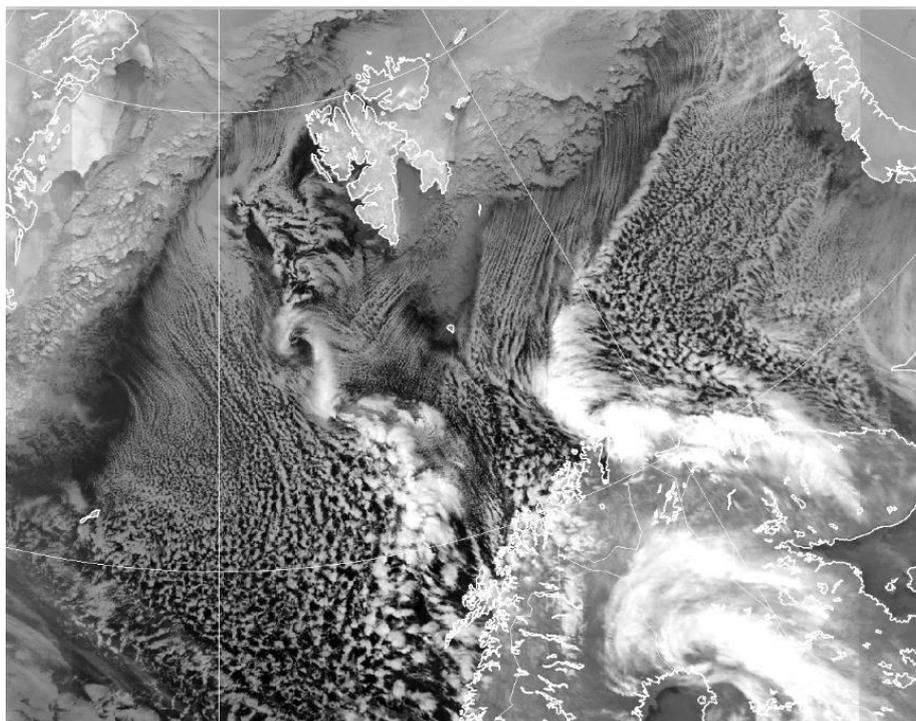


Ilustración 69. Irrupción de Aire Frío (CAO) en marzo 2013. Se observan las “Cloud Streets” junto a dos líneas de convergencia. El flujo es generalmente hacia el sur. Las dos líneas de convergencia se desarrollan en convección profunda según se acercan a la costa de Noruega.

Fuente: MET-Norway/NOOA.

En la imagen se observan líneas de convergencia que se forman donde se encuentran las diferentes masas de aire. Estas líneas de convergencia son propensas a intensificarse a Bajas Polares u otro tipo de convección profunda.

1. FASE DE DESARROLLO / INICIAL. Las PLs normalmente se forman como una consecuencia de inestabilidad baroclínica y estática. La inestabilidad estática debe alcanzar casi sin obstáculos desde niveles bajos hasta por encima de 500 hPa. Además, tiene que haber Advección de Vorticidad Positiva en niveles altos. Para ello tienen que estar presente los siguientes elementos:
 - 1.1 **MCAO en niveles bajos dentro de una capa de mezcla marina**, generando la inestabilidad estática desde niveles bajos hasta los 500 hPa.
 - 1.2 **La Advección de Vorticidad Positiva (PVA)** es suministrada por una vaguada de altos niveles (500 o 300hPa).
 - 1.3 **Área de baroclinicidad intensificada** en niveles de bajos a medios que puede, bajo la influencia de la vaguada en altos niveles y junto con la inestabilidad estática, intensificarse a Baja Polar. En la mayoría de

los casos las PLs se desarrollan en una zona baroclínica secundaria superficial que se forma en una masa de aire polar bien alejada del frente polar. Esta zona baroclínica puede tener diferentes orígenes, normalmente proviene de: 1) remanente de una oclusión, 2) una zona de convergencia, como la de la imagen anterior, 3) una zona frontal (Frente Ártico) entre MCAO y aire polar marítimo.

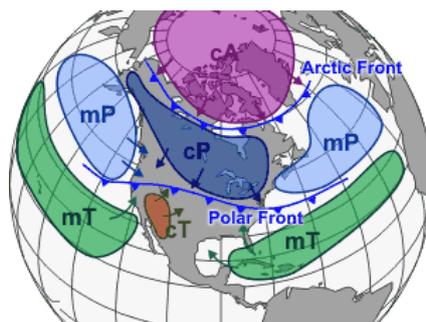


Ilustración 70. Frente Ártico. Frontera entre cA, masa de aire Ártica continental y mP, masa de aire Polar marítima.

Fuente: Wikipedia.

2. FASE DE MADUREZ. En esta etapa de las PLs se dan dos procesos:

2.1 Inestabilidad Condicional de Segundo Tipo. Cuando la PL se profundiza, al mismo tiempo que desarrolla nubes de convección (liberando calor latente) se produce un mecanismo de realimentación del flujo de calor entre el aire y la superficie del mar conocido como CISK (Convective Instability of Second Kind). Este mecanismo es similar al que explica como las tormentas se transforman en Ciclones Tropicales.

2.2 Formación de núcleo cálido. En algunos casos junto con el proceso de formación del núcleo cálido se forma también un ojo (zona sin nubosidad) en el centro de la Baja Polar.

3. FASE DE DESCOMPOSICIÓN. La razón más común de disipación una PL es cuando llega a tocar tierra. El calor del mar es la fuente de energía y cuando la PL se mueve tierra adentro sobre el continente frío y seco rápidamente pierde su inercia.

Otro mecanismo de disipación es la advección de vorticidad negativa, esto ocurre cuando la vaguada de altos niveles se desplaza y es remplazada por una dorsal.

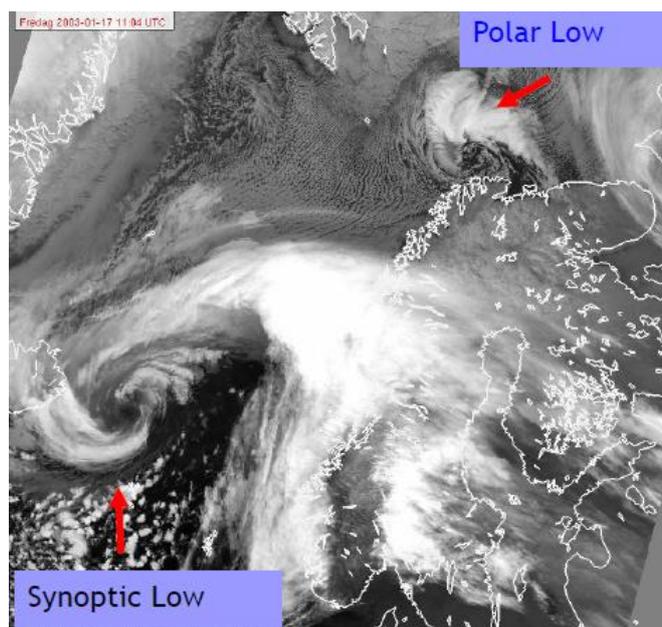


Ilustración 71. Imagen satelital de Ciclón de escala sinóptica al oeste de Noruega y Baja Polar al norte de Finnmark.

Fuente: *An introduction to polar lows, Gunnar Noer. The Norwegian Meteorological Institute.*

Desde su descubrimiento en los años 60 ha existido cierta controversia en cuanto al mecanismo de formación y desarrollo de las PLs. Según estudios realizados en las últimas décadas del siglo pasado algunos autores defendían que las PLs se originaban a partir de inestabilidad baroclínica (Mansfield, 1974) (similar a ciclones extratropicales) y otros afirmaban que las PLs eran el resultado de procesos convectivos (CISK) similares al conocido para los Ciclones Tropicales (Rasmussen, 1979). Otros estudios han señalado la acción conjunta de la inestabilidad baroclínica y la convección en el desarrollo de las PLs (Businger, 1985) [27].

Según los estudios más recientes sobre el mecanismo de desarrollo de las PLs, se ha evidenciado que la **inestabilidad baroclínica húmeda** tiene un papel importante [27]. La fuerte baroclinicidad en conjunto con la baja estabilidad estática son ingredientes clave para la formación de las PLs.

A pesar de que las interacciones atmosfera-océano están involucradas en el desarrollo de las PLs, hay falta de conocimiento en esta área de investigación.

CLIMATOLOGÍA. Las Bajas Polares se desarrollan en todas las áreas marinas adyacentes al hielo marino o a las frías masas terrestres de las altas latitudes, principalmente durante el invierno. Se desarrollan en las regiones polares de todas las cuencas oceánicas:

Mares Nórdicos, mar de Irminger, el Mar de Labrador, el Golfo de Alaska, el mar de Bering, mar de Okhotsk, mar de Japón y el Océano Antártico. Las PLs en el Océano Antártico son generalmente más débiles que en el Hemisferio Norte, esto es a causa de la menor presencia de masa terrestre en el hemisferio sur que hace que los vientos sean más zonales y las irrupciones de aire frío polar (precursoras de las PLs) son por tanto menos persistentes.

Según los estudios más recientes [27, 28], la mayoría de las PLs en el Atlántico Norte se forman en latitudes por encima de los 50°N y 40°N en el Pacífico Norte siendo el mar de Japón (alrededor de 35°N) la región más ecuatorial donde se observan las PLs. En el Hemisferio Sur la mayor actividad de las PLs se registra en la franja entre 50 – 65°S en las cercanías de los bordes del hielo marino y decae hacia regiones más templadas.

En los mares semicerrados por masa terrestre o hielo marino es donde se produce la mayor actividad de PLs siendo los **Mares Nórdicos** con, 12-15 eventos de PLs al año, donde se encuentra la mayor densidad de PLs, especialmente entre Noruega y el archipiélago de Svalbard (Mar de Noruega y Mar de Barents), con una media de 4 días al año ($4d yr^{-1}$) de actividad de PLs.

En la siguiente ilustración se muestra la distribución espacial del promedio anual de la densidad de actividad de las Bajas Polares entre 1979-2020. La media de densidad anual se mide como el tiempo en horas que un área de 200km ha estado influenciada por una PL. La escala de colores muestra el tiempo en horas en que las regiones han sido afectadas por una Baja Polar. Las regiones con el contorno resaltado son las que han sido afectadas por PLs durante más de 24 horas de duración cada año, lo que significa que una región dada es afectada por una PL, con una duración típica de un día, aproximadamente una vez al año.

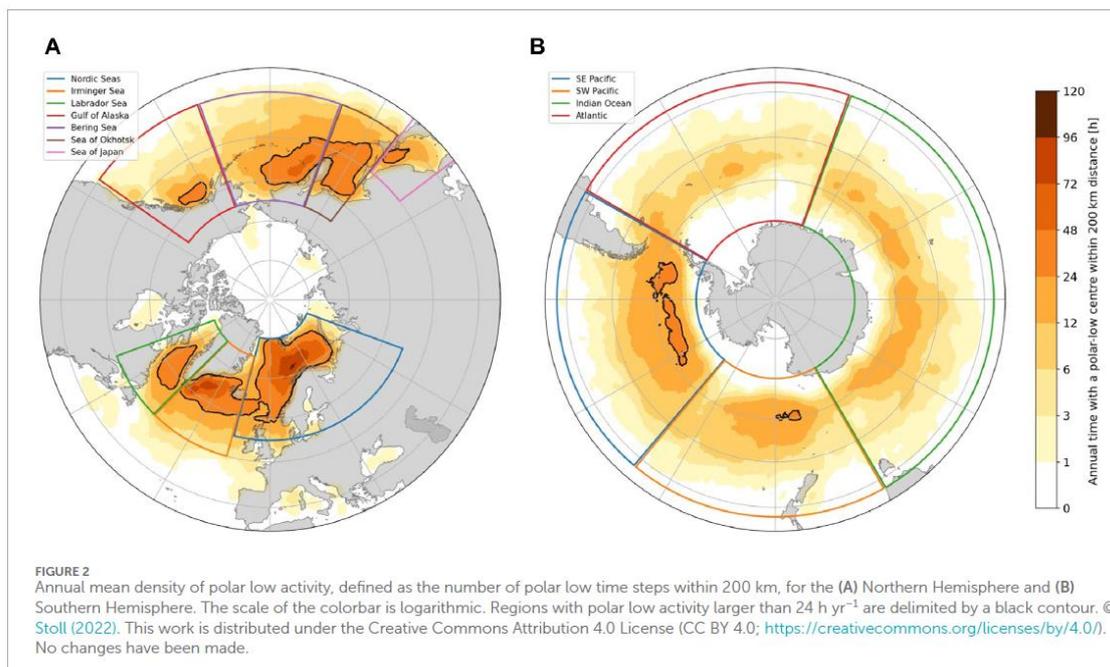


Ilustración 72. Promedio de la densidad anual de actividad de PLs.

Fuente: [27] Moreno-Ibáñez, M. (2024). Polar low research: Recent developments and promising courses of research. *Frontiers in Earth Science*, 12 doi:10.3389/feart.2024.1368179

CARACTERÍSTICAS GENERALES Y TIPOS DE BAJAS POLARES. Según la apariencia en imágenes satelitales y los datos observados las Bajas Polares generalmente presentan las siguientes características:

- Escala horizontal de aproximadamente 150 – 600km.
- Vientos sostenidos por encima de 27 kn con vientos máximos de 43kn.
- La típica forma de una Baja Polar en imágenes satelitales es de un ciclón no-simétrico alrededor de un ojo libre o casi libre de nubes.
- Se mueven dirigidas por el flujo del aire en el que se encuentran. Se ha observado que la velocidad típica de una PL es $1/3$ a $1/2$ de la velocidad del viento a 700hPa. En Noruega suelen moverse a una velocidad de 15-25kn.
- En situaciones de cizalladura inversa, el viento que la mueve puede ser muy suave y en ese caso la Baja Polar permanecer estacionaria o moverse muy despacio.

Como ya se explicó anteriormente desde los años 60 en que se descubrieron ha habido un debate sobre el origen de las PLs. A lo largo del tiempo se ha demostrado con la realización de estudios basados en la observación que en realidad existen varios tipos de PLs que conllevan procesos de formación, desarrollo y estructura diferentes, desde las menos comunes con sistemas puramente baroclínicos con frentes asociados que recuerdan a Ciclones Extratropicales hasta sistemas donde la convección tiene mayor importancia, caracterizados por la presencia abundante de nubes tipo cumulonimbos más parecidos a Ciclones Tropicales.

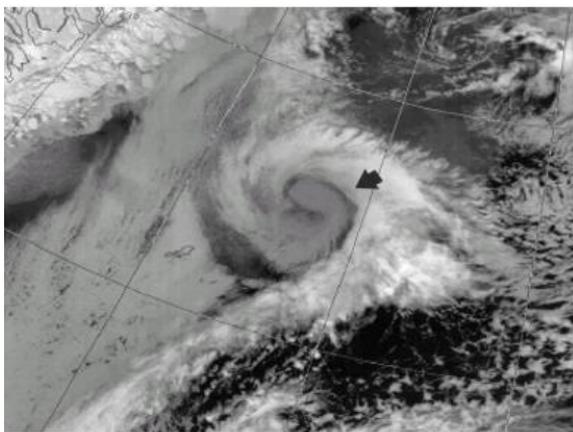


Figure 2. A baroclinic polar low off NE Greenland.

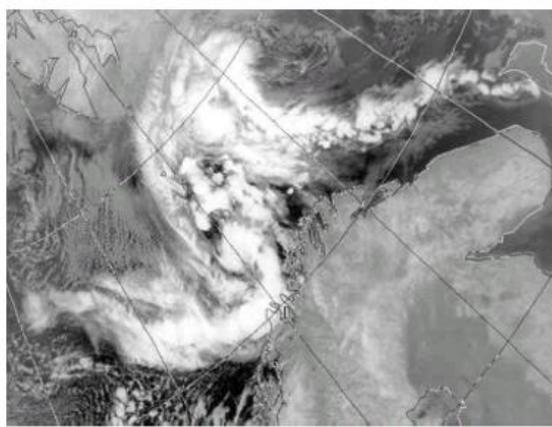


Figure 3: A convective polar low off northern Norway

Ilustración 73. A la izquierda: Baja Polar baroclínica en la mar al NE de Groenlandia; **A la derecha:** Baja Polar convectiva en la mar al norte de Noruega.

Fuente: [26] Turner, J., & Bracegirdle, T. (2007). *Polar lows and other high latitude weather systems*.

Muchas PLs se inician a partir de perturbaciones baroclínicas menores que luego se profundizan al iniciarse los procesos convectivos [27].

Actualmente se conocen toda una variedad de tipos de PLs, Rasmussen y Turner (2003) a partir de los estudios observacionales que anteriormente se habían realizado identificaron hasta siete categorías diferentes de Bajas Polares en el Ártico [26]. Los diferentes tipos de PLs, desde las puramente baroclínicas a los sistemas caracterizados por la convección profunda, van asociadas a un proceso de formación, desarrollo y estructura que generalmente se asocia con una región y condiciones ambientales que la rodean. Sin entrar en detalles se enumeran a continuación los tipos de PLs identificadas en el estudio de Rasmussen y Turner (2003) y se muestran algunas fotos satelitales de ejemplos:

1. Sistemas de cizalladura inversa. Son de tipo baroclínica y se suelen formar entre Islandia y la isla de Spitsbergen cuando los vientos son de N, NE en superficie y de SW en la troposfera media.

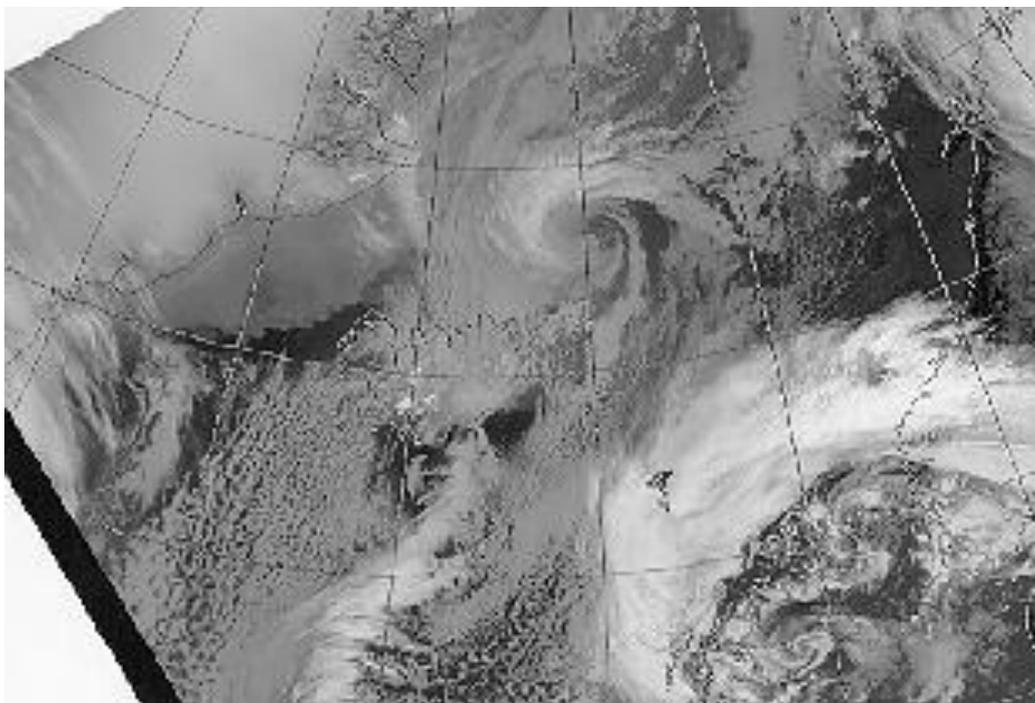


Ilustración 74. Imagen satelital de la NOAA en canal visible (NOAA VIS) de Baja Polar de cizalladura inversa.

Fuente: EuroMET

2. Sistemas de vaguada. Se desarrollan en la estela de vaguadas en las masas de aire frías del Ártico (cA) al oeste de bajas de escala sinóptica.
3. Bajas Polares que se forman en las capas frontales que separan masas de aire cA de masas de diferentes características. Este tipo de PLs se suelen dar alrededor de Svalbard o cerca de los bordes del hielo marino.

4. Bajas frías (incluyendo los sistemas de tiovivo, merry-go-round systems). Estos sistemas se pueden observar como patrones de nubes en espiral en el centro de una antigua baja barotrópica de escala sinóptica. El término “tiovivo” se refiere a varias Bajas Polares rotando dentro de una antigua Baja de escala sinóptica.

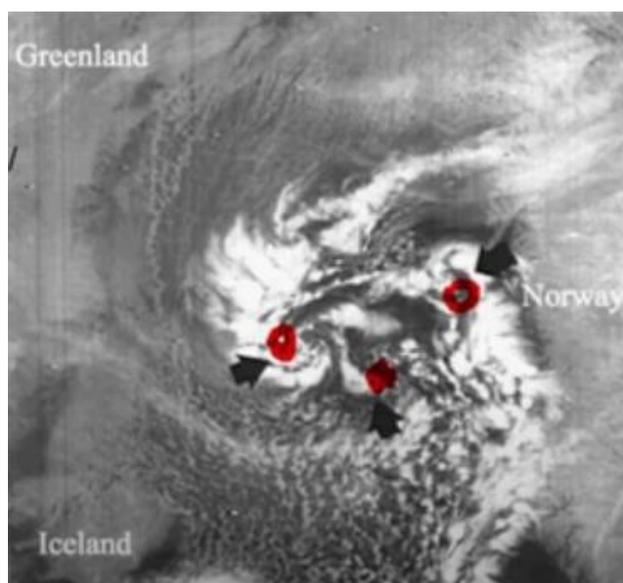


Ilustración 75. Baja Polar tipo tiovivo. Se observan varios centros Bajas Polares que quedan rotando como un tiovivo en lo que anteriormente era una baja de escala sinóptica.

Fuente: EuroMET

5. Nube en coma.

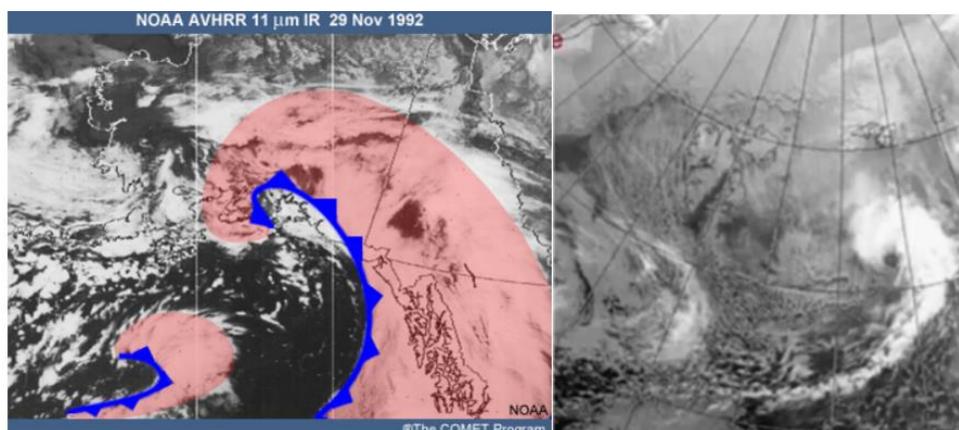


Ilustración 76. Dos casos diferentes de Baja Polar con nube en forma de coma.

Fuente: EuroMET; [11] MetEd by the COMET® Program

6. Onda baroclínica con cizalladura directa. Se desarrollan en zonas baroclínicas menores como las que se encuentran cerca de los bordes del hielo marino.
7. Bajas Polares orográficas. Bajas a sotavento de zonas montañosas que se desarrollan a vórtices de mesoescala en lugares como el sur de Islandia (durante una irrupción de vientos del norte) y al este de Groenlandia.

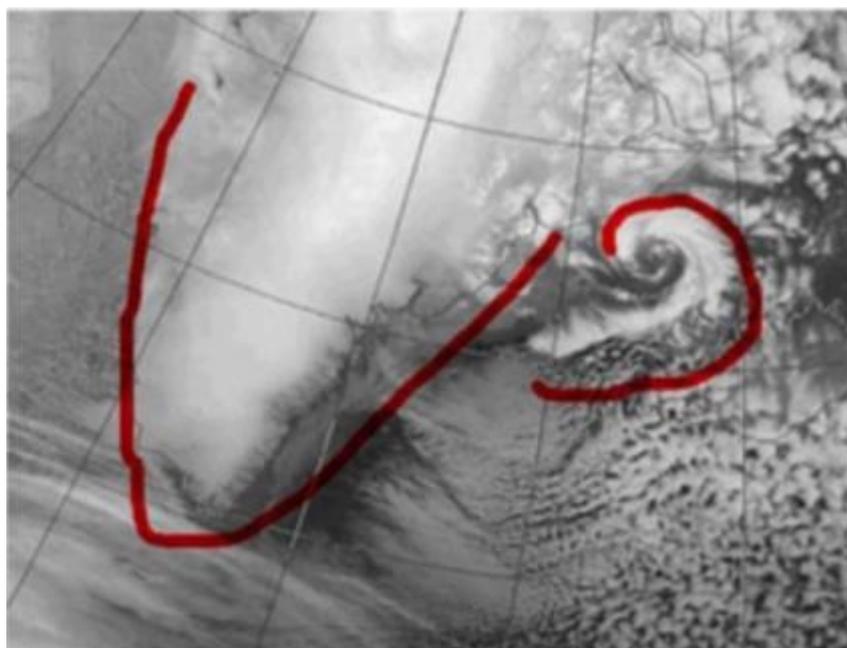


Ilustración 77. Baja Polar orográfica. Las líneas rojas señalan la costa de Groenlandia y el vórtice asociado a la Baja Polar.

Fuente: EDU-ARCTIC

En el enlace web a continuación se explican los procesos de varios casos de estudio para Bajas Polares de diferentes tipos con los productos e imágenes satelitales que se utilizan para su observación:

<https://rammb.cira.colostate.edu/wmovl/vrl/tutorials/euromet/courses/english/satmet/s7331/s7331rrr.htm>

INFLUENCIA EN EL TIEMPO ATMOSFÉRICO. **Las PLs constituyen los fenómenos más adversos de las costas e islas del Ártico y pueden entrañar un gran riesgo para la navegación y operaciones marítimas.** Durante una PL las condiciones del tiempo pueden cambiar de calma a tormenta fuerte en pocos minutos, con vientos de 41-47kn y olas muy grandes de hasta 5-9metros. Además, pueden ocasionar grandes heladas sobre la cubierta de los barcos que a causa del peso añadido por el hielo pueden llegar a provocar una pérdida de estabilidad con consecuencias catastróficas como zozobra, balances y cabeceos extremos y/o hundimiento por sobrepeso.

Las PLs se forman sobre zonas marítimas sin hielo, cerca de los continentes fríos o del hielo marino, en altas latitudes, cuando el aire frío polar es transportado sobre áreas marítimas relativamente cálidas [27]. Cuando una PL toca tierra rápidamente pierde su intensidad ya que la fuente de calor que alimenta al núcleo cálido de la PL proviene de la superficie del mar. El viento amaina rápidamente, pero las precipitaciones pueden persistir y ser bastante fuertes hasta 100 km tierra adentro.

Como marinos se debe tener en cuenta que al tener un ciclo de vida tan corto y ser de escala relativamente pequeña puede haber **falta de precisión en la predicción de las PLs.** Para su pronóstico se deben utilizar modelos del tiempo a corto plazo (nowcasting) y de alta resolución (mesoescala), en conjunto con modelos de escala mayor (sinóptica) para observar las condiciones circundantes que puedan afectar al movimiento y desarrollo de la PL.

Como norma general **los vientos más fuertes se encontrarán a la derecha** observando desde la dirección del movimiento del ojo, del centro de la PL. Como las PLs normalmente se desplazan con componente Sur, eso quiere decir que generalmente los vientos más fuertes se situarán al Oeste de la trayectoria, típicamente entre 50-100km de distancia desde el ojo.

Uno de los **aspectos más peligrosos de las PLs es la aparición repentina de viento y nieve** que se produce al pasar desde el lado más tranquilo de la baja hasta el lado ventoso (normalmente al oeste).

Durante las Bajas Polares es común la formación de hielo sobre la cubierta de los buques. Las heladas severas sobre los buques suelen ocurrir al norte de los 73°N donde la temperatura superficial del mar es más baja.

Typical wind pattern:

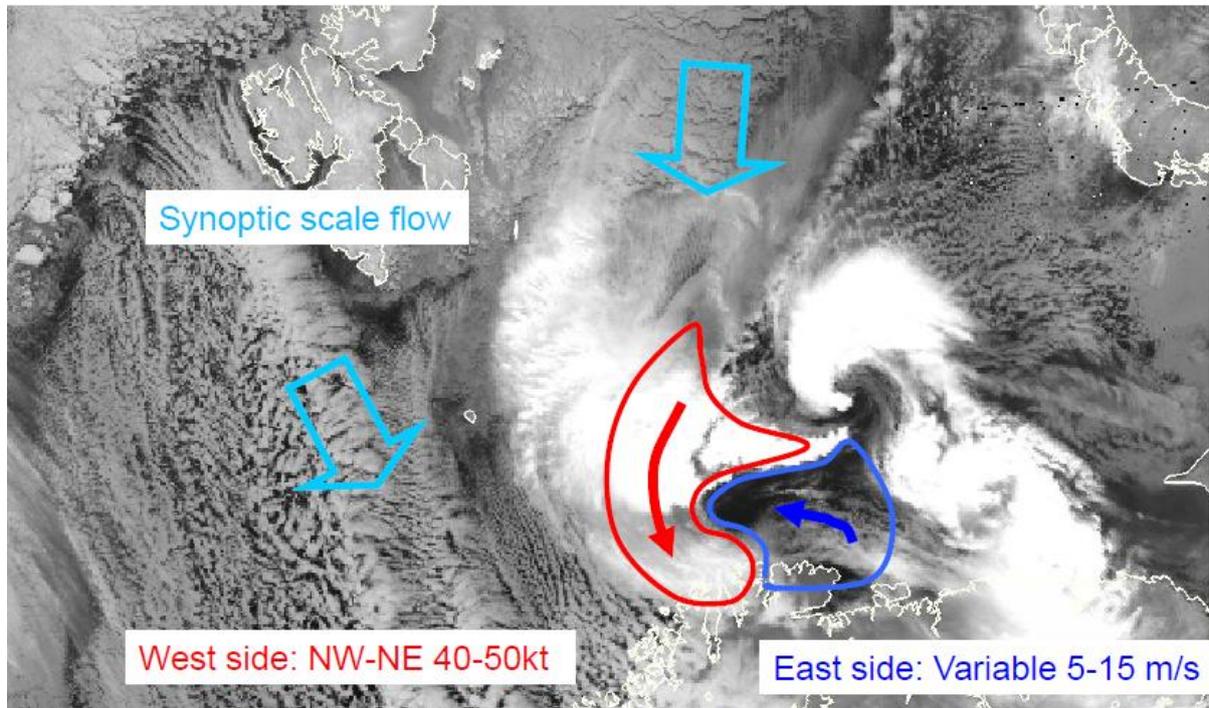


Ilustración 78. Patrón de vientos típico de una Baja Polar.

Fuente: *An introduction to polar lows, Gunnar Noer. The Norwegian Meteorological Institute.*



Ilustración 79. Imágenes de heladas marinas sobre la cubierta de dos barcos diferentes.

Fuente: NOAA, *Marine Weathers Log*

Las nevadas que se pueden llegar a producir durante una PL pueden suponer graves peligros para la navegación. Las acumulaciones de hielo sobre la cubierta pueden suponer una elevación del centro de gravedad del buque suficiente para resultar en una pérdida de estabilidad catastrófica. Además de zozobra, el peso de la cantidad de hielo puede generar balanceos y cabeceos extremos.

Los problemas de estabilidad durante las heladas marinas (en inglés “sea spray icing”) son particularmente más peligrosos para el caso de embarcaciones pequeñas, ya que quedan más expuestas a los vientos. Los buques con grandes superestructuras están más expuestos a experimentar una pérdida de estabilidad.

Otro peligro asociado a las Bajas Polares es que el mal tiempo y las precipitaciones suelen ir acompañadas de **baja visibilidad**. La visibilidad horizontal se puede reducir a menos de 100 m.

CICLONES EXTRATROPICALES

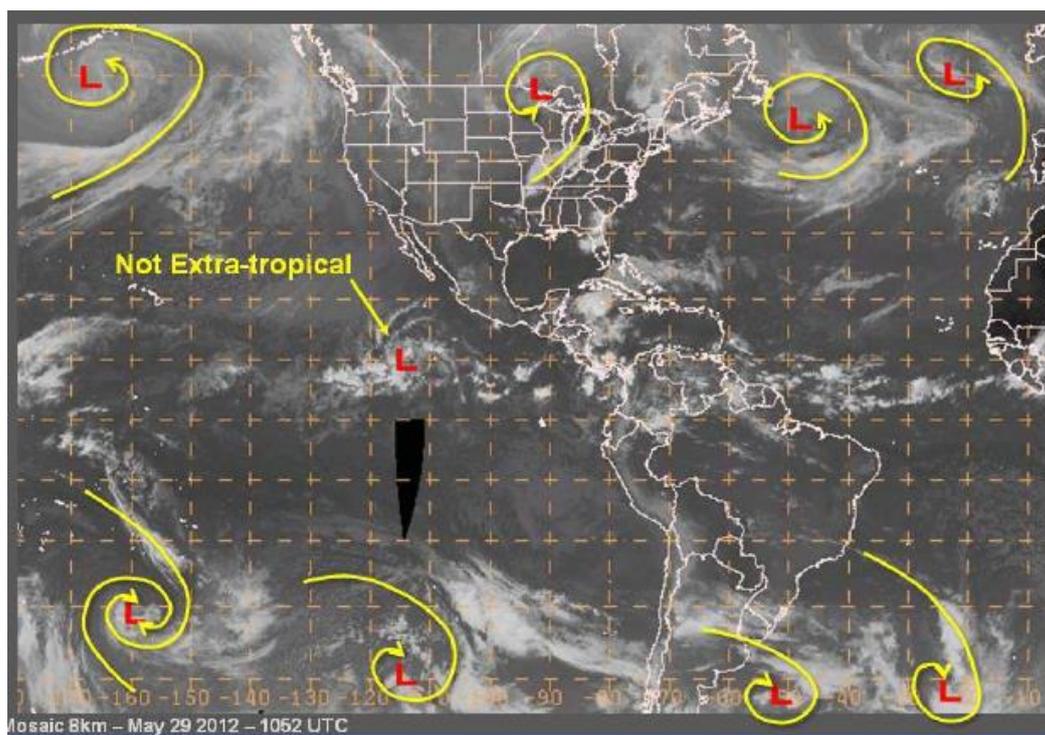


Ilustración 80. Ciclones Extratropicales.

Fuente: [34] Schultz, D. M., & Vaughan, G. (2011). *Occluded fronts and the occlusion process: A fresh look at conventional wisdom*

Los Ciclones Extratropicales se desarrollan, según la teoría de frentes, a partir de ondulaciones que se generan en el Frente Polar. El fuerte gradiente de temperatura entre el

aire frío polar y el aire caliente que proviene de los trópicos es la fuente de energía que alimenta estos ciclones. Los Ciclones Extratropicales tienen un papel relevante en la redistribución del calor global, en su movimiento ciclónico, el aire cálido proveniente de los trópicos se mueve hacia el polo en un frente cálido y el aire frío se mueve hacia el ecuador en un frente frío.

Otro mecanismo por el que se forman los Ciclones Extratropicales es la Transición Extratropical que es el proceso por el cual un Ciclón Tropical que se desplaza desde los trópicos hacia latitudes medias se transforma en Ciclón Extratropical.

CARACTERÍSTICAS GENERALES.

- Son sistemas grandes de bajas presiones con movimiento ciclónico y con diámetros de entre 100-2000km. Abarcan desde la superficie hasta la estratosfera.
- Su formación y desarrollo están influenciados por las circulaciones secundarias/transversales de las corrientes en chorro. Los ciclones extratropicales más fuertes ocurren en invierno, cuando el chorro polar es más fuerte.
- Núcleo Frío en altura se asocia con una vaguada en altura, y un núcleo asimétrico en los niveles bajos es debido a gradientes de temperatura entre masas de aire.
- La vorticidad se vuelve más ciclónica con la altura. Los vientos más fuertes se encuentran en altura, cerca de la tropopausa.
- Normalmente se desarrollan en regiones de gradientes horizontales de temperatura (frentes cuasi-estacionarios). En los mapas sinópticos se observa como a menudo estos frentes, al mismo tiempo, están conectados con un ciclón extratropical en fase de disipación preexistente, situado corriente abajo (al nordeste). A lo largo del frente polar se suelen encontrar varios ciclones en diferente fase, lo que se conoce como una "familia de ciclones".
- En su desarrollo forman frentes fríos, cálidos y en su última fase frentes ocluidos.

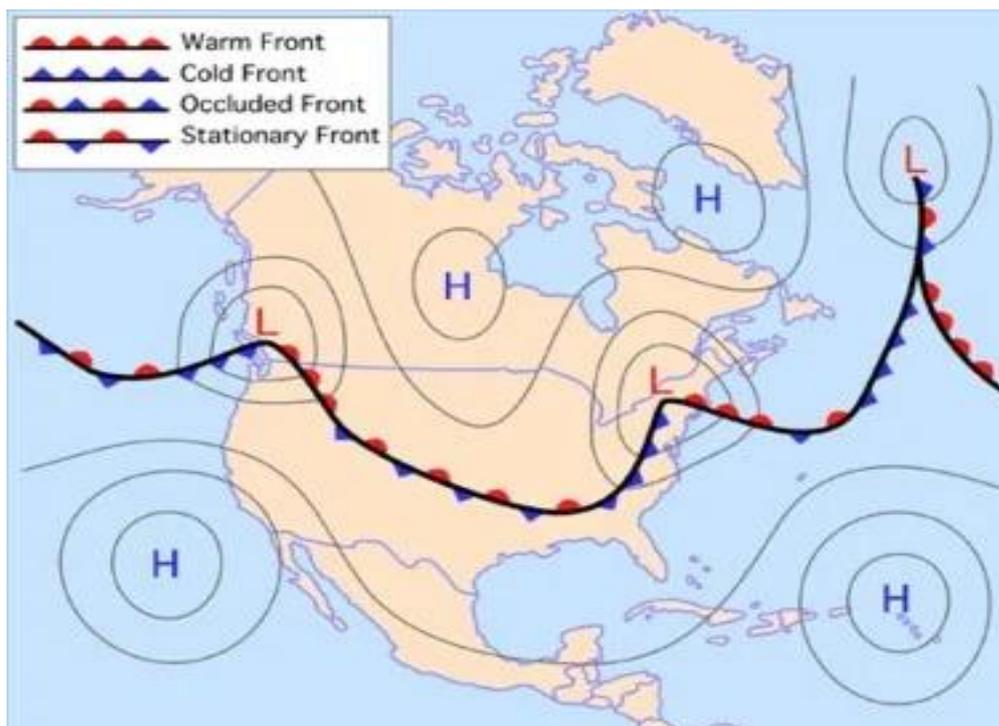


Ilustración 81. Representación esquemática de familia de ciclones extratropicales formados a lo largo del frente polar.

Fuente: Pidwirny, M. (2006) *Fundamentals of Physical Geography. 2nd Edition. Online E-Book.*
<http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8j.html>

En la imagen de arriba se observa una familia de borrascas frontales a lo largo de las ondas de Rossby. Normalmente las borrascas van surgiendo cada vez más hacia el Sur, y normalmente cuando la última es incipiente, la primera ya está ocluida.

FORMACIÓN Y CICLO DE VIDA. El ciclo de vida de un CE típico es de 2 a 5 días, aunque ocasionalmente pueden llegar hasta 10 días (Frame et. Al 2017).

Para entender el proceso de formación (i.e., ciclogénesis) y la estructura de los Ciclones Extratropicales ha habido más de cien años de investigación durante los cuales se han elaborado diferentes modelos conceptuales que describen el proceso o parte del proceso de la ciclogénesis.

El conocimiento de los Ciclones Extratropicales (sus dinámicas, estructura y evolución) fue un gran avance conseguido por los meteorólogos de la “Bergen School” de Noruega cuando liderados por Vilhelm Bjerkness consiguieron por primera vez elaborar un modelo conceptual para describir los Ciclones Extratropicales que hoy en día se conoce como “el modelo noruego de ciclones” (1919). Para la meteorología sinóptica moderna el desarrollo del Modelo Noruego de Ciclones y la Teoría del Frente Polar desarrolladas por Bjerkness y

Soldberg (1930), proporcionaron un marco común y un lenguaje mediante el cual los investigadores y pronosticadores se podrían comunicar.

El Modelo Noruego fue un descubrimiento fundamental para la meteorología, tanto es así que a día de hoy se sigue usando gran parte de la terminología introducida en el Modelo Noruego (por ejemplo, los términos: frente cálido, sector cálido, oclusiones, frente polar). Sin embargo, al estar basado principalmente en observaciones hechas en superficie, las teorías del Modelo Noruego presentaban ciertas debilidades. En casos de estudio posteriores se observaron Ciclones que en su desarrollo no encajaban o no se podían explicar solo con las teorías del Modelo Noruego.

Durante el siguiente periodo, **la teoría de la Ciclogénesis fue refinada incluyendo procesos ocurridos en niveles superiores**: se desarrollaron Modelos Conceptuales del plegamiento de la tropopausa, de la disminución de altura de la tropopausa sobre los frentes fríos, y los máximos de las corrientes en chorro (“jet streaks”) y zonas propensas para la ciclogénesis en la entrada derecha y la salida izquierda del jet streak (Scherhag 1934).

Como resultado de la mejora en las observaciones con el uso de los satélites, el desarrollo de los ordenadores y la implementación de modelos numéricos para la predicción del tiempo, se han desarrollado teorías más recientes como la **teoría de Shapiro-Keysser (1990)**. Esta teoría vino a suplir algunas de las debilidades que presentaba el Modelo Noruego. La diferente comprensión de la formación de los frentes ocluidos en la fase de madurez de los ciclones fue el cambio más importante introducido con el modelo de Shapiro-Keysser (1990). Además, en algunos casos de estudio, se observó cómo después de la fase inicial, el frente frío se debilitaba y finalmente se desprendía del frente cálido lo cual no podía ser explicado mediante el Modelo Noruego. En lugar de la oclusión del modelo noruego, visualizando los parámetros térmicos del ciclón extratropical, se observaba como se producía un enrollamiento de la masa de aire caliente en el “centro de oclusión”, este fenómeno se conoce como una “seclusión cálida”.

Más adelante a partir de análisis más detallados, para casos de estudio individuales de Ciclones Extratropicales, utilizando una combinación de datos obtenidos de observaciones en superficie, imágenes satelitales, datos de radares y técnicas de procesamiento de datos. **Browning y Roberts (1994)** identificaron y descubrieron la evolución de los flujos de las parcelas de aire en un ciclón como “**Cintas Transportadoras (Conveyor Belts)**” de aire frío, aire cálido y una intrusión seca (dry intrusion). Estos estudios de caso han contribuido significativamente a la generación de modelos conceptuales tridimensionales de Ciclones Extratropicales que proporcionan un marco para comprender su evolución dinámica.

En la atmósfera nunca un ciclón es igual que otro, con lo que diferentes modelos conceptuales se pueden utilizar complementándose unos con otros para entender los procesos que ocurren en cada ciclón. Cada caso se ajustará más a un modelo conceptual o a otro. En línea con lo explicado anteriormente se enumeran modelos conceptuales de Ciclones Extratropicales que son usados ampliamente en la actualidad:

- **El Modelo Noruego de Ciclones de 1919.** Fue el primer modelo conceptual para los Ciclones Extratropicales, gran parte de la terminología que se introdujo con este modelo se sigue utilizando hoy en día. Sigue siendo útil para describir los procesos que ocurren a nivel de superficie de manera simple.
- **Modelo de Corrientes en chorro, máximas de corrientes en chorro y 4 cuadrantes de Uccellini (1990).** Describe las circulaciones directas e indirectas en los Jet Streaks y sus efectos en la ciclogénesis, frontogénesis y frontólisis.
- **El modelo de Shapiro-Keyser de 1990.** La diferencia más importante introducida con este modelo, fue la diferente comprensión de la formación de los “frentes ocluidos” en la fase de madurez de los ciclones. Mientras que en el Modelo Noruego el frente frío alcanza al frente cálido (catch-up) para formar el frente ocluido. Según el modelo de Shapiro-Keyser (S-K) en el centro del ciclón se produce un enrollamiento (wrap-up) de las diferentes masas de aire para formar los que se conoce como “seclusión cálida”.
- **La teoría de Cintas Transportadoras.** El primer modelo conceptual basado en esta teoría fue presentado por Carlson en 1980 aunque partes de este modelo fueron desarrolladas anteriormente por Harold (1973), modificado más tarde por Young et al (1987) y resumido por Browning (1999). La teoría de Cintas Transportadoras es una manera de visualizar en 3 dimensiones el flujo de aire involucrado en los sistemas atmosféricos.

Para entender de manera básica el proceso de ciclogénesis, a continuación, se explica comparando dos tipos de ciclones, uno que se ajusta al Modelo Noruego con otro del tipo Shapiro-Keyser (S-K). Estos dos tipos de ciclones al ser observados desde un satélite parecen muy similares, no presentan diferencias significativas en el patrón de nubes durante su ciclo de vida. Sin embargo, muchos ciclones S-K muestran una rápida profundización de la baja presión en superficie durante su fase de desarrollo pudiendo ser clasificada, su génesis, como “Ciclogénesis Explosiva”.

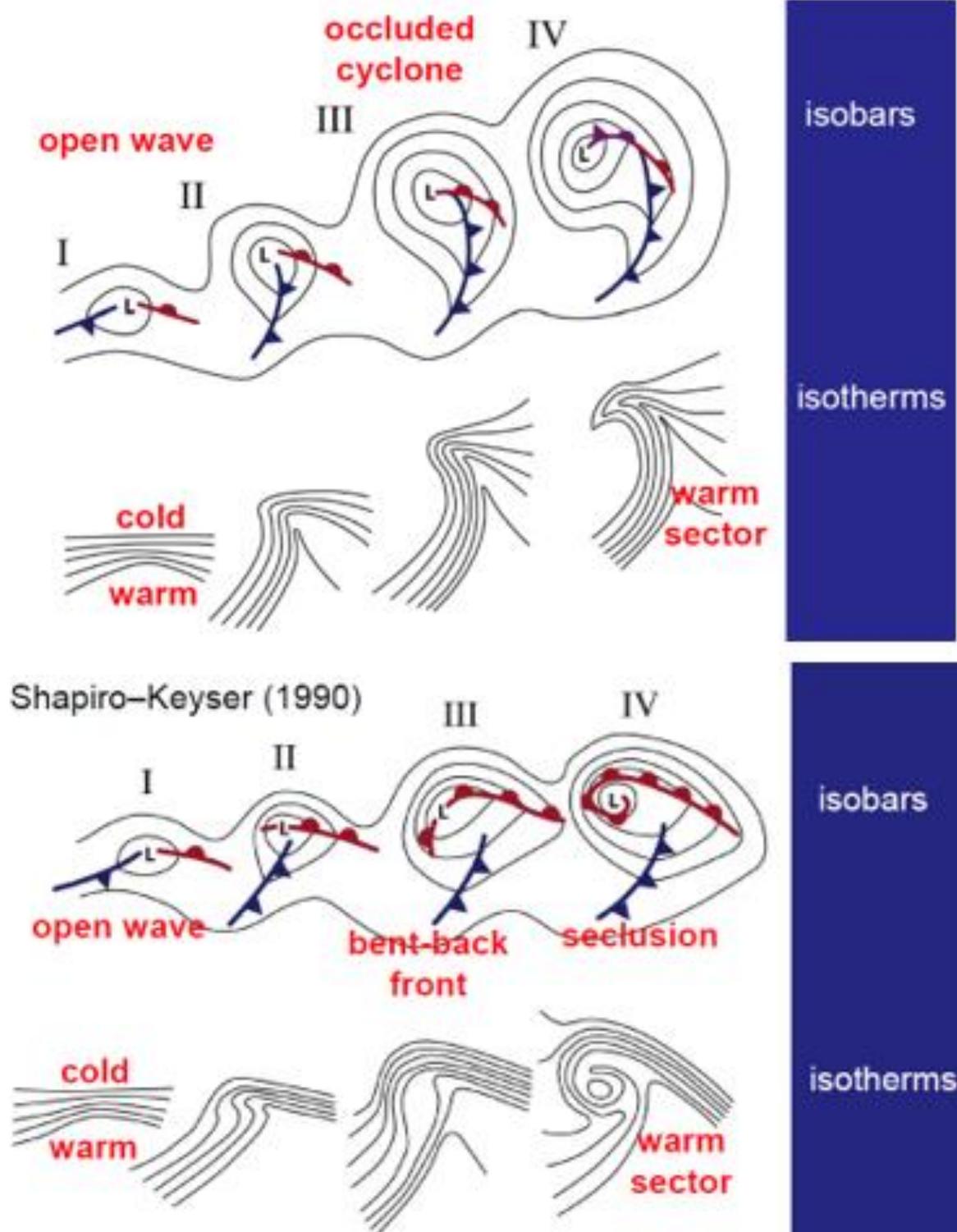


Ilustración 82. Esquema de las fases de un ciclón, evolución de las isobaras e isotermas; **Arriba:** Modelo Noruego; **Abajo:** Shapiro-Keyser.

Fuente: [34] Schultz, D. M., & Vaughan, G. (2011). Occluded fronts and the occlusion process: A fresh look at conventional wisdom. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(4), 443-466. doi:10.1175/2010BAMS3057.1

Según ambos modelos en el desarrollo de un ciclón, tras un “estado inicial”, se distinguen cuatro fases: onda en desarrollo (I), intensificación (II), madurez (III) y disipación (IV). La mayor diferenciación entre ambos modelos se da durante las fases de intensificación (II) y madurez (III), siendo durante las demás fases similares. **Según el Modelo Noruego**, en el desarrollo e intensificación del ciclón existe un Frente Frío que avanza más rápido por detrás de un Frente Cálido, en el movimiento ciclónico, el Frente Frío alcanza al Cálido, llegando a fundirse los dos desde el centro de la baja para formar un Frente Ocluido. **Según el modelo S-K**, durante las fases de intensificación y madurez, en lugar del Frente Frío alcanzar al cálido para fundirse progresivamente (oclusión del Modelo Noruego), en su lugar, se produce una fractura del Frente Frío que en las imágenes satelitales se observa como una discontinuidad sin nubes o con menor densidad de nubes entre el frente frío y el centro del ciclón. Durante la fase de madurez, en el centro del ciclón donde se esperaría que empiece a formarse la oclusión según el modelo noruego, en su lugar, se forma una intrusión de la masa de aire cálido del frente cálido, rodeada por el aire frío y se forma el “bent-back front” con el aire frío envolviendo al núcleo cálido, este proceso se conoce como “seclusión cálida”.

(j). Estado Inicial. En una zona baroclínica preexistente (p. ej. el Frente Polar) el aire frío por el lado polar y cálido por el otro lado se mueve paralelo al frente (frente estacionario); no hay advección de temperatura. Se produce una perturbación en el frente (p.ej. inducida por una vaguada en altura, por la topografía...), lo que provoca que se desarrolle un patrón de ondas.

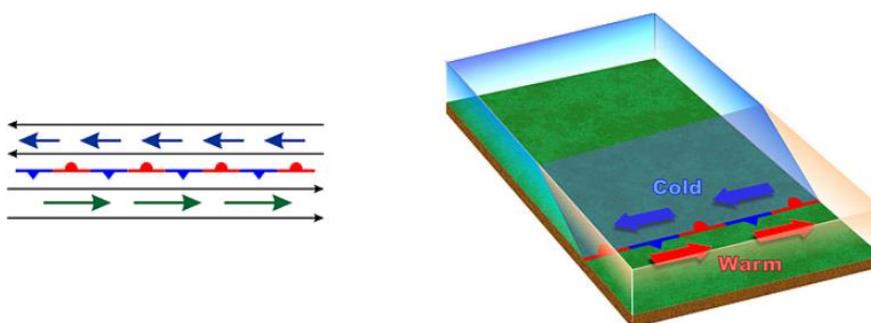


Ilustración 83. Fase Inicial.

Fuente: https://resources.eumetrain.org/data/5/569/media/images/chap2_initial.jpg

(I). Onda en desarrollo.

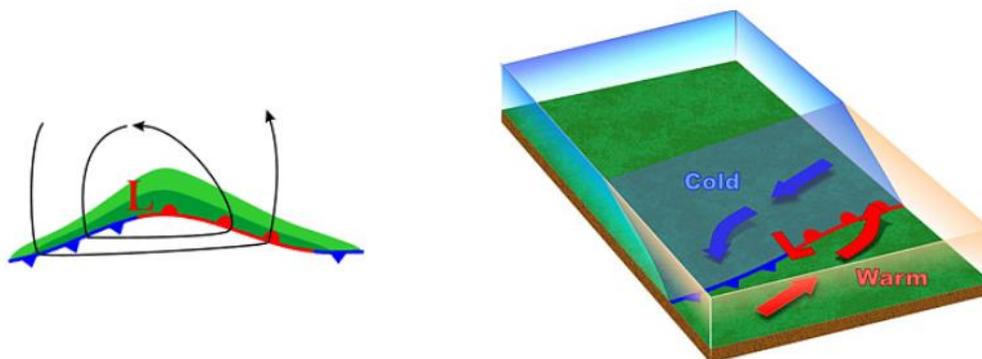


Ilustración 84. Fase de Onda en Desarrollo. Se forman el frente frío y el frente cálido.

Fuente: EUMetrain

Bajo las condiciones adecuadas una onda frontal empezará a formarse en el frente (p.ej. por advección de vorticidad cuando una vaguada en altura se mueve sobre el frente). Una baja presión, en la unión entre los dos frentes, empieza a formar una circulación ciclónica. El Frente que antes se encontraba estacionario se organiza en un Frente Frío que empuja hacia el sur forzando al aire cálido que le precede a elevarse y un Frente Cálido que empuja hacia el norte (movimiento ciclónico descrito para el Hemisferio Norte). Comienza a haber advección de aire frío hacia el sur y cálida al norte. Comienzan a desarrollarse las precipitaciones, siendo más intensas en las zonas sombreadas en verde de las ilustraciones.

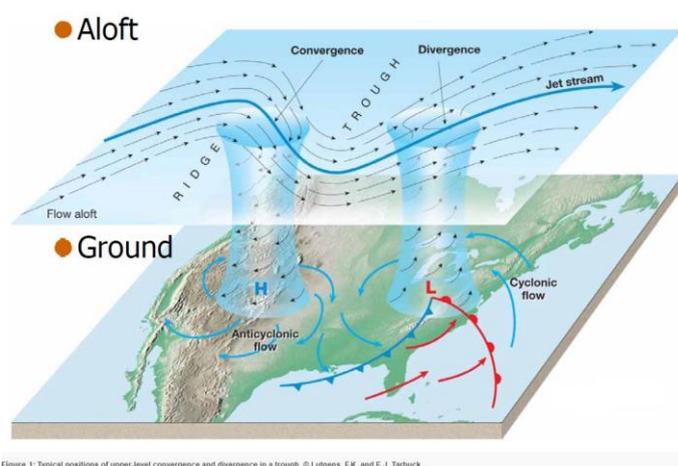


Figure 1: Typical positions of upper-level convergence and divergence in a trough. © Lutgens, F.K. and E.J. Tarbuck

Ilustración 85. Posiciones típicas de la convergencia y divergencia de una vaguada en altura.

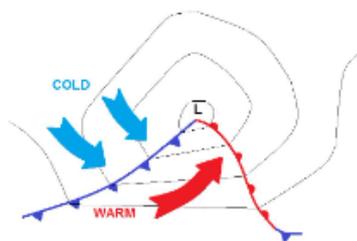
Fuente: EuMETrain

En el lado oriental de la vaguada, la divergencia en altura causa convergencia en superficie y así se inicia la ciclogénesis cuando se posiciona con un frente en superficie.

El sistema de baja presión se mueve en el flujo de los vientos en altura, con un movimiento típico hacia el E, ENE (hemisferio norte) E, ESE (Hemisferio Sur) mientras progresivamente va evolucionando a la fase de madurez de 12 a 24 horas después de la fase incipiente.

(II) Fase de Intensificación.

Intensification stage: Norwegian cyclone



Intensification stage: Shapiro-Keyser cyclone

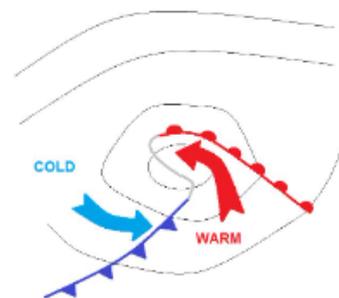


Ilustración 86. Fase de intensificación según modelo Noruego a la izquierda y S-K a la derecha.

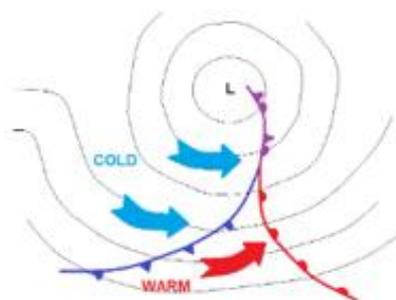
Fuente: EUMeTrain

Según Modelo Noruego: Según la onda se intensifica los frentes se organizan mejor, normalmente definidos por un gradiente de temperatura más acentuado y el cambio en la dirección del viento. El incremento del gradiente de presión conlleva a vientos más fuertes con lo que también aumenta la advección cálida y fría.

Shapiro-Keyser: Después que se ha formado la onda el aire caliente continúa sobresaliéndose hacia el norte y empieza a rellenar el centro de la baja en profundización. El aire frío se mueve rápidamente hacia el SE y el Frente Frío se desprende del Frente Cálido (fractura frontal fría, cold frontal fracture). En realidad, los frentes siguen conectados por una masa de aire inactiva que no se suele dibujar en las cartas sinópticas (línea gris de la siguiente ilustración).

(III) Fase de Madurez.

Maturity stage: Norwegian cyclone



Maturity stage: Shapiro-Keyser cyclone

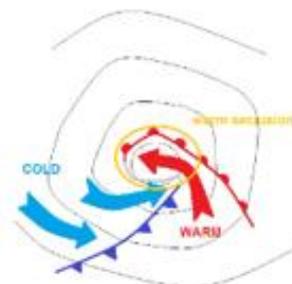


Ilustración 87. Fase de Madurez. **A la izquierda:** Oclusión según el Modelo Noruego; **A la derecha:** Seclusión cálida según S-K.

Fuente: EUMeTrain

Según Modelo Noruego: La baja presión alcanza su valor mínimo de presión y el eje de la baja presión se sitúa en la vertical, es decir, se alinea la baja en superficie con la baja en altura.

El Frente Frío en su movimiento más veloz empieza alcanzar (“catch up”) al frente cálido y como una cremallera, se empieza a cerrar desde el centro de la baja, va formando una oclusión. Según se va formando la oclusión el aire contenido en el sector cálido es elevado a altos niveles, en ocasiones produciendo gran cantidad de lluvias.

El punto de intersección entre los frentes frío, cálido y ocluido se denomina “punto triple”. En ocasiones se puede formar una “baja secundaria” en el punto triple.

Según Shapiro-Keyser: Según S-K, en la fase de madurez no se forma una oclusión, sino que, en su lugar, una masa de aire circundante delimita al “núcleo cálido” del aire frío en el nordeste, mostrando similitudes con un frente cálido. De hecho, donde se dibujaría la oclusión según el Modelo Noruego, en su lugar se dibuja un Frente Cálido doblado hacia atrás (i.e. un “bent-back front”). Según algunos estudios, el “bent-back front” en vez de un frente cálido, se considera un frente ocluido.

Durante la fase de madurez, el aire frío que va detrás del Frente Frío empieza a enrollarse (wrap-up) alrededor del “núcleo cálido” del ciclón y forma una “seclusión cálida”. El Frente Frío se acerca sucesivamente al Frente Cálido formando el clásico patrón en T que se observa a menudo en los ciclones S-K.

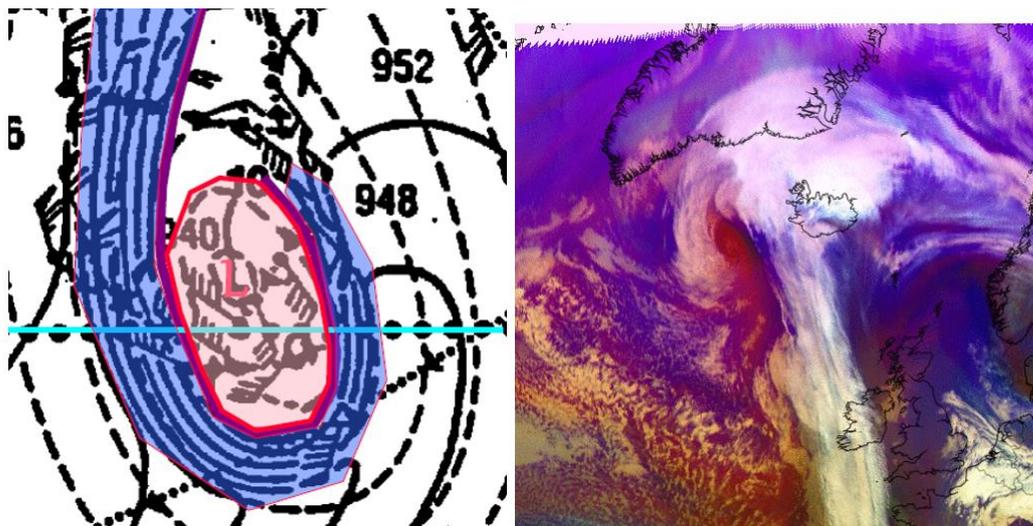
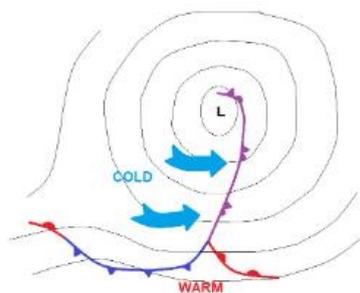


Ilustración 88. A la izquierda: Detalle de la “Seclusión Cálida”. El centro de la Baja está marcado con una L. La línea morada es el “Bent-Back front” casi rodeando al centro. La zona sombreada de azul es la zona frontal. La zona sombreada de rojo es el embolsamiento de aire caliente “warm pocket” de la “seclusión cálida”. A la derecha: Imagen satelital de una ciclogénesis explosiva tipo S-K en la fase de Madurez, se observa el patrón en T.

Fuente: EuMETrain

(IV) Fase de Disipación.

Dissipating stage: Norwegian cyclone



Dissipating stage: Shapiro-Keyser cyclone

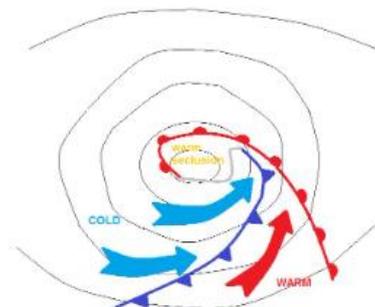


Ilustración 89. Fase de Disipación.

Fuente: EuMETrain

Según el modelo noruego: El sistema de baja presión se empieza rellenar, la presión incrementa. El aire del sector cálido se ha elevado a niveles altos y se enrolla alrededor del centro de la baja (ver teoría de cintas transportadoras). Esto conlleva una disminución del gradiente de temperatura. En este tipo de bajas, el centro siempre permanece dentro de una masa de aire frío (núcleo frío).

En algunos casos, la vaguada de alto nivel se desprende (“cut-off”) de la corriente en chorro y el ciclón en su fase de disipación se mueve hacia el sur. Debido a la fricción, la baja

en superficie se rellena rápidamente y permanece una región fría en niveles altos. Este proceso puede dar lugar a la formación de una DANA (Depresión en Altos Niveles de la Atmósfera) (“cut-off low”).

Según Shapiro-Keyser: En imágenes satelitales, la fase de disipación parece similar al modelo noruego. La seclusión cálida se desacopla del sector cálido mientras aire frío de atrás del frente frío se enrolla alrededor del núcleo cálido del ciclón.

Cuando el aire frío se enrolla alrededor del núcleo cálido, la situación final es similar a la del ciclón tipo modelo noruego, en que el frente frío se funde con el cálido y forman una oclusión.

Mientras que los ciclones del modelo noruego tienen un núcleo frío con una banda de oclusión, los ciclones S-K tienen un núcleo cálido con aire frío que se enrolla alrededor de él.

Los ciclones S-K se observan más frecuentemente sobre los océanos. Suelen mostrar un fuerte desarrollo y rápida profundización de la baja en superficie, usualmente cumplen el criterio de “ciclogénesis explosiva”.

En los párrafos a continuación se muestran imágenes satelitales en el canal infrarrojos (IR) con parámetros de NWP (Numerical Weather Prediction) de dos ciclones de ambos tipos (modelo noruego a la izquierda y S-K a la derecha) en sus fases I-IV.

Durante la fase de Desarrollo de la Onda (I), la principal diferencia entre estos dos tipos de ciclones se encuentra en el flujo de fondo en altos niveles de la atmósfera. En el flujo en 500 hPa, para el modelo noruego se observa una ligera difluencia y para S-K una marcada confluencia. Schultz et al. (1998) demostró que ambos tipos de desarrollo son provocados por una diferente configuración del flujo de fondo. Demostraron que los ciclones S-K son más frecuentes cuando se da un flujo confluyente en los niveles altos, mientras que los del modelo noruego son más frecuentes en un flujo difluente (este flujo se da en las regiones de salida del chorro polar). Cuando una baja llega en una dorsal difluente con gran amplitud, la baja se estira meridionalmente, lo cual resulta en el desarrollo de un fuerte y meridional frente frío y un frente cálido más débil. Este desarrollo es típico en los ciclones que se dan en el Atlántico Nororiental, donde se suele encontrar la región de salida del jet polar. El caso contrario suele ocurrir en el Atlántico Noroccidental donde se suele encontrar la región de entrada del jet polar y, por tanto, los sistemas de bajas presiones suelen llegar en un flujo zonal confluyente con poca amplitud, el sistema de baja presión se alarga zonalmente, resultando en un frente cálido zonal y un frente frío débil. En estas condiciones el ciclón se desarrollará según el modelo de S-K.

En superficie y en las imágenes IR no hay mucha diferencia entre los dos tipos durante esta fase. Las mayores diferencias se observan durante las fases de Intensificación (III) y Madurez (IV).

I. Desarrollo de la onda. Flujo en 500 hPa durante la fase (I).

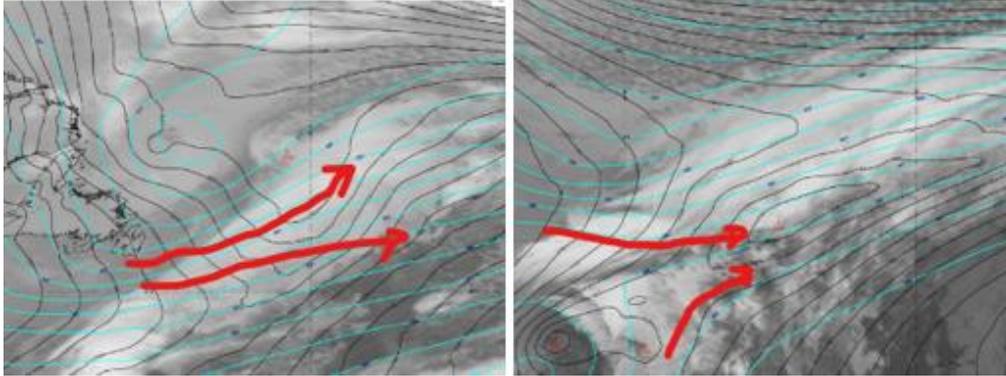
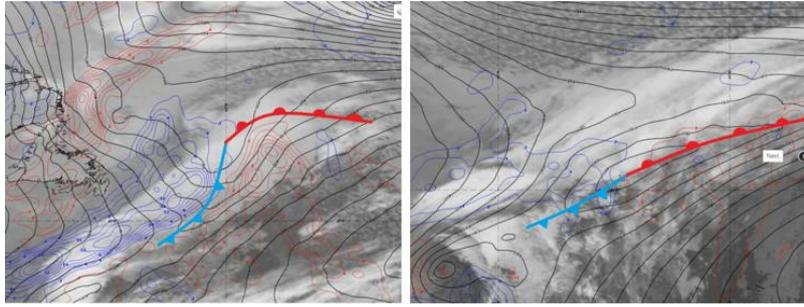


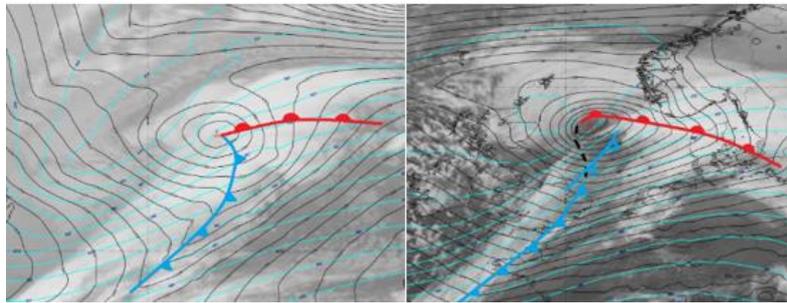
Ilustración 90. Flujo de fondo en 500hPa en la fase de desarrollo. Presión en superficie (líneas negras). Geopotencial 500 hPa (cyan).

Fuente: EuMETrain, adaptada por el autor.

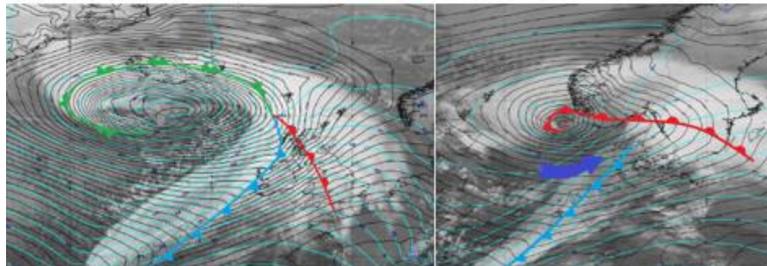
I. Desarrollo de la onda



II. Intensificación



III. Madurez



IV. Disipación

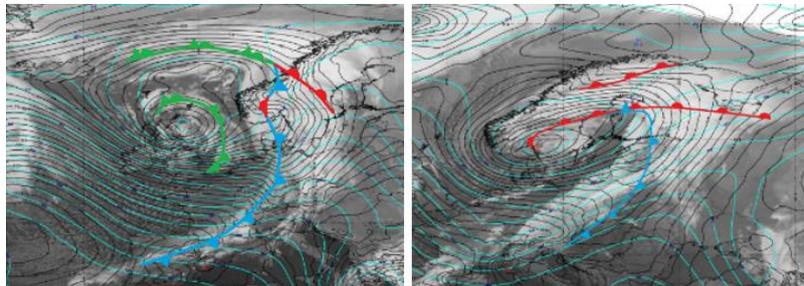


Ilustración 91. *A la izquierda:* Evolución del ciclón extratropical según modelo noruego. *A la derecha:* ciclón tipo S-K; Presión en superficie (líneas negras), Geopotencial 500hPa (líneas azules).

Fuente: EuMETrain

MODELO DE CINTAS TRANSPORTADORAS. El modelo de cintas transportadoras, al igual que el modelo noruego, nos permite considerar las masas de aire de un ciclón en la superficie, pero en tres dimensiones [34].

Carlson (1980) definió tres tipos de cintas transportadoras:

1. Cinta Transportadora Cálida (CTC). Se genera por el aire que se eleva desde sector cálido.

La mayoría de este aire cálido, cuando el ciclón es joven, se eleva sobre el frente cálido, gira hacia la derecha (anticiclónicamente), y viaja corriente abajo (ver ilustraciones siguientes). Según el ciclón se va profundizando una porción de la CTC es dirigida ciclónicamente alrededor del centro de la baja. Esta porción de la CTC se le llama "Trough of Warm Air Aloft in the occluded front).

La intensificación del giro ciclónico de la CTC normalmente se asocia con la intensificación de la vaguada en altura.

La CTC, normalmente lleva aire cálido hacia el polo y es la masa de aire caliente y húmeda que sube arriba del frente cálido. La nubosidad y precipitación dentro de la región ciclónica está mayormente relacionada con el aire húmedo que se eleva en la CTC.

2. Cinta transportadora fría (CTF). Es una corriente de aire frío que se origina en un anticiclón hacia el polo y al este del centro de la baja. Inicialmente fluye hacia el oeste, paralela al lado frío del frente cálido, y luego en la punta de los frentes asciende y gira en sentido antihorario para formar parte de flujo del oeste en altura. En el modelo noruego y en el de S-K, durante las fases III y IV, la CTF es la corriente de aire frío que se enrolla alrededor del centro de la baja y hace que se separe el centro de la baja, del sector cálido.
3. Cinta Transportadora Seca (CTS) o Intrusión Seca ("Dry Intrusion"). Es una corriente de aire seco descendente que se genera en altos niveles, por las circulaciones secundarias de la corriente en chorro. La CTS desciende por el lado oeste de la vaguada en altura, parte de ella fluye hacia arriba sobre los frentes cálidos/ocuidos y otra parte fluye detrás del frente frío de la superficie. La CTS es importante para mantener un fuerte contraste de temperatura en el frente frío suministrando aire seco, frío y descendente detrás de la superficie del frente frío, que luego puede ascender alrededor del centro del ciclón.

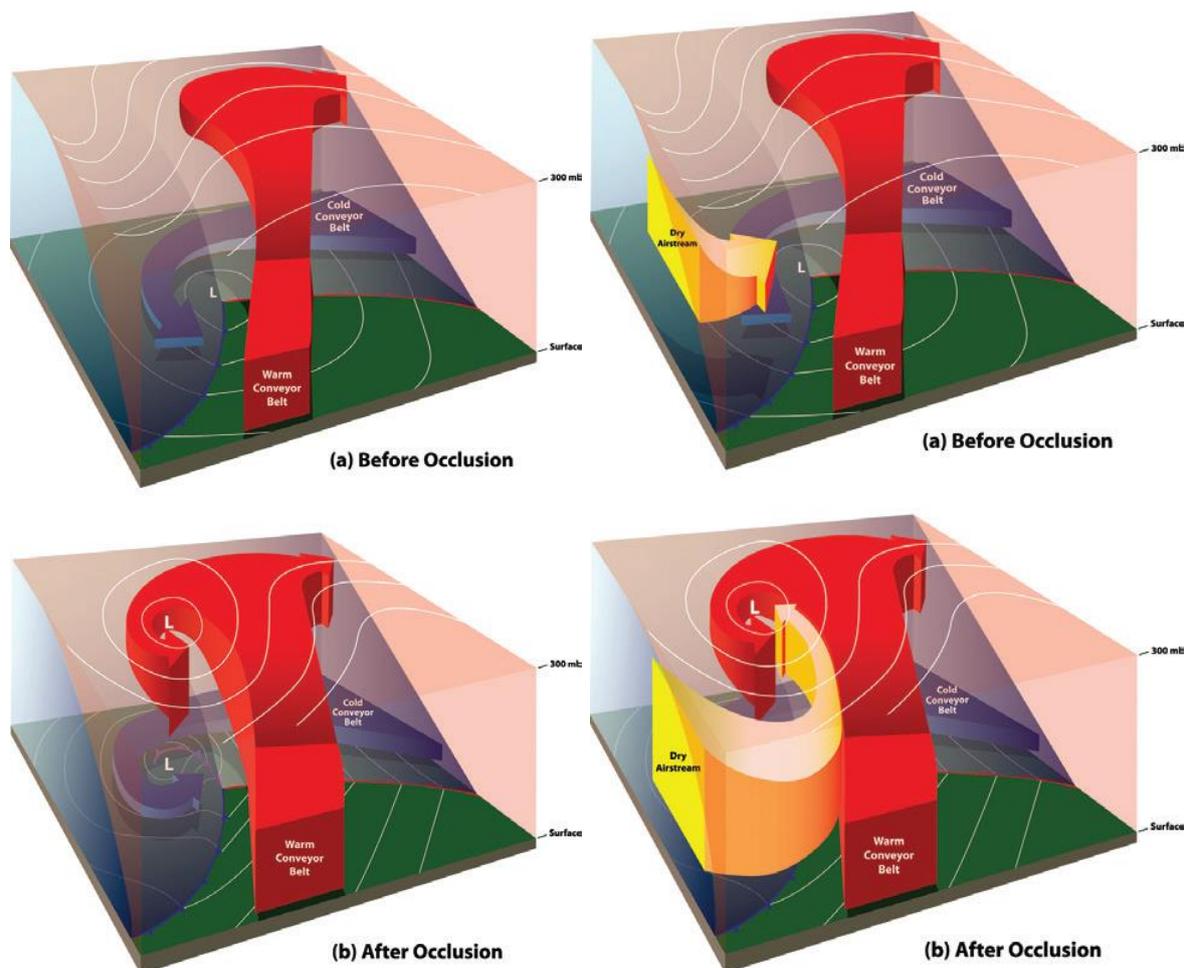


Ilustración 92. Representación esquemática del modelo ciclónico de Cintas Transportadoras, a la izquierda se muestra sin la CTS (amarilla) para poder observar mejor la trayectoria de la CTF.

Fuente: [34] Schultz, D. M., & Vaughan, G. (2011). Occluded fronts and the occlusion process: A fresh look at conventional wisdom. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(4), 443-466. doi:10.1175/2010BAMS3057.1

El modelo de cintas transportadoras resalta procesos atmosféricos importantes que pueden constituir una ventaja a la hora de preparar un pronóstico. Por ejemplo, se pueden aprovechar para identificar patrones generales de temperatura, definir la extensión del manto nuboso, predecir el retorno de aire húmedo, evaluar la estabilidad, predecir las ráfagas, localizar la ciclogénesis y comprender la estructura tridimensional de la atmósfera

CLIMATOLOGÍA. Los CE son una característica dominante en el clima de las latitudes medias. Constituyen una parte vital para la circulación atmosférica general y también son un resultado de la misma. Pueden ocurrir en cualquier parte de las regiones extratropicales y durante todo el año (aunque son más frecuentes y, en promedio, más fuertes a finales de otoño/invierno).

Normalmente los CEs existen durante aproximadamente de 3 a 10 días y en su ciclo de vida se mueven hacia el E – ENE.

Los CEs raramente son estacionarios y generalmente viajan a unos 16kns en verano y aproximadamente 27kn en invierno. Esto es debido a que el chorro polar es más fuerte en invierno debido al mayor gradiente meridional de temperatura.

Su movimiento está influenciado por la orientación del chorro polar. Analizando el flujo de vientos en 500 hPa se puede predecir su dirección de movimiento.

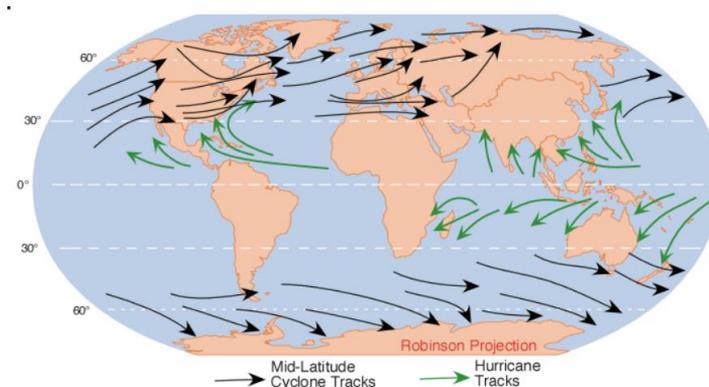


Figure 7s-2: Typical paths of mid-latitude cyclones are represented by black arrows. This image also shows the typical paths traveled by subtropical **hurricanes** (green arrows).

Ilustración 93. Trayectorias típicas de los CEs (flechas negras) y trayectoria típica de huracanes (flechas verdes).

Fuente: Pidwirny, M. (2006) *Fundamentals of Physical Geography. 2nd Edition. Online E-Book.*
<http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8j.html>

A continuación, se muestra una imagen donde se observa la densidad de CEs promediada sobre 42 años entre 1979-2020 según un estudio reciente realizado por Lodise J. et al. (2022). En el Atlántico Norte la mayor densidad se puede observar justo al sudeste de Groenlandia, lo cual coincide con un punto caliente de ECs conocido. También se observa es la estela de la densidad de ciclones afuera de la costa de Estados Unidos, el área donde se forman los “nor’easters”, que son los ciclones que viajan hacia el NE recorriendo la costa este de los EEUU. Una región similar de alta actividad de ECs es evidente en el Pacífico Noroccidental afuera de la costa de japon, con la mayoría de trayectorias entre 35-60°.

La distribución de la masa terrestre en el Atlántico Norte permite que los CEs existan más al norte (latitudes 60-72°) que en el Océano Pacífico.

El Océano Antártico con menor presencia de masa terrestre, muestra una banda circumpolar de alta densidad de CEs a través de todas las longitudes entre 50° y 65-70°S, la

densidad en cualquier longitud en particular depende de la extensión geográfica de la Antártica. Se observa una región de alta densidad al sur de Australia.

El Océano Antártico muestra una actividad mucho mayor que el Hemisferio Norte, teniendo aproximadamente el doble de CEs que en todo el Hemisferio Norte. Según un estudio publicado recientemente en la revista *Proceedings of the National Academy of Sciences PNAS* (Tiffany A. Shaw, et al. 2022), se ha demostrado que el hecho de que el Hemisferio Sur sea más tormentoso se debe principalmente a dos factores: la topografía y a la circulación oceánica [36]. Más específicamente, la circulación oceánica transporta energía desde el sur al hemisferio norte creando un mayor desequilibrio ecuador-polo en el flujo de energía. La distribución de la topografía por su parte hace que en el sur las corrientes en chorro sean más fuertes [36].

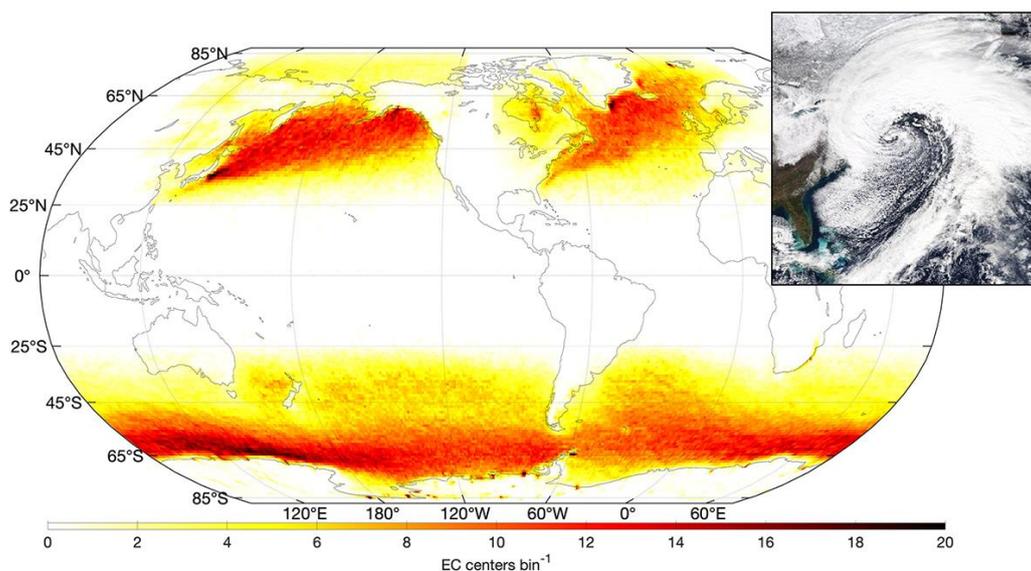


Ilustración 94. Promedio anual Densidad de CEs sobre 42 años, calculado como el número de centros de ciclones extratropicales por año en cada recuadro de $1^\circ \times 1^\circ$.

Fuente: [35] Lodise, J., Merrifield, S., Collins, C., Rogowski, P., Behrens, J., & Terrill, E. (2022). Global climatology of extratropical cyclones from a new tracking approach and associated wave heights from satellite radar altimeter. *Journal of Geophysical Research*

INFLUENCIA EN EL TIEMPO ATMOSFÉRICO. Los mayores peligros asociados con Ciclones Extratropicales son vientos fuertes y precipitaciones (lluvia y nieve). Las precipitaciones ocurren principalmente a lo largo de los frentes y en promedio, no son relativamente intensas en comparación con la que se desarrollan en Ciclones Tropicales y tormentas convectivas (Frame et al., 2017).

A continuación, se explica cómo se observaría según un patrón general los cambios de viento, presión, nubosidad y temperatura, al pasar un CE con sus frentes asociados.

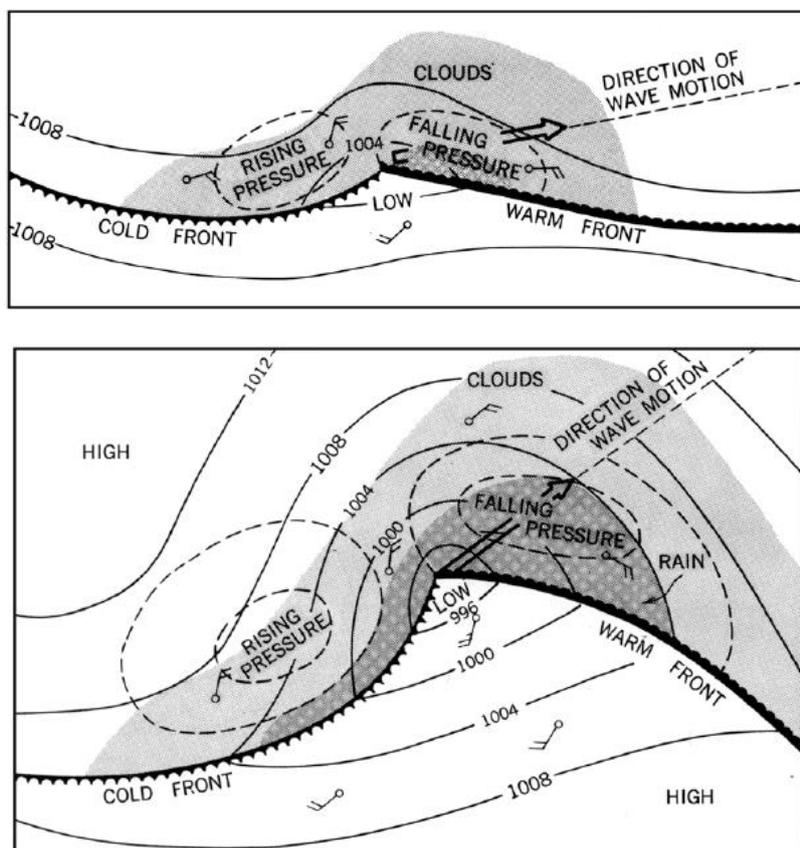


Ilustración 95. Arriba, onda frontal en fase inicial y abajo, onda frontal desarrollada.

Fuente: [37] NATHANIEL BOWDITCH, L. D., & NATIONAL GEOSPATIAL-INTELLIGENCE AGENCY. (2019). Pub. no. 9, AMERICAN PRACTICAL NAVIGATOR volume I (2019th ed.). Springfield, Virginia: NATIONAL GEOSPATIAL-INTELLIGENCE AGENCY. doi:NSN 7642014014652

En la fase inicial los efectos de cambio del tiempo no están tan definidos, pero según la onda se va desarrollando, los cambios de tiempo llegan a ser más pronunciados. Según la onda frontal va profundizándose, su amplitud aumenta y su velocidad de propagación generalmente disminuye. Los CEs tienden a moverse en la dirección de la circulación general, que en latitudes templadas normalmente es con dirección ENE. El tiempo observado al paso de un ciclón dependerá de la posición relativa del observador con respecto a la trayectoria del CE, para el caso supuesto, el observador estaría situado al sur de la trayectoria del CE:

- **Antes de la llegada de una onda.** Un indicativo de que se aproxima una onda frontal, es la bajada de presión que nos marcaría el barómetro. En una onda bien desarrollada y que se mueve despacio, el barómetro debe empezar a caer varios días antes de que la onda llegue. La **tendencia barométrica**, sirve de ayuda para predecir la aproximación del sistema de bajas presiones.
- **Al pasar el frente cálido.** En su movimiento, el aire cálido que reemplaza al frío avanzando con el frente cálido, al ser menos denso, tiende a ascender sobre el aire frío que está reemplazando creando una superficie frontal inclinada hacia el aire frío (es decir hacia adelante). En parte, a causa de reemplazar aire frío y denso por aire cálido y ligero, la presión disminuye. Cuando la inclinación del frente no es muy vertical, la parte superior del frente cálido puede estar muchas millas por delante del frente en superficie, lo que puede hacer descender la presión barométrica varios días antes de que la onda frontal llegue.

Tras el paso de la zona frontal cálida, la temperatura se eleva, el viento rola en sentido horario (de SE, S a OSO en Hemisferio Norte), y las lluvias constantes paran. Puede caer llovizna de nubes bajas tipo estratos, o puede haber niebla por un periodo de tiempo después de cambiar el viento.

Además del descenso de presión barométrica, normalmente el paso de un frente cálido bien desarrollado está asociado con un **patrón de nubes** más o menos regular. Primeramente, suelen aparecer cirrus que dan paso a cirrostratos, altoestratos, altocúmulos y nimbostratos.

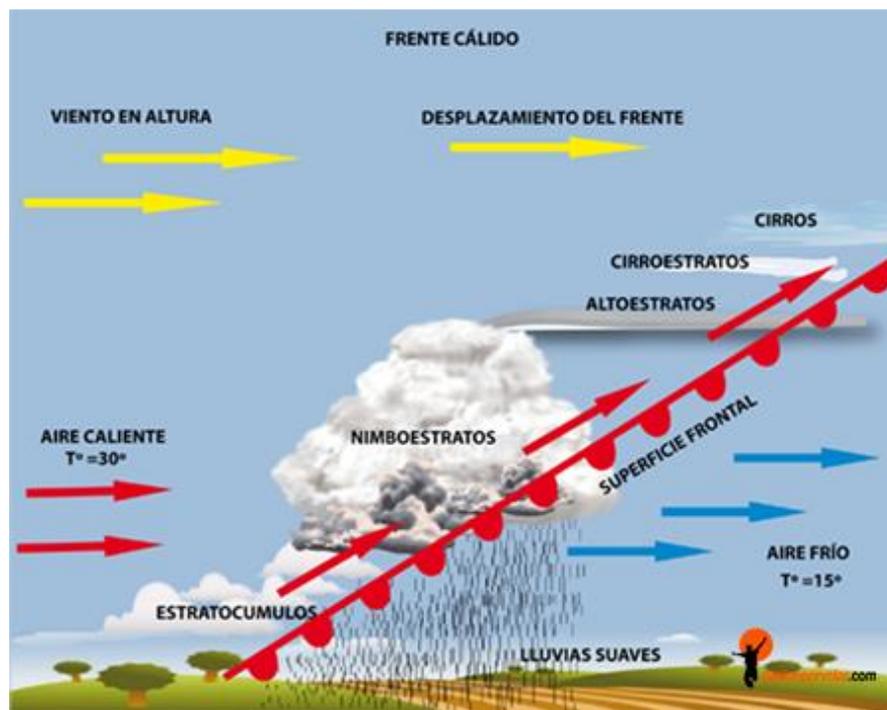


Ilustración 96. Secuencia de nubes y tiempo al paso de un Frente Cálido. La presión descende y el viento rola de SE, S a OSO.

Fuente: Curso Meteorología, <https://www.canaltiempo21.com/>

- **Durante el paso por el sector cálido** (entre el frente cálido y el frente frío), hay pequeños cambios en la temperatura o la presión. Sin embargo, si la onda está aún en fase de intensificación y profundización, la presión puede ir bajando despacio. En el sector cálido los cielos son generalmente claros o parcialmente nublados, con nubes tipo cúmulo y estratocúmulos. El aire cálido está normalmente húmedo y puede formar neblina o niebla.
- **Al pasar el frente frío.** El aire frío, más denso, en su avance con el frente frío va por debajo del aire caliente, forzándolo a ascender. La inclinación de la zona frontal fría es tal, que la parte más alta del frente frío está detrás del frente en superficie en relación a su movimiento. Una vez que ha pasado un frente frío, la presión barométrica aumenta.

Cuando pasa el frente frío, el viento rola en sentido de las agujas del reloj (de OSO a NO en Hemisferio Norte), la temperatura cae rápidamente, y suele haber breves y a veces violentas tormentas con chubascos frecuentemente acompañada por rayos y truenos. Las nubes suelen ser de tipo convectivo. Un frente frío normalmente coincide con una línea bien definida de cambio de

viento. En la mar, una serie de breves chubascos acompañados de fuertes y cambiantes vientos pueden ocurrir paralelas a lo largo del frente frío o a algo de distancia (hasta 200 millas) por delante del frente frío. A estos aumentos repentinos de viento, con tempestades y lluvias se le suele llamar turbonada, y a la línea que se suele formar, línea de turbonada.

Debido a la mayor verticalidad del frente frío, el tiempo asociado, pasa más rápido que en el frente cálido. Tras el paso de un frente frío, la presión se eleva, a veces rápidamente, la visibilidad mejora, y la nubosidad disminuye. El aire cálido y brumoso del sector cálido es reemplazado por aire claro, fresco y frío.

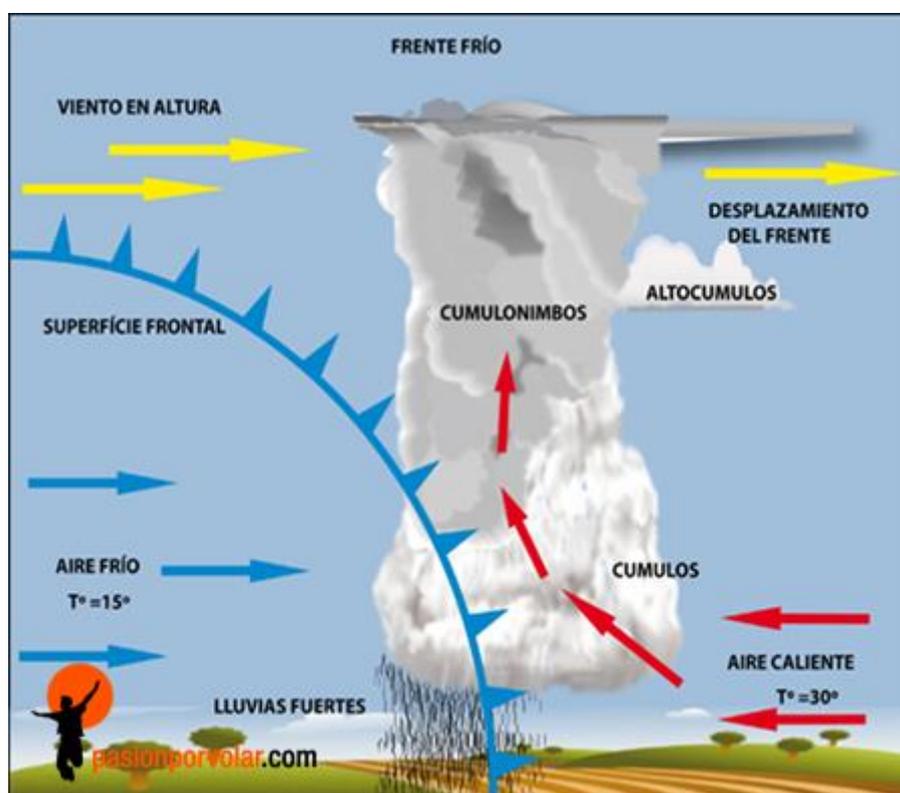


Ilustración 97. Secuencia de tiempo y nubosidad

Fuente: Curso Meteorología, <https://www.canaltiempo21.com/>

Las nubes asociadas a frentes cálidos suelen ser de tipo estratiforme mientras que las de un frente frío suelen ser nubes de tipo convectivas (cúmulos y cumulonimbos). Esto se debe a que la inclinación de la zona frontal fría es mucho más inclinada y el forzamiento ascendente del aire cálido es mayor.

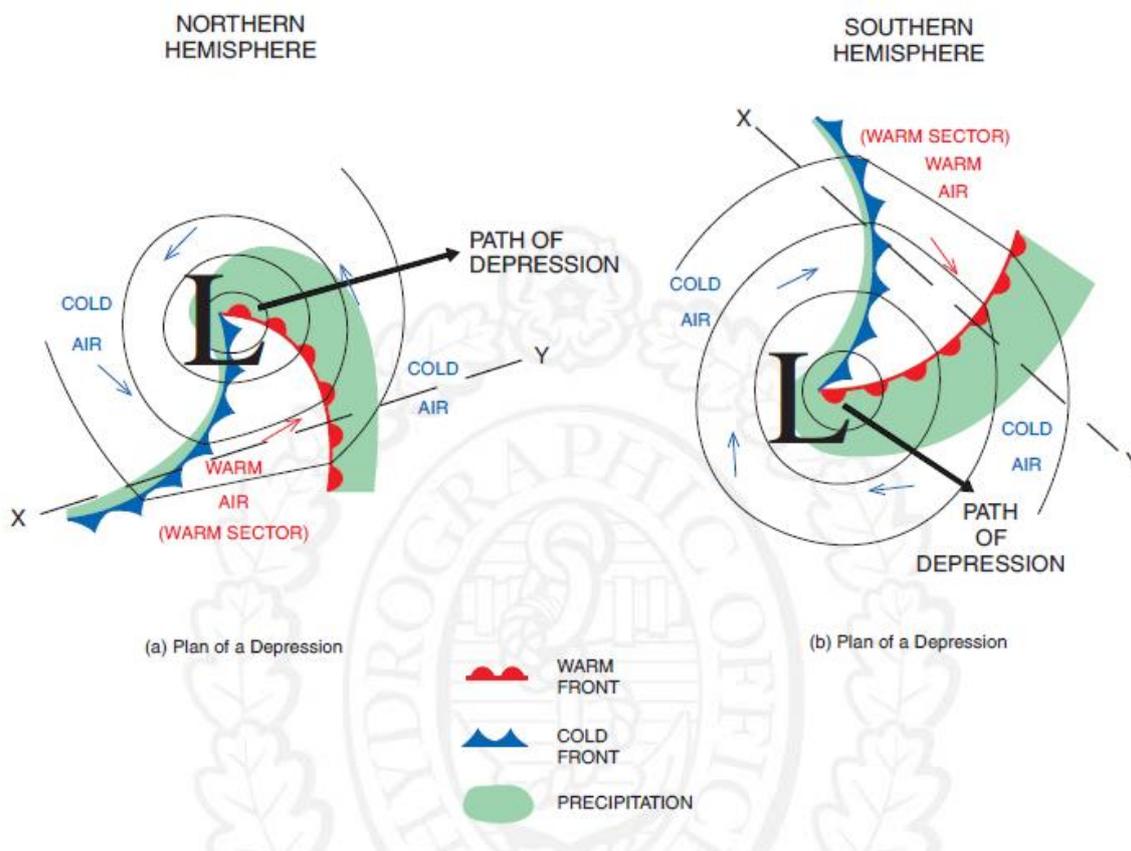


Ilustración 98. A la izquierda, en el hemisferio norte, patrón de vientos asociados frentes de un Ciclón Extratropical; a la derecha, en el hemisferio sur.

Fuente: Admiralty Mariner's Handbook (NP100)

Como se explicó anteriormente la secuencia del tiempo observada asociada con el paso de una baja depende de la ubicación del observador con respecto a la trayectoria del centro de la baja. En los párrafos anteriores se supone al observador situado en el lado más hacia el ecuador de la baja (al sur de la baja en el hemisferio norte).

Si el centro de la baja pasara al sur del observador, los bruscos cambios de tiempo asociados al paso de los frentes no se observarían. En su lugar, el cambio tiempo sería de manera mucho más gradual cambiando la dirección de viento del E por delante del sistema a NE. No obstante, cerca del centro de la baja, los vientos pueden amainar temporalmente a ligero y variable y luego cambiar bruscamente a vientos fuertes o de galerna según el centro de la baja se va alejando y la presión se eleva. A veces suele haber un largo periodo de lluvia continua con nubes bajas, especialmente cuando el centro de la baja pasa cerca. La secuencia exacta dependerá de la distancia al centro, la intensidad y la fase de evolución de la baja.

En los CE's grandes a veces puede desarrollarse una baja secundaria, como se explicó anteriormente en el "punto triple". La baja secundaria inicialmente se mueve con la depresión primaria, impulsada por la circulación, pero la baja secundaria puede profundizarse rápidamente para llegar a formar un sistema vigoroso y generar vientos fuertes o de galerna en localidades inesperadas. En algunos casos la baja primaria se rellena mientras la secundaria se intensifica.

En los estudios sobre ciclones marítimos que se intensifican explosivamente (ciclones tipo S-K), se halló que durante la fase de madurez (III), las precipitaciones y los vientos más fuertes suelen ocurrir en el lado frío del bent-back front, (en el ejemplo de las ilustraciones anteriores sería al oeste del centro), donde las isobaras tienen el mayor gradiente de presión.

Los vientos más fuertes del ciclón se suelen dar en la fase final (IV), cuando el "bent-back front" ha rodeado por completo al centro ("seclusión cálida"), se han observado bandas mesoescalares de vientos con fuerza de huracán en el lado frío de la "seclusión" (Browning 2004; Browning and Field 2004; Parton et al. 2009; Baker 2009). Estas bandas de vientos fuertes están asociadas con aire que desciende rápidamente con vientos fuertes y racheados cerca del final del "bent-back front". A este fenómeno característico, aunque no exclusivo, de los ciclones S-K se le llama "Sting-Jet, chorro en aguijón" o "cola venenosa de un ciclón" (Grønås 1995; Browning 2004; Schultz and Browning 2017).

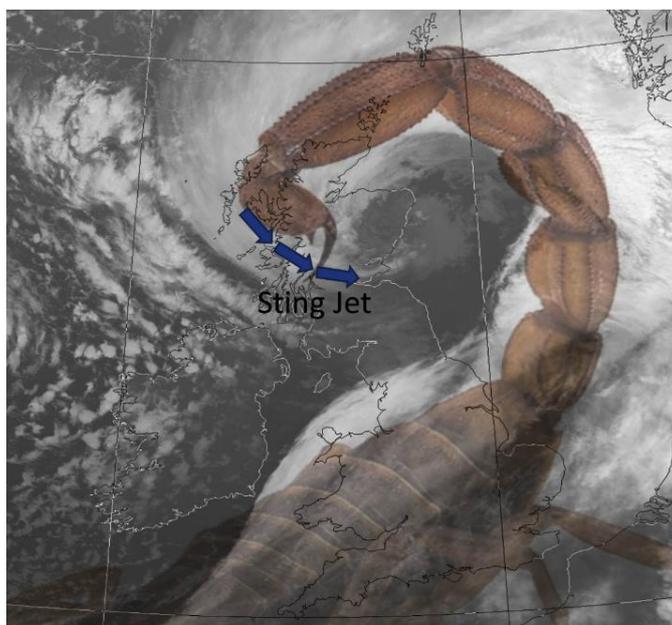
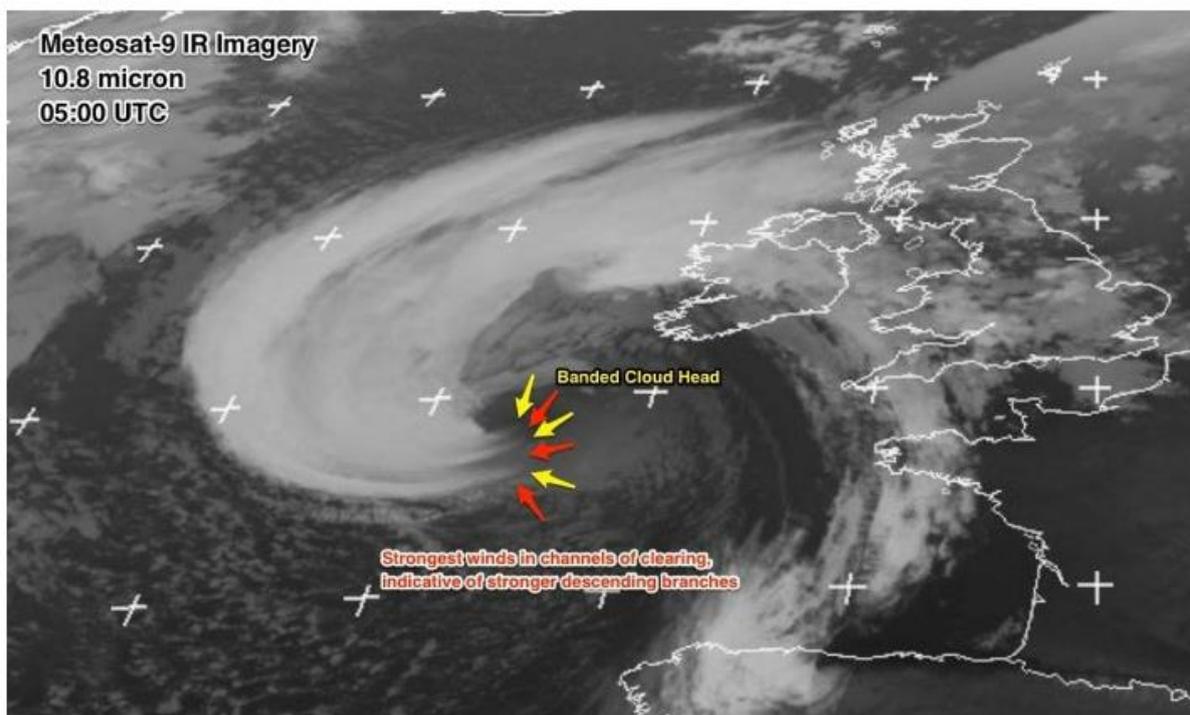


Ilustración 99. Imagen satelital del "Sting Jet", los vientos más peligrosos de un ciclón extratropical. Una vez completamente desarrollado el Sting Jet se reconoce en imágenes satelitales por la forma que adquiere la nubosidad que recuerda a la cola de un escorpión.

Fuentes: EuMETrain; <https://learnweather.com/>



Above: Banded cloud head on the nose of a Sting jet

Ilustración 100. Imagen satelital de las bandas mesoescales del "Sting Jet".

Fuente: <https://learnweather.com/>

El "Sting Jet" es una zona relativamente estrecha de vientos máximos muy potentes que se originan y descienden desde dentro de la cabeza de la nubosidad del ciclón en la ciclogénesis explosiva que se da en los Océanos Atlántico y Pacífico.

El Sting Jet se forma cuando la CTS o Intrusión Seca que transporta aire frío y seco se funde con la CTF, la humedad de la CTF se evapora rápidamente provocando que la CTS descendente se enfríe aún más y aumente mucho su densidad. El resultado es la aceleración de la corriente descendente, produciendo vientos intensos que descienden por la punta de la cabeza de nubosidad cuando esta se enrolla en el centro del ciclón, es decir, se producen vientos aún más intensos en la zona de vientos intensos del ciclón.

Los Sting Jets no se producen en todos los CEs profundos, es un fenómeno que no ocurre con mucha frecuencia. Según las observaciones, los Sting Jets tienen una longitud de entre 100-200 km y pueden producir vientos huracanados con periodos de corta duración, de alrededor de 4 horas, con rachas de hasta 90kn y en ocasiones más de 125kn causando extensos daños severos.

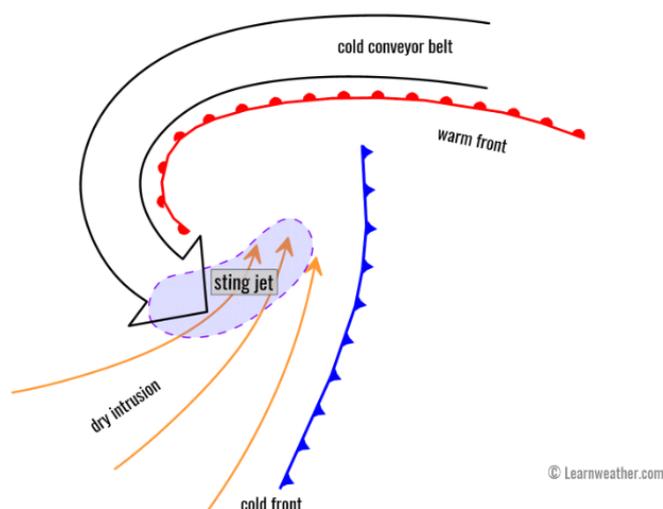


Ilustración 101. Representación esquemática de la formación del Sting Jet.

Fuente: <https://learnweather.com/>

Los Sting Jets son difíciles de predecir debido a que forman áreas relativamente pequeñas, existen durante un periodo corto, del orden de horas, y dependen de cómo el sistema ciclónico se haya desarrollado en sus etapas iniciales. Actualmente se utilizan modelos de predicción de alta resolución para identificar los fuertes vientos dentro de un ciclón. Los Sting Jets también se pueden identificar, en las imágenes satelitales de IR por la forma de cola de escorpión de la CTF y por las bandas mesoescalares que se forman en la cabeza de la nubosidad del ciclón.

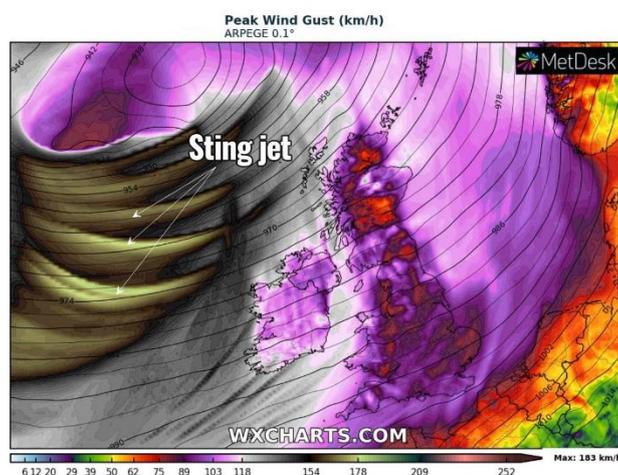


Ilustración 102. Ejemplo de predicción de rachas de viento para detectar el "Sting Jet".

Fuente: <https://learnweather.com/>

Entender estos patrones generales son de utilidad para saber el tiempo que podemos esperar cuando el tiempo en nuestra zona está afectado por un ciclón, aunque cabe considerar que no existen dos ciclones iguales, puesto que su génesis y desarrollo se verá afectado por las condiciones circundantes.

CICLONES SUBTROPICALES

El término “Ciclón Subtropical” hace referencia a la dinámica interna de los ciclones y no sólo a la región de formación. Es común confundir los ciclones subtropicales con aquellos que se forman en regiones subtropicales, pero en realidad estos se forman en aguas tropicales y subtropicales en latitudes que pueden llegar hasta los 50°.

Según definición del glosario la NOAA-NHC, un Ciclón Subtropical (CST) es un sistema de baja presión no frontal que tiene características de ciclones tropicales y extratropicales. Al igual que los CTs, no tienen frentes asociados y son ciclones de escala sinóptica que se originan sobre aguas tropicales o subtropicales, y tienen una circulación cerrada en superficie sobre un centro bien definido. Además, poseen una convección organizada de moderada a profunda y un centro con nubosidad no muy densa.

Al contrario que los CTs, los CSTs obtienen gran parte de su energía de fuentes baroclínicas, y son generalmente de núcleo frío en la alta troposfera, a veces estando asociados con una baja o vaguada en altura. En comparación con los CTs, estos sistemas tienen un radio de vientos máximos relativamente lejano del centro (normalmente mayor de 60 millas), y la simetría del campo de vientos y de la distribución de la convección es menor.

Los CSTs han recibido diferentes nombres en cada cuenca oceánica:

- Kona Lows. En el Océano Pacífico cerca de las Islas Hawái se utiliza el término “Kona Low” para referirse a los CSTs que se forman, durante la temporada fría, al oeste del archipiélago, es decir a sotavento, invirtiendo el régimen normal de los vientos que serían los alisios del NE. Kona, significa sotavento en hawaiano, y de ahí proviene el nombre “Kona Low” para referirse a estos CSTs que se forman a sotavento del archipiélago [39].
- East Coast Cyclones. Ciclones que se forman en la costa este de Australia, el término incluye cualquier tipo de ciclón. El término Subtropical o Híbrido se empezó a utilizar en Australia en 2002, a partir del estudio realizado por McCrone.
- Medicanes, CSTs que se forman en el mediterráneo.

CLASIFICACIÓN EN FUNCIÓN DE LA INTENSIDAD. En función de la intensidad de los vientos máximos, según el sistema de medición de los EEUU (la media durante 1min), los CSTs se clasifican de la siguiente manera:

- **Depresión Subtropical.** Cuando el CST tiene una velocidad de vientos máximos sostenidos de 33kn o menos
- **Tormenta Subtropical.** Cuando los vientos máximos sostenidos en superficie son de 34kn o más.

CARACTERÍSTICAS GENERALES

- Son ciclones **no frontales** de latitudes tropicales o subtropicales.
 - Se forman en latitudes que pueden llegar hasta los 50°.
 - Poseen estructura y características híbridas que sitúan entre las de un Ciclón Tropical y las de un Ciclón Extratropical, pudiendo evolucionar en su desarrollo hacia cualquiera de los dos extremos o disiparse manteniendo su carácter híbrido.
 - Se forman en regiones con un gradiente horizontal de temperatura de moderado a débil.
- Fuentes de energía:
 - Inestabilidad baroclínica, es decir, Gradiente de Temperatura / Energía Potencial Disponible que se convierte en energía cinética.
 - El calor latente resultado de la condensación y la temperatura del agua del mar es su fuente principal de energía. Normalmente ocurren en zonas con TSM de aproximadamente 23°C.
- Las vaguadas frías en altura, las DANAs (cut-off lows) y las TUTTs pueden ser precursores para la formación de ciclones subtropicales.
- Son sistemas troposféricos, es decir abarcan desde bajos niveles hasta la estratosfera, y de escala sinóptica.
- Poseen estructura térmica híbrida, núcleo cálido en niveles bajos y por encima de niveles medios/altos un núcleo frío.
- Tienen dos máximos de vorticidad,
 - En niveles bajos (núcleo cálido), la vorticidad es menos ciclónica con la altura.

- A partir de niveles medios a altos (núcleo frío), la vorticidad se hace más ciclónica con la altura.
- Al ser de núcleo frío en altura, la atmosfera se comprime, y la tropopausa baja.
- El radio de vientos máximos es mayor que en los Ciclones Tropicales.
- No son frontales. Se comportan más como un Ciclón Tropical en la superficie, pero no necesita temperaturas tan cálidas para desarrollarse.

FORMACIÓN Y CICLO DE VIDA. Para los ciclones subtropicales, el proceso de ciclogénesis está mucho menos estudiado que para los ciclones extratropicales.

Los CSTs más comunes se originan a partir de sistemas baroclínicos tales como vaguadas en altura o Ciclones Extratropicales. En su desarrollo, mientras las estructuras frontales tienden a desaparecer, los CSTs empiezan a desarrollar un núcleo cálido en bajos niveles debido a procesos diabáticos derivados de la convección profunda.

Guishard et al. (2007), en sus estudios de CSTs que afectan a las Islas de Bermuda, describe la ciclogénesis subtropical basándose en la altura geopotencial y la presión en superficie de la siguiente manera:

La ciclogénesis subtropical empieza como una ciclogénesis baroclínica como se ilustra en el panel (a) de la siguiente imagen, y en el panel (b) se muestra como finaliza en transición a Ciclón Subtropical.

Inicialmente una vaguada en altura proporciona forzamiento quasi-geostrófico para formar un Ciclón Extratropical en superficie con sus frentes frío, cálido y ocluido.

A continuación, la vaguada fría en altura se empieza aislar del flujo del oeste y forma una DANA (indicada por la X en la ilustración siguiente), con la baja en superficie ocluida y quedando aún presente un remanente de la zona baroclínica (frente) con su típica banda de nubosidad asociada. En este momento el sistema se ha convertido en un Ciclón Subtropical, con una estructura en superficie más alineada-verticalmente (naturaleza más barotrópica), y en altura una DANA que se aísla como una baja fría del chorro del oeste, indicada por la X.

Durante este proceso, la estructura del ciclón ha disminuido en tamaño, horizontalmente de escala sinóptica a mesoescala. En esta fase, el sistema ha desarrollado una estructura térmica híbrida debido al desarrollo de convección húmeda profunda dentro de la región ciclónica.

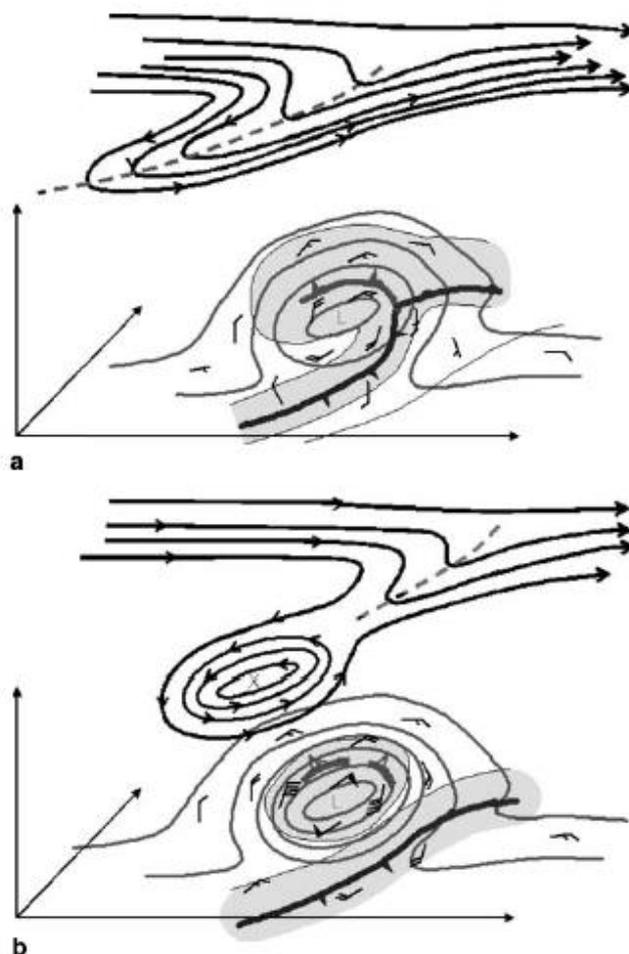


Ilustración 103. Representación esquemática de la evolución sinóptica del ciclo de vida de un CST en el Atlántico. (a) Ciclogénesis baroclínica inicial, y (b) evolución a CST. Isobaras (líneas negras sólidas), eje de la vaguada en altura (línea punteada), líneas de flujo/corriente en altura (flechas sólidas).

Fuente: Guishard et al. 2007

La estructura híbrida evolucionará en función del comportamiento de la convección pudiendo dar lugar a las siguientes tres situaciones, es decir, el CST puede ir por tres caminos:

1. La convección erosiona al máximo de vorticidad de los niveles altos. Si la convección se refuerza hasta el punto que el núcleo cálido domina el sistema, la convergencia en bajos niveles y la convección profunda empiezan a tener el papel más importante, causando que el sistema adquiera características más tropicales. En este caso puede ocurrir una Transición Tropical, es decir, transformarse el sistema a Ciclón Tropical, con un núcleo cálido simétrico que se extiende hacia arriba, un flujo anticiclónico en altura, y la convección envolviendo completamente al centro de la baja.

2. Si la convección no pudiera ser mantenida (por ejemplo, debido a TSM fría, o a una intrusión seca), entonces el ciclón adquiere características más extratropicales. En este caso, la baja fría en altura puede desarrollarse hacia abajo hasta la superficie, dando lugar a una circulación en superficie menos intensa que en el caso de la Transición Tropical (escenario anterior). Si esta baja fría continúa aislada, sin otro mecanismo de forzamiento externo, la baja se rellenará en cuestión de días hasta disiparse el CST.
3. Si otra vaguada interactúa con el sistema en evolución. Si el sistema se ve influenciado por el flujo de una nueva vaguada, se transformará rápidamente en un Ciclón Extratropical.

ESTRUCTURA Y TIPOS DE CICLONES SUBTROPICALES [40]. Como se ha expuesto, los Ciclones Subtropicales se desarrollan a partir de procesos extratropicales (cuasi-geostróficos), que son los que dan lugar a las ya estudiadas circulaciones secundarias/transversales de las corrientes en chorro y tropicales (diabáticos), como el flujo de calor latente resultado de la condensación en movimientos de aire convectivos.

Esta combinación de procesos hace que el ciclón posea una estructura térmica híbrida, consistente en un núcleo cálido en bajos niveles (normalmente de 900 a 600 hPa) y núcleo frío en niveles superiores (600 – 300 hPa). La estructura térmica de los CSTs resulta en bajos valores de la velocidad del viento en niveles medios.

En comparación con los Ciclones Tropicales, los CSTs presentan menos simetría en la distribución del campo de vientos y en la distribución de la convección. Los vientos máximos de un CST tienen un radio mayor en comparación con el de los CTs (normalmente más de 60 millas desde el centro).

1. **BAJA PRESIÓN EN ALTURA.** Los CSTs más comunes consisten en una baja presión de núcleo frío en altura con una circulación que se extiende hasta la superficie, con vientos máximos sostenidos con fuerza de galerna (35-40kn) o tormenta (50-55kn) en un radio de aproximadamente 100 millas o más desde el centro.
2. **BAJA DE MESOESCALA.** Un segundo tipo de CSTs, consiste en una baja de mesoescala que se genera en, o cerca una zona en frontólisis, con vientos máximos sostenidos con fuerza de galerna o de tormenta y un radio menor a 30 millas. La circulación ciclónica completa puede inicialmente tener un diámetro menor a 100

millas. Estos ciclones generalmente de vida corta pueden variar su estructura de núcleo frío a cálido [40].

CLIMATOLOGÍA. Los CSTs tienden a formarse en las partes centrales y occidentales de las cuencas oceánicas por donde discurren las corrientes oceánicas cálidas [41].

El Océano Pacífico central fue la primera región en la que los CSTs fueron documentados debido a la proximidad de las Islas Hawái. Además del Pacífico Central (Otkin and Martin 2004), los CSTs se han estudiado para otras regiones como el Atlántico Norte (Guishard et al. 2009), Atlántico Sur (Gozzo et al. 2014), el Mediterráneo (Cavicchia et al. 2014) y el mar de Tasmania en Australia Sudoriental (Browning and Goodwing 2013) [38].

Además de las regiones mencionadas, se ha demostrado que los ciclones híbridos se pueden formar en otras zonas poco estudiadas como por ejemplo la costa subtropical de África oriental (Yanse et al. 2014) [41] y/o en el Atlántico Nororiental (González Alemán et al. 2019) [38].



Ilustración 104. Mapa de las corrientes oceánicas superficiales (corrientes cálidas en líneas rojas), y las regiones donde suelen ocurrir los CSTs.

Fuente: [41] Rocha, R., Reboita, M., Gozzo, L., Dutra, L., & de Jesus, E. (2018). Subtropical cyclones over the oceanic basins: A review. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436 doi:10.1111/nyas.13927

A continuación, se muestra una tabla, adaptada y actualizada por el autor de este trabajo, extraída del estudio climatológico de CSTs realizado por Rocha et al. en 2018 para la revista científica “*Annals of the New York Academy of Sciences*”.

Tabla 4. Resumen de la climatología de los CSTs estudiados para las diferentes regiones del planeta.

Cuenca Oceánica	Frecuencia Anual	Periodo con mayor frecuencia	Forzamiento atmosférico en superficie y/o en niveles medios-altos	Referencias
Australia Oriental - Mar de Tasmania (incluyendo cualquier tipo de ciclones)	-	-	Vaguada en altos niveles / Dipolo de bloqueo / DANA	Holland, G.J., A.H. Lynch & L.M. Leslie. 1987. Australian east-coast cyclones. Part I: synoptic overview and case study.
	~2	MAM - JJA	Liberación de calor latente, TSM cálida, y gradientes en la TSM.	Hopkins, L.C. & G.J. Holland. 1997. Australian heavy-rain days and associated east coast cyclones: 1958-92.
	~22	JJA - SON		Pepler, A.S., A. Di Luca, F. Ji, <i>et al.</i> 2015. Impact of identification method on the inferred characteristics and variability of Australian East Coast Lows.
Pacífico Central Norte	~2	ONF	Vaguada en altura / DANA / Calor latente asociado con convección profunda.	Caruso, S.J. & S. Businger. 2006. Subtropical cyclogenesis over the Central North Pacific. <i>Weather Forecast.</i>
	-	-	(1) Ciclones Extratropicales con procesos de seclusión cálida en latitudes bajas o (2) DANA que desarrolla circulación hasta la superficie.	Businger, S., T. Birchard, K. Kodama, <i>et al.</i> 1998. A bow echo and severe weather associated with a Kona low in Hawaii.
Atlántico Norte	4.4	Octubre	Vaguadas en altura y DANAs	Guishard, M.P., J.L. Evans & R.E. Hart. 2009. Atlantic subtropical storms. Part II: climatology.
Atlántico Sur	7.2	DJF	Vaguadas en altura y DANAs	Gozzo, L.F., R.P. da Rocha, M.S. Reboita, <i>et al.</i> 2014. Subtropical cyclones over the southwestern South Atlantic: climatological aspects and case study.
	1.2	MAM – JJA	Vaguadas en altura y DANAs	Evans, J.L. & A. Braun. 2012. A climatology of subtropical cyclones in the South Atlantic
Mar Mediterráneo	1.6	SON – DJF	Anomalías de temperatura frías en la alta troposfera.	Cavicchia, L., H. von Storch & S. Gualdi. 2014. A long-term climatology of medicanes.
	-	-	DANAs y TSM cálida.	Fita, L., R. Romero, A. Luque, <i>et al.</i> 2007. Analysis of the environments of seven Mediterranean tropical-like storms using an axisymmetric, nonhydrostatic, cloud resolving model

Fuente: *Subtropical cyclones over the oceanic basins: a review. Traducida y adaptada por el autor.*

De manera general se puede afirmar que el mayor periodo de actividad de los CSTs en el hemisferio norte da durante la estación fría mientras que para el hemisferio sur la distribución temporal es mucho más uniforme durante todo el año para las regiones estudiadas.

Para la región de Australia Oriental, el término “East Coast Cyclones” incluye todos los tipos de ciclones (la mayoría son sistemas híbridos), debido a la carencia de un estudio climatológico específico de Ciclones Subtropicales, se presentan los datos climatológicos disponibles para la región.

Para el Océano Pacífico central, los CSTs “Kona Lows”, se desarrollan preferentemente durante la temporada fría (Oct – Marzo), con máximos de actividad en los meses de Octubre y Noviembre. La distribución temporal es similar a la del Atlántico Norte, esto es debido a que en ambas regiones la ciclogénesis subtropical más común se inicia a partir de sistemas baroclínicos tales como vaguadas en altura o Ciclones Extratropicales [39],[42].

En el Océano Atlántico se pueden observar algunas diferencias climatológicas entre los diferentes hemisferios. En el Atlántico Norte el máximo de actividad ocurre en los meses de otoño. Mientras que en el Atlántico Sur la génesis de CSTs se distribuye más uniformemente a lo largo de todo el año.

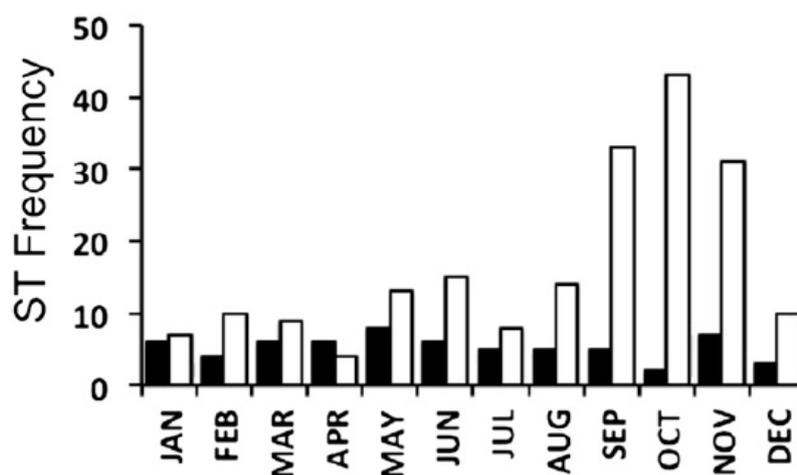


Ilustración 105. Distribución mensual de CSTs en el Atlántico Norte (blanco, 197 eventos) y en el Atlántico Sur (63 eventos). Climatología calculada con datos acumulados entre 1957-2007.

Fuente: [42] Evans, J., & Braun, A. (2012). A climatology of subtropical cyclones in the south atlantic. *Journal of Climate*, 25, 7328-7340. doi:10.1175/JCLI-D-11-00212.

En el Atlántico Sur, además de la ya explicada ciclogénesis subtropical, se da un mecanismo de formación de CSTs que se inicia a través de la “ciclogénesis a sotavento” corriente abajo de la cordillera de los Andes debido a la interacción entre topografía elevada y el jet subtropical. Un mecanismo similar de “ciclogénesis a sotavento” se da también en la costa oriental australiana [42].

En la región del Mediterráneo los “medicanes”, se dan en una media de 1-2 eventos al año, produciéndose su mayor concentración de actividad en la región occidental del mediterráneo durante los meses de Septiembre a Noviembre [28].

Como resumen de localizaciones geográficas relevantes afectadas por CSTs de las diferentes cuencas y para las que se han realizado estudios sobre los CSTs destacan las Islas Hawái en el Pacífico Norte Central, Islas Bermudas en el Atlántico Noroccidental, la costa de Brasil en el Atlántico Sudoccidental, la costa del mar de Tasmania en Australia y el mar Mediterráneo occidental.

INFLUENCIA EN EL TIEMPO ATMOSFÉRICO.

Los ciclones subtropicales producen nubes, lluvias, vientos intensos, y tiempo severo.

En Islas Hawái se han registrado numerosos eventos históricos relacionados con los ciclones subtropicales “Kona Lows”. Los peligros meteorológicos asociados a los CSTs pueden ser varios, como, por ejemplo: lluvias intensas, granizo, inundaciones, desprendimiento de laderas, inundaciones repentinas, vientos fuertes, oleaje grande en el mar, trombas marinas y tormentas eléctricas severas [39].

Además, algunos CSTs en lugar de debilitarse se transforman en Ciclones Tropicales pudiendo llegar a ser aún más peligroso con vientos y convección más intensos. La transición de ciclón subtropical a tropical se denomina “Transición Tropical”.

CICLONES TROPICALES

Según la definición del glosario de términos del NHC, un Ciclón Tropical es un sistema de núcleo cálido no frontal de escala sinóptica, originado sobre aguas tropicales o subtropicales, con convección profunda organizada y una circulación cerrada de vientos alrededor de un centro bien definido. Una vez que se ha formado, el Ciclón Tropical (CT), se mantiene mediante la extracción de energía térmica del océano a altas temperaturas y la exportación de calor a las bajas temperaturas de la troposfera superior. En esto se diferencian de los ciclones extratropicales, que obtienen su energía de los contrastes horizontales de temperatura en la atmósfera (efectos baroclínicos).

Dentro de la categoría Ciclones Tropicales, según su intensidad tenemos las siguientes subcategorías:

- Depresión tropical: Ciclón Tropical con viento máximo sostenido menor o igual a 33 nudos.
- Tormenta tropical: Ciclón Tropical con viento máximo sostenido entre 34 y 63 nudos.
- Huracán, Tormenta Tropical Severa o Tifón: Ciclón Tropical con viento máximo sostenidos de 64 nudos o más. Los huracanes se nombran de manera diferente según la región geográfica o cuenca oceánica en que se forman [24]:
 - En Atlántico Norte, Pacífico Nororiental y Pacífico sur se utiliza la palabra **Huracán**.
 - En el Océano Pacífico Noroccidental, los huracanes son llamados **Tifones**. Excepcionalmente en Filipinas se les llama Baguío;
 - Entre el Sudeste del Océano Índico y el Océano Pacífico Sudoccidental (i.e. entre 90°E y 160°E), se les nombra como “severe tropical cyclone” **Ciclón Tropical severo**. Excepcionalmente en Australia se les llama Willy-Willy
 - En el Índico Norte y se le nombra como “severe cyclonic storm” **Tormenta Ciclónica Severa**.
 - En Océano Indico Sudoccidental, se le nombra como **Ciclón Tropical**.

CARACTERÍSTICAS GENERALES

- Su **fuerza de energía** es el calor latente extraído de los océanos al condensar la humedad del aire ascendente.
 - Tiende a favorecer un núcleo cálido en su centro.
- Tienden a tener forma circular casi simétrica.
- Horizontalmente tienen un Diámetro de 100 a 1000 km (escala sinóptica). En la vertical:
 - Las Depresiones Tropicales tienden limitarse a atmósfera baja-media.
 - Tormentas y Huracanes abarcan de bajos niveles hasta la estratosfera.
 - El radio de vientos de 34kn y oleaje de 3.7m son indicativos del tamaño del CT.

- Las lluvias y vientos más fuertes se encuentran en la pared del ojo.
- **Vorticidad:**
 - Ciclónica en capas bajas y decrece con la altura.
 - En un huracán, se ve un anticiclón en altura, en ese punto, la vorticidad anticiclónica aumenta con la altura.

FORMACIÓN Y CICLO DE VIDA. A día de hoy no existe conocimiento unificado sobre los procesos que dan lugar a la formación de los Ciclones Tropicales. Los centros de pronóstico operativo, responsables de emitir las alertas y avisos de Ciclón Tropical definen su génesis en términos de los vientos medios sostenidos que se observan en la superficie (el tiempo de promedio depende de la región) en exceso de fuerza de tormenta tropical (33 nudos). Este criterio operativo de la ciclogénesis lleva implícita la expectativa de que el CT seguirá desarrollándose a partir de ese momento; es decir, que la tormenta será autosostenible.

Para la formación de los Ciclones tropicales Gray (1968) identificó seis características que constituyen condiciones necesarias, pero no suficientes para la ciclogénesis tropical:

(i) Suficiente energía térmica oceánica (TSM > 26 °C hasta 60 m de profundidad).

Los CTs aprovechan la energía térmica almacenada en los océanos. La evaporación del agua cálida empieza el proceso que aporta energía a la columna atmosférica.

(ii) Humedad relativa alta en la troposfera media (700 hPa). La formación de nubosidad estaría limitada si la columna atmosférica estuviera seca. La condensación que se produce en el aire ascendente, libera el calor latente que crea y mantiene el núcleo cálido de un CT.

(iii) Inestabilidad condicional. La temperatura decrece rápidamente con la altura en una atmosfera inestable, es decir existe aire relativamente cálido en capas inferiores que tiende a ascender. Se necesita aire ascendente para calentar el núcleo del ciclón, y para que el aire ascienda se necesita una atmosfera inestable.

(iv) Una perturbación preexistente en superficie con vorticidad y convergencia suficientes. Normalmente los CTs no se forman espontáneamente, sino que se requiere un sistema ligeramente organizado con las características descritas, es decir, un sistema que genere una vorticidad incipiente y convergencia en superficie. Algunos sistemas que pueden actuar como precursores son: las Ondas Tropicales, las células TUTT, los Complejos Convectivos de Mesoescala, los Ciclones Subtropicales y/o las depresiones monzónicas.

(v) Poca cizalladura vertical de los vientos horizontales en el lugar de ciclogénesis.

Se necesita un ambiente de poca cizalladura que permita el desarrollo vertical del CT. En un ambiente, con poca o ninguna variación de los vientos en la vertical, la vorticidad ciclónica en altos niveles estaría alineada con la circulación ciclónica en superficie, lo que supone un ambiente ideal para el desarrollo del CT. Por el contrario, en un ambiente con cizalladura vertical de los vientos, el sistema se inclinaría pudiendo incluso llegar a decaer.

(vi) Latitud de al menos 5 grados con respecto del ecuador. Una distancia mínima de aproximadamente 500 km al ecuador para que exista suficiente fuerza de Coriolis para proveer rotación ciclónica. En los últimos años varios ciclones tropicales han permanecido dentro de los 5 grados de altitud del ecuador, lo cual sugiere la posible necesidad de cambiar esta limitación [11].

Los primeros tres parámetros termodinámicos miden la capacidad de apoyar la convección profunda, criterios que se han identificado como indicadores estacionales del potencial de ciclogénesis. Los parámetros dinámicos (los últimos de la lista) como la cizalladura vertical del viento, miden la probabilidad diaria de ciclogénesis.

En varias ocasiones, aunque se lleguen a reunir todas las 6 condiciones de Gray no se forma ningún CT, lo cual, da lugar a que la ciclogénesis tropical continúe aún bajo controversia puesto que aún no se ha conseguido una explicación precisa para diferenciar en qué casos, bajo las condiciones descritas, se desarrolla el CT y en cuáles no.

CICLOGÉNESIS TROPICAL. Durante los últimos 20 años se han desarrollado dos teorías principales para explicar la Ciclogénesis Tropical. La primera está relacionada con el movimiento hacia abajo de la vorticidad (1993, 1997). La teoría más reciente desafía al anterior el punto de vista “hacia abajo” aportando un nuevo enfoque de la génesis hacia arriba llamada “bottom up” (2008, 2012).

En base a estas dos teorías se existen tres mecanismos principales para explicar la ciclogénesis tropical y su intensificación en relación a controles de inestabilidad dinámicos:

1. Mecanismo de Inestabilidad Convectiva de Segundo Orden, “CISK, por sus siglas en inglés”.
2. Mecanismo de Intercambio de Calor Inducido por el Viento “WISHE”.
3. Mecanismo Overshooting “OT”.

1. **Genesis via CISK (Convective Instability of Second Kind).** La Inestabilidad Condicional de Segundo Orden (CISK), es una teoría popular que explica como una Perturbación Tropical puede evolucionar y organizarse a CT. El CISK consiste en un mecanismo de retroalimentación positivo, lo que significa que una vez el proceso empieza, el proceso inicial se refuerza, y todo el ciclo se repite una y otra vez.

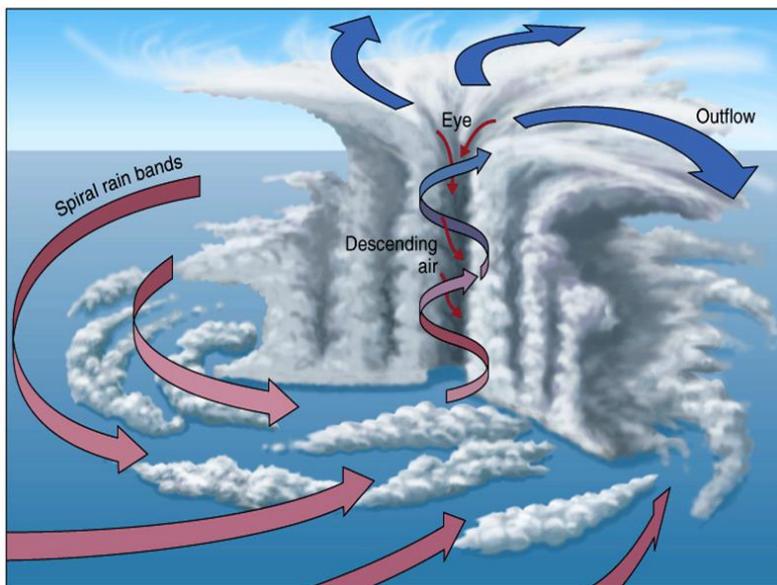


Ilustración 106. Esquema de una sección transversal de un ciclón tropical que muestra la circulación radial y vertical (o transversal) que resulta de la fricción, la convergencia en niveles bajos y la flotabilidad en la pared del ojo y las bandas de lluvia. Los principales elementos estructurales de TCs son: el flujo de entrada de la capa límite (flechas rojas de abajo), el ojo central despejado, la pared del ojo, la capa superior de cirros, las bandas de lluvia y el flujo de salida en la troposfera superior.

Fuente: EuMETrain

El flujo de aire, por fricción en la superficie se "desvía" hacia adentro, formando una espiral hacia el centro del sistema de baja presión, donde crea convergencia (flechas horizontales rojas). Luego, la continuidad de la masa dicta el movimiento ascendente, lo que obliga al aire a elevarse en el centro (flecha vertical azul). El aire, al ascender se enfría, y cuando se satura, la humedad se condensa, liberando calor latente al aire. Es este calor latente el que proporciona la energía para alimentar estas tormentas. Si es condicionalmente inestable, el movimiento ascendente continuará e impulsará la circulación secundaria (CISK). El vórtice se estirará, lo que desarrollará e intensificará la vorticidad ciclónica en niveles bajos (mediante la conservación del momento angular).

2. **Génesis por el mecanismo WISHE (Wind Induced Surface Heat Exchange).** El mecanismo de Intercambio de Calor Inducido por el Viento, "WISHE", supone que la atmosfera tropical no es condicionalmente inestable, sino más bien una convección casi

neutra a húmeda (es decir, el perfil termodinámico es adiabático húmedo). La inestabilidad primaria es la diferencia termodinámica entre el océano y la capa límite de aire (es decir, los flujos de calor sensibles y latentes son cruciales).

Un ciclo convectivo previo crea vórtices convectivos de mesoescala (MCV). Una entrada de aire, dirigida por la fricción, comienza a calentarse y humedecerse, desarrollando una nueva convección. Las corrientes descendentes desaparecen, se produce una convección regular en aire casi neutro, se desarrolla gradualmente un núcleo cálido y se produce una mayor intensificación del vórtice cerca de la superficie.

1. **Mecanismo Overshooting “OT”**. También conocido como “Hot Tower, Torre Caliente”, supone que la atmósfera es condicionalmente inestable. Se requiere la presencia de una perturbación de amplitud finita (Ondas del Este o MCV) y se desarrolla dentro de una convección persistente de mesoescala a partir del calentamiento en lo alto (convección) y el enfriamiento debajo (corrientes descendentes frías).

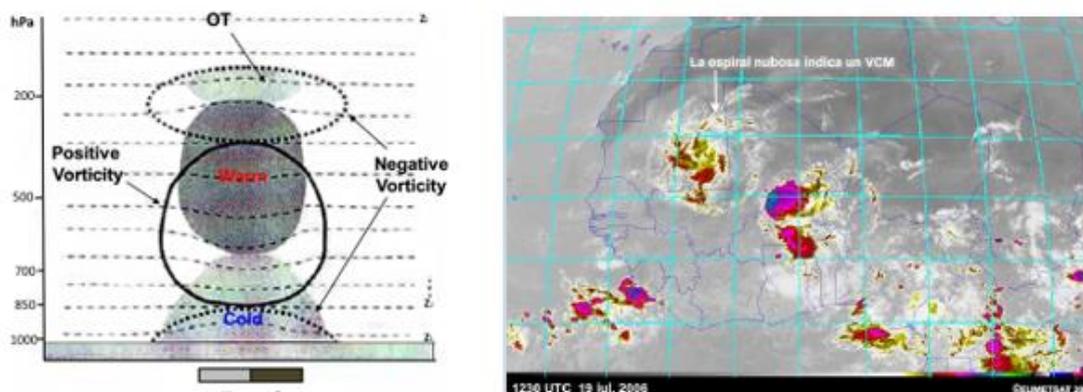


Ilustración 107. Representación esquemática de una sección transversal de un vórtice convectivo de mesoescala (MCV) y a la derecha, vista satelital de un MCV sobre África occidental.

Fuente: EuMETrain

Las OT (corrientes ascendentes boyantes) se desarrollan y se alimentan de la inestabilidad condicional (vorticidad mínima en niveles bajos). La aceleración ascendente conduce al estiramiento del vórtice y a la convergencia en niveles bajos (a través de la conservación del momento angular) de la vorticidad de fondo (vorticidad considerable en niveles bajos).

Estos puntos de vista no son necesariamente exclusivos entre ellos y entre las tres han provisto un avance en el entendimiento de la ciclogénesis tropical, aunque aún se necesita

más investigación para determinar que partes de las tres teorías encajan mejor con las observaciones.

A continuación, se explican los procesos que se observan durante el ciclo de vida de un CT, desde la formación e intensificación hasta la disipación o transición extratropical:

FORMACIÓN. Los CTs normalmente se originan a partir de una perturbación convectiva activa (tormenta). Los grupos tormentosos iniciales empiezan el proceso de liberación de calor latente que sirve como mecanismo para transportar el calor en hacia la atmosfera. Si este proceso persiste, el aire calentándose inducirá una bajada de la presión atmosférica, causando que el aire de la zona circundante se aproxime (convergencia). Si la atmosfera es suficientemente inestable para mantener la tormenta, el gradiente de presión se incrementará causando vientos de frescos a fuertes. Con poca cizalladura del viento y una adecuada fuerza de Coriolis, los vientos ciclónicos rodean el centro de la baja presión. En este punto, el sistema se convierte en Depresión Tropical.

INTENSIFICACIÓN. Mientras las condiciones permanezcan favorables, la energía procedente del océano cálido continúa calentando la atmósfera. Según la atmosfera se va calentando, la presión atmosférica disminuye y la velocidad del viento aumenta. Si los vientos sostenidos en superficie alcanzan 34 kts o más, el sistema ha llegado a Tormenta Tropical. En este punto, la tormenta empezará a adquirir la apariencia de espiral, común de estos sistemas, con el aumento del flujo ciclónico alrededor del centro de la baja en niveles bajos. La tormenta llega a ser un huracán cuando los vientos en superficie alcanzan 64 kts. En este punto, se formarán bandas lluviosas exteriores alrededor de un anillo concéntrico de tormentas (pared del ojo) mientras las partes superiores de las columnas tormentosas se dispersan para formar un manto blanco de cirros. Finalmente, el sistema llega a huracán mayor si los vientos alcanzan 96 kts (categoría 3). En este punto, la tormenta se encuentra muy bien organizada, y es probable que el ojo comience a despejarse.

Las tasas típicas de intensificación en condiciones favorables oscilan entre 10 y 20 nudos por día. Sin embargo, cuando las condiciones son muy favorables, un sistema puede sufrir una intensificación rápida (IR), definida como un aumento de la velocidad máxima sostenida del viento de 30 nudos o más en 24 horas. La IR ocurre en aproximadamente el 5% de los cambios de intensidad observados. Desafortunadamente, es difícil pronosticar la IR, ya que es una característica estándar de los ciclones tropicales más fuertes. De hecho, la IR se produjo en todas las tormentas de categoría 4 y 5 del Atlántico registradas, así como en el 90% de los súper tifones en el Pacífico norte occidental.

DISIPACIÓN. El ciclón tropical seguirá creciendo y sosteniéndose hasta que uno o más de los ingredientes necesarios se pierda o sufra un cambio significativo. Las causas de disipación pueden ser:

- **La cizalladura del viento** puede desgarrar un sistema, separando el núcleo cálido apilado verticalmente en lo alto de su circulación de bajo nivel.
- Interacción con **aire más seco** en niveles medios puede inhibir la convección y causar un debilitamiento del ciclón tropical.
- El movimiento sobre **aguas más frías o los eventos de llegada a tierra** cerrarán la fuente de energía de un ciclón tropical y, por lo tanto, su combustible para sobrevivir.

Algunos CTs en lugar de disiparse, se mueven hacia latitudes superiores llegando a interactuar con un frente de latitudes extratropicales pudiendo transformarse a Ciclón Extratropical, este proceso se conoce como "Transición Extratropical". Esta transición puede provocar rápidos cambios estructurales en el ciclón, cambiando drásticamente el tamaño, la velocidad y la dirección de la tormenta. Esta transición en latitudes más altas, a menudo coincide con las proximidades de las principales rutas marítimas transatlánticas y transpacíficas.

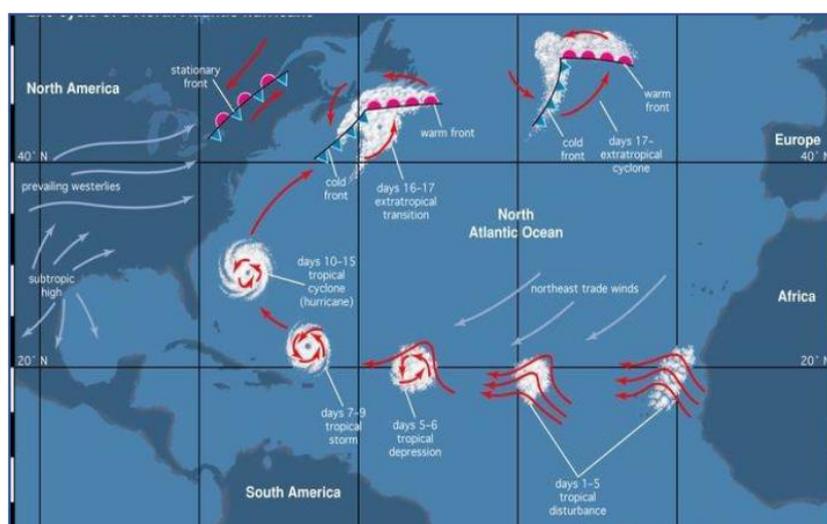


Ilustración 108. Ciclo de vida típico de un huracán en el Atlántico Norte.

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.)

ESTRUCTURA DE UN CICLÓN TROPICAL

- A) TAMAÑO DEL CICLÓN TROPICAL. El tamaño de un CT puede variar enormemente de un ciclón a otro. Un indicativo del tamaño del CT es el radio de vientos de 34 kts y oleaje de 12 pies (3.7m).

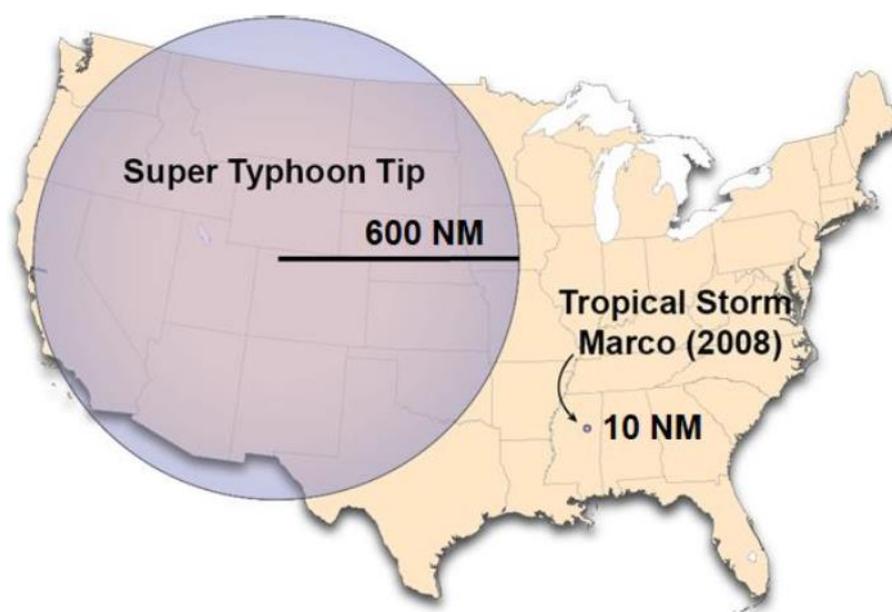


Ilustración 109. Comparación entre el CT más grande registrado (*Super Typhon Tip* 1979, *Pacífico Occidental*) y el más pequeño, la *Tormenta Tropical Marco* (*Golfo de Méjico*, 2008).

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.)

Aunque en este caso la intensidad del CT más grande es mucho mayor, la intensidad entre ciclones de un mismo tamaño puede variar considerablemente.

- B) CAMPO DE VIENTOS. El campo de vientos en un CT es asimétrico. Esta asimetría se debe a que cada CT adquiere las características determinadas por el ambiente en el que se desarrolla. Existen algunas generalizaciones en cuanto a la distribución de los vientos en un CT:

En el **ojo del ciclón**, los vientos son generalmente suaves, sin embargo, los vientos más intensos ocurren en las proximidades de las paredes del ojo del ciclón. Hacia el exterior del centro, la velocidad disminuye con la distancia.

La velocidad y la distribución de los vientos puede variar significativamente dentro de la tormenta. Como norma general, en el hemisferio norte, el lado derecho (en relación con la

dirección de traslación del CT) es más peligroso. Esto se debe principalmente que la velocidad del viento generada por la tormenta se suma a la velocidad de traslación del CT. Como se observa en la siguiente imagen, en ese caso, los vientos en el lado izquierdo serían más débiles.

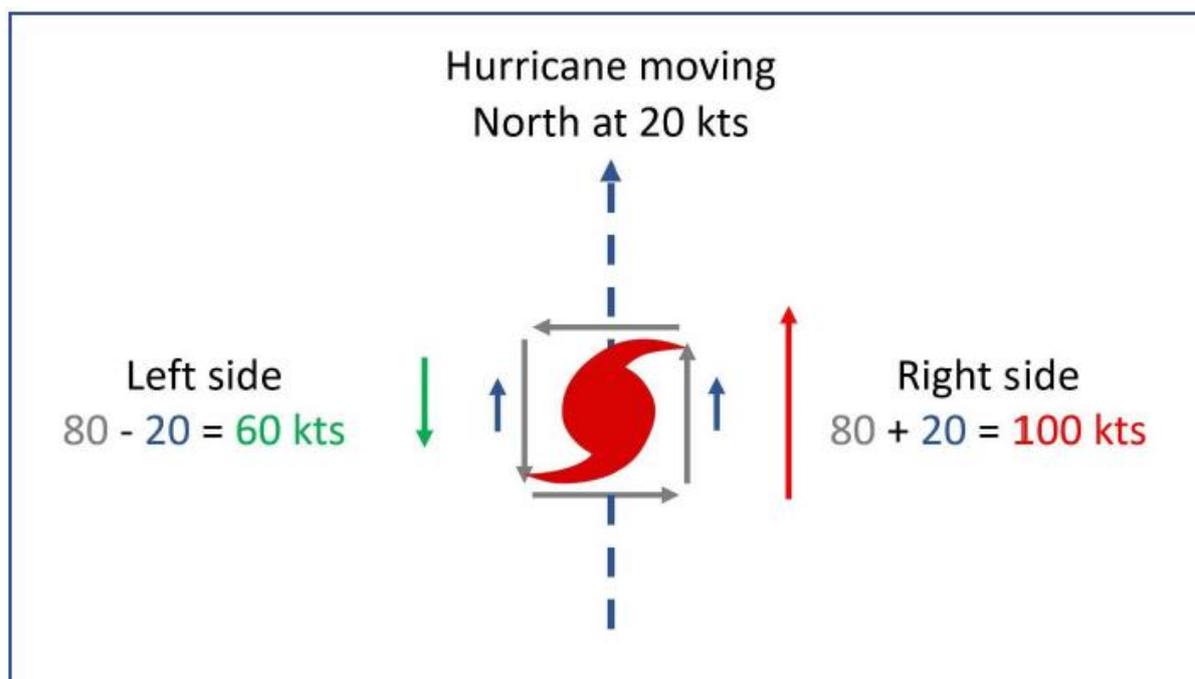


Ilustración 110. Efecto de la velocidad de traslación (flecha azul punteada), sobre los vientos en los distintos cuadrantes del ciclón.

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.)

Para describir el campo de vientos de los CTs, los centros de predicción, como el NHC o el JTWC (Joint Typhoon Warning Center) indican el radio de vientos, “wind radii” de 64 kt, 50 kt, y 34 kt para los cuatro cuadrantes de la tormenta (NE, SE, SW, NW). Los valores que se dan corresponden a la extensión máxima de los vientos en cada cuadrante. Los “wind radii” solo son válidos en aguas abiertas, donde la fricción en la superficie es mínima.

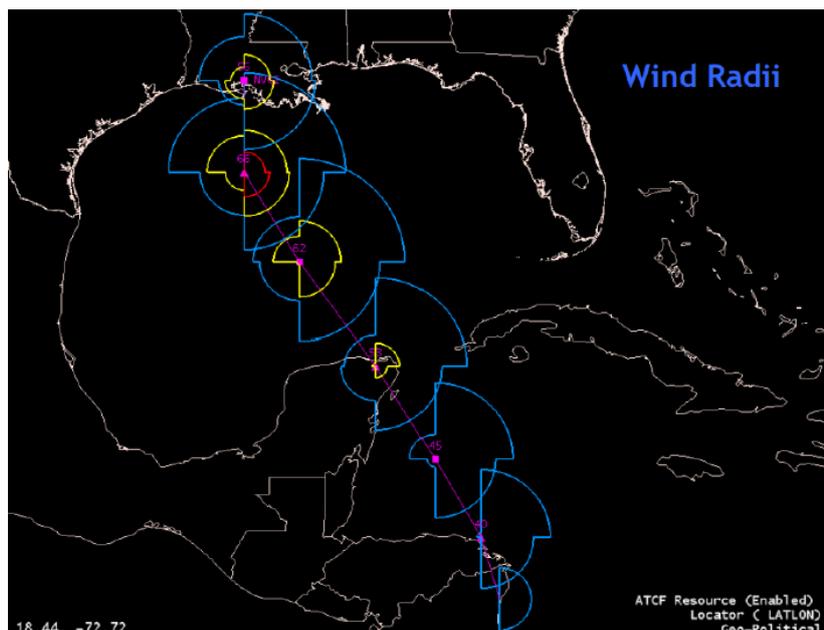


Ilustración 111. Visualización del "Wind Radii". Vientos sostenidos de 34-kt (azul), 50-kt (amarillo), y 64 kt (rojo) para cada cuadrante.

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.)

C) ESTRUCTURA – PARTES PRINCIPALES

Todos los ciclones tropicales comparten algunos elementos estructurales. Todas las depresiones tropicales y las tormentas tropicales presentan (i) un flujo entrante en la capa límite, (ii) una pared alrededor del ojo, (iii) una capa de cirros, (iv) bandas de lluvia y (v) un flujo saliente en la troposfera superior (fig. 8.4). A medida que estas tormentas se intensifican, desde los satélites es posible discernir el (vi) ojo central.

Los ciclones tropicales son sistemas de baja presión de escala sinóptica, de modo que deben girar en sentido ciclónico con las variaciones correspondientes en la estructura de sus bandas espirales. En un ciclón tropical el viento fluye hacia adentro en sentido ciclónico en los niveles inferiores, asciende en espiral en las zonas de convección profunda (la pared del ojo central o las bandas de lluvia en espiral) y sale en espiral en altura, justo debajo de la tropopausa

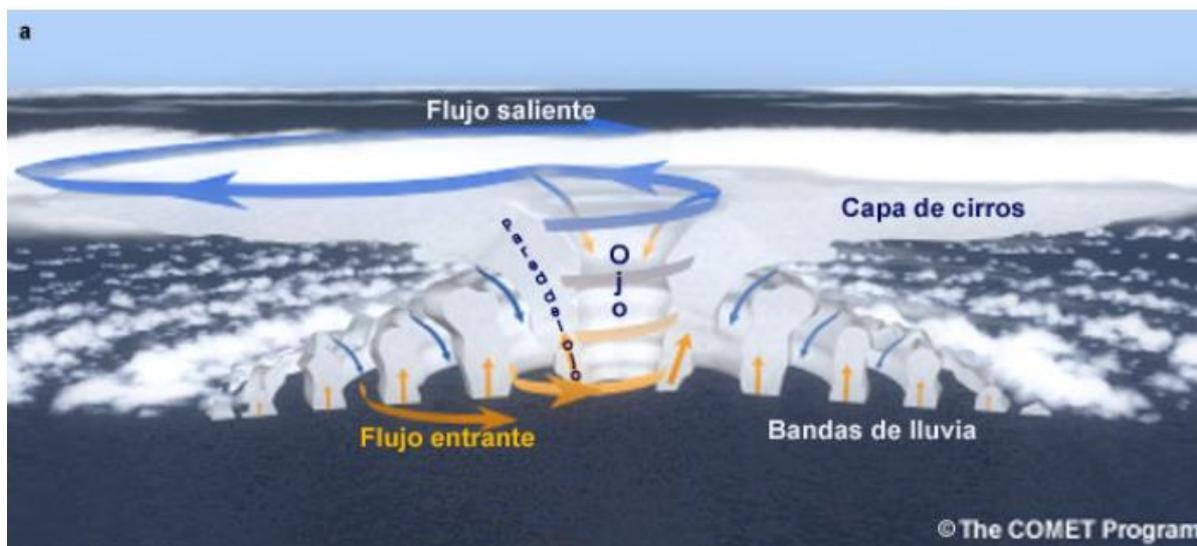


Ilustración 112. Modelo conceptual de los principales elementos estructurales de los ciclones tropicales. Se observa (i) el flujo entrante en la capa límite superficial, (ii) el bien definido ojo central, (iii) la pared del ojo, (iv) la capa de cirros, (v) las bandas de lluvia y (vi) el flujo saliente en la troposfera superior.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

(ii). El ojo. La región despejada en el centro de las tormentas tropicales maduras, que se conoce como el ojo, es relativamente tranquila, con vientos flojos y la presión de superficie más baja, normalmente mide entre 10-40 millas de ancho. El ojo se forma debido a la intensa convección dentro de las paredes del ojo (“eyewall”) que fuerza al aire a ascender rápidamente. Al alcanzar la parte superior de la troposfera (aproximadamente 12-15 km arriba), el aire sale en espiral y gira anticiclónicamente lejos del centro. Parte del aire gira hacia adentro y es forzado a descender por dentro del ojo. Esta subsidencia de aire hace que el aire se caliente y se seque a la vez que se comprime, ayudando a desarrollar y mantener el ojo de un huracán.

(iii). La pared del ojo. El anillo convectivo más interno de tormentas que rodea el ojo de un huracán se conoce como pared del ojo. Esta región alberga los vientos más intensos y las lluvias más intensas dentro de un ciclón tropical y tiene una anchura típica de entre 5 y 25 millas. Además, es la zona más importante de transporte vertical de aire cálido y húmedo desde los niveles inferiores hasta niveles medios y altos de la troposfera. Las paredes del ojo, en depresiones tropicales y tormentas tropicales, pueden no estar bien definidas.

Los cambios en la estructura del ojo y la pared del ojo pueden provocar cambios de la presión en superficie y la velocidad del viento en un CT. El ojo puede crecer o reducirse de tamaño y se pueden formar paredes oculares dobles. Los sistemas de larga duración pueden sufrir ciclos de reemplazo de la pared del ojo cuando se forma una pared exterior concéntrica

y corta el flujo de entrada necesario para sostener la pared interior del ojo. Ocasionalmente, la pared externa del ojo puede contraerse hacia adentro y convertirse en la característica dominante a medida que la pared interna del ojo se disipa. Este proceso normalmente causa una tormenta temporalmente más débil pero más grande.

(v) Las bandas de lluvia. Las bandas de lluvia exteriores de la tormenta pueden extenderse unos cientos de kilómetros desde el centro; sin embargo, la distancia, al igual que el tamaño del CT puede variar enormemente de un ciclón a otro. Estas densas bandas tormentosas giran lentamente en sentido ciclónico, su anchura puede variar desde unas pocas millas a decenas y/o cientos de millas. Las células convectivas en las bandas lluviosas suelen producir rachas de viento mucho más fuertes que el viento máximo sostenido pronosticado.

La intensa actividad tormentosa en un CT genera gran cantidad de nubes altas tipo cirros. A veces, los cirros pueden oscurecer el centro en superficie en las imágenes satelitales, dificultando la monitorización de la posición de la tormenta y su desarrollo. No obstante, cuando están disponibles, se podrán obtener datos e imágenes desde satélites adicionales y sensores radar que ayudan a visualizar a través de las nubes para encontrar el centro de la baja en superficie y las bandas de lluvia del CT. Estas imágenes adicionales son muy beneficiosas, pero no siempre están disponibles debido a la cobertura limitada de las orbitas satelitales y operaciones de aviones de vigilancia meteorológicos.

En la ilustración siguiente:

- A) Radar de Precipitación (PR) de la Misión de Medición de Lluvias Tropicales (TRMM)
- B) Sensor Especial de Microondas / Imager (SSM/I) 85 GHz temperatura por brillo.
- C) Imagen Visible (VIS) del Satélite Ambiental Operacional Geoestacionario (GOES)
- D) Reflectividad del radar (dBZ) de aviones de la NOAA mientras vuelan en el ojo a ~6000 m

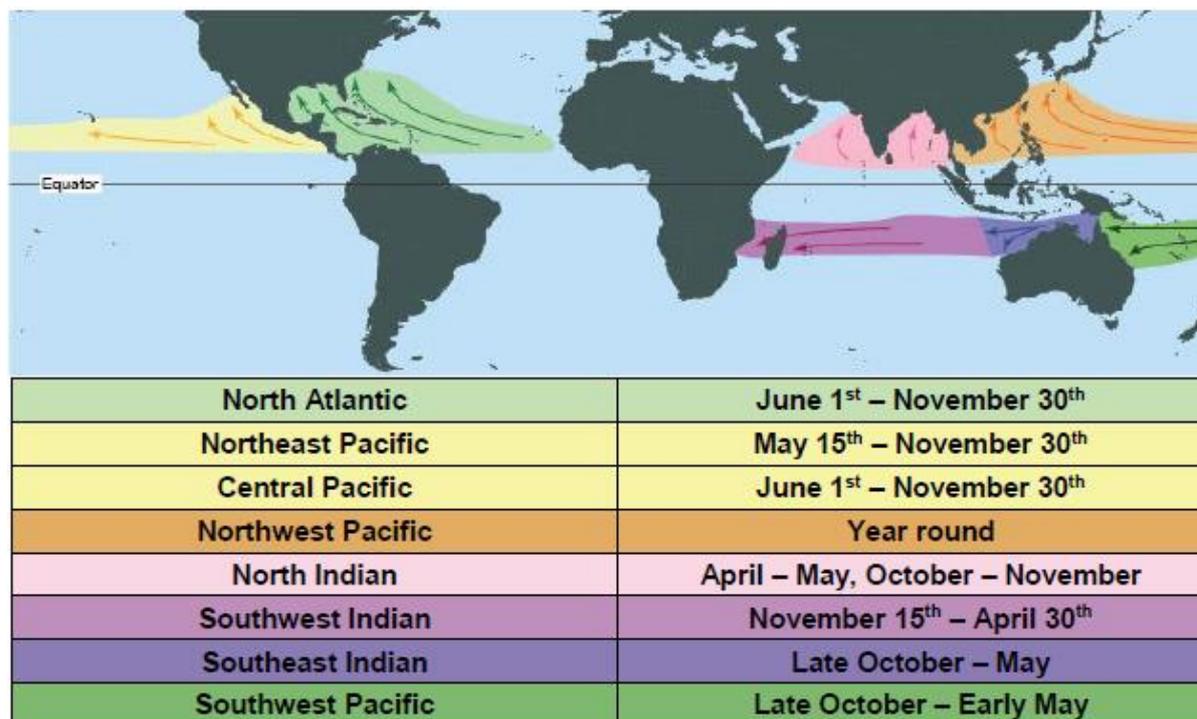


Ilustración 114. Temporada de Ciclones Tropicales en el mundo.

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.)

ATLÁNTICO NORTE

La temporada de huracanes en el Atlántico Norte se extiende oficialmente del 1 de junio al 30 de noviembre. Hay un pico pronunciado en septiembre, y el 96% de los huracanes importantes (categoría tres o superior en la escala de vientos de huracanes de Saffir-Simpson) ocurren entre agosto y octubre. No es raro que los sistemas con nombre se formen en mayo o diciembre, pero rara vez alcanzan la fuerza de un huracán fuera de la temporada oficial.

Según registro climatológico de 30 años, entre 1991 y 2020, el Atlántico Norte tiene un promedio de 14 sistemas con nombre (tormentas tropicales o subtropicales), siete huracanes y tres huracanes importantes al año. La primera tormenta con nombre suele formarse entre mediados y finales de junio, el primer huracán entre principios y mediados de agosto y el primer huracán importante a finales de agosto o principios de septiembre.

Las tormentas de principio y final de temporada generalmente se forman al oeste de 50W. De agosto a octubre, los ciclones tropicales se desarrollan más al este, pudiendo llegar a formarse hasta en las islas de Cabo Verde. Estos sistemas tienen tiempo suficiente sobre el agua para desarrollarse e intensificarse. Los ciclones tropicales suelen moverse hacia el

oeste o hacia el oeste-noroeste a entre 10 y 15 nudos a través del Atlántico central antes de recurvar hacia el norte y acelerarse más hacia el noreste.

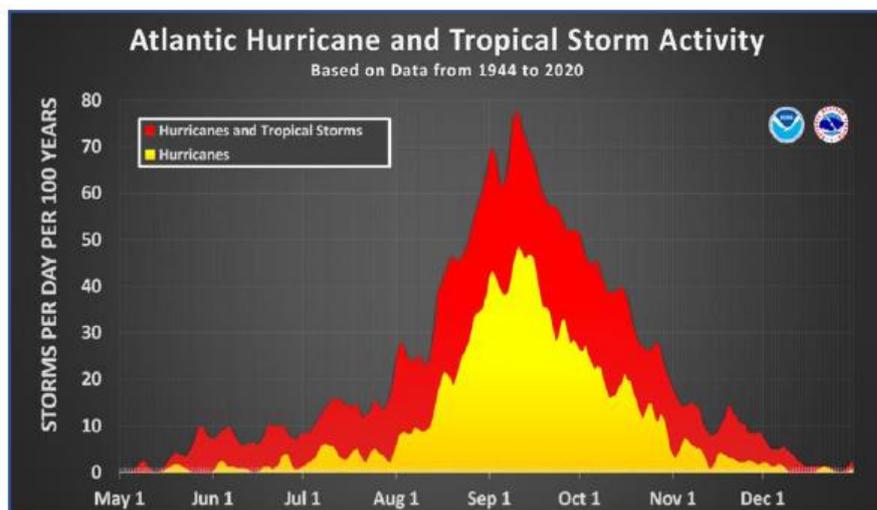


Figure 20: North Atlantic climatology. September 10th is the climatological peak of the season.

Ilustración 115. Climatología de huracanes y CTs entre 1944-2020 para el Atlántico Norte.

Fuente: NOAA, Tropical Cyclone Climatology

PACÍFICO NORORIENTAL

La temporada de huracanes en el Pacífico nororiental es oficialmente del 15 de mayo al 30 de noviembre. Hay un pico a finales de agosto, pero es menos pronunciado que el pico del Atlántico norte, y la actividad se distribuye de manera más uniforme a lo largo de la temporada. Según registro climatológico de 30 años, entre 1991 y 2020, el Pacífico oriental tiene un promedio de 15 tormentas con nombre, ocho huracanes y cuatro huracanes importantes. La primera tormenta con nombre normalmente se forma entre principios y mediados de junio, el primer huracán tiende a formarse a finales de junio y el primer huracán importante se forma a mediados de julio.

Los ciclones tropicales en esta cuenca tienden a tener una trayectoria más lineal y, a menudo, son más pequeños que en el Atlántico Norte. Además, normalmente están confinados al sur de 30N debido a las aguas frías de la corriente de California. Como resultado, rara vez tocan tierra en el continente de Estados Unidos, aunque ocasionalmente impactan y tocan tierra en Hawái. Si bien el Canal de Panamá generalmente está a salvo de ciclones tropicales, las tormentas en esta cuenca impactan varias rutas marítimas que pasan por canales en el Pacífico Noreste.

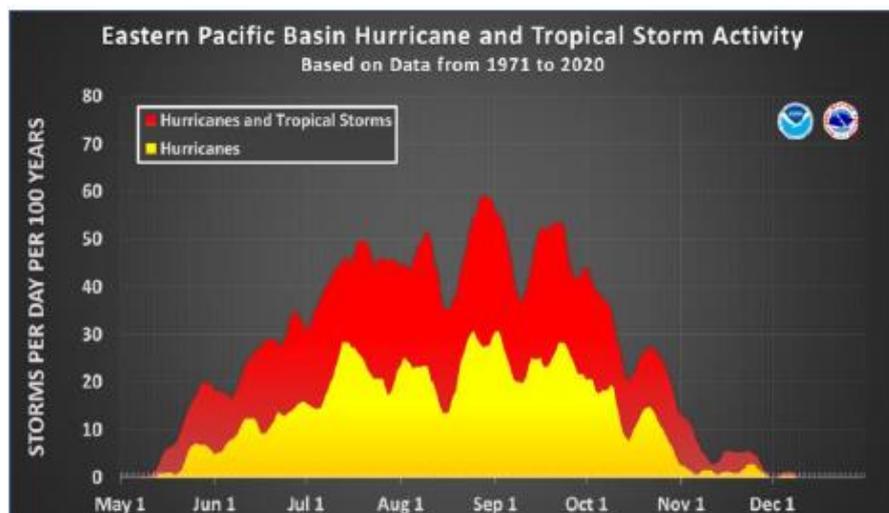


Figure 22:
Northeast Pacific
climatology. The
season peaks in
late August, but
activity is more
spread out than in
the North Atlantic.

Ilustración 116. Climatología de huracanes y CTs entre 1944-2020 para el Pacífico Nororiental.

Fuente: NOAA, Tropical Cyclone Climatology

El Pacífico central es mucho menos activo que el Pacífico oriental. Los ciclones tropicales pueden formarse en esta región o, más comúnmente, ingresar desde más al este.

PACÍFICO NOROCCIDENTAL

El Pacífico noroeste es la cuenca más activa del planeta y alberga casi un tercio de todos los ciclones tropicales, incluidos los más fuertes. Los ciclones tropicales ocurren durante todo el año, por lo que no existe una temporada oficial. El período más activo es de julio a noviembre, con un pico a finales de agosto o principios de septiembre. Hay un mínimo distinto desde febrero hasta la primera quincena de marzo (ver imagen siguiente). Los sistemas en esta cuenca generalmente se forman desde la línea de fecha hasta el Mar de Filipinas y se mueven hacia el oeste, hacia Filipinas, China y Japón. Aunque son menos frecuentes, también se desarrollan tormentas en el Mar de China Meridional. Las tormentas de temporada alta de julio a agosto tienden a repetirse al norte de Filipinas, mientras que las tormentas de principios y finales de temporada suelen atravesar Filipinas antes de repetirse.

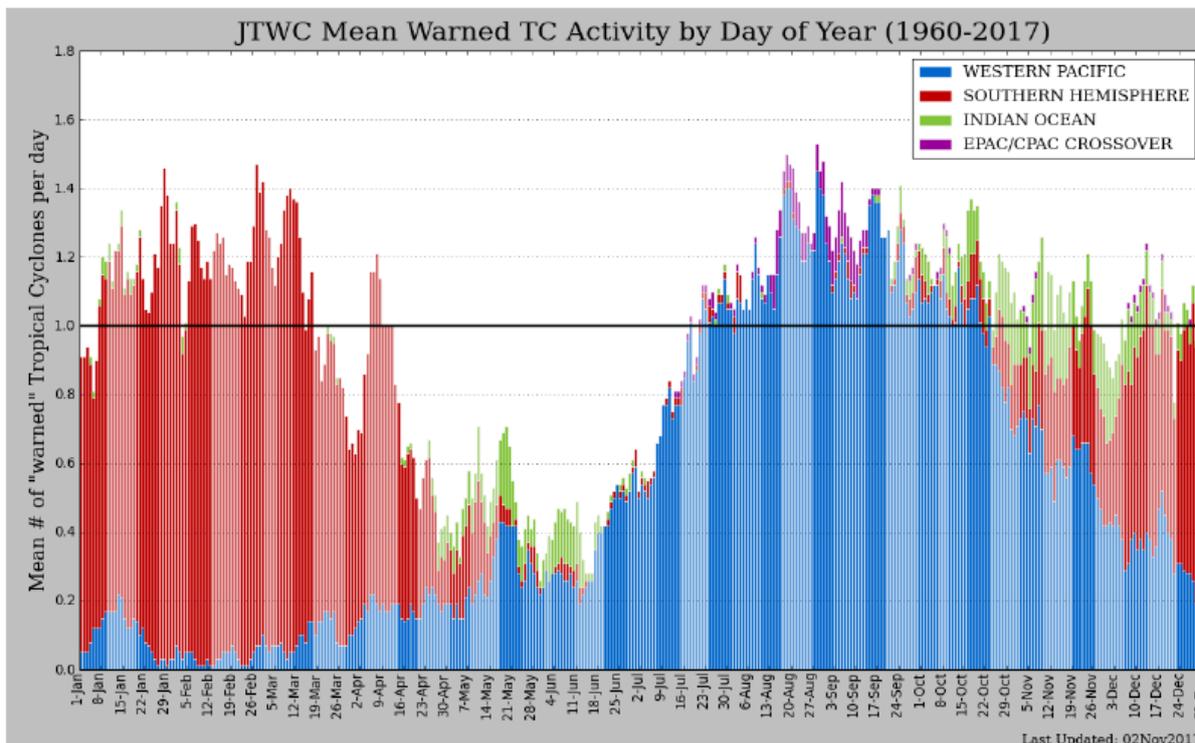


Ilustración 117. Frecuencia de CTs en el área de responsabilidad del JTWC (Pacífico Occidental, Océano Índico y Hemisferio Sur). Este gráfico es acumulativo, el eje “Y” representa el promedio diario de ciclones tropicales en toda el área de responsabilidad del JTWC.

Fuente: NOAA, Tropical Cyclone Climatology

OCEANO ÍNDICO NORTE

El norte del Océano Índico tiene esencialmente dos estaciones al año. La cuenca está activa de abril a mayo y nuevamente de octubre a noviembre. El aumento de la cizalladura del viento debido al monzón asiático limita la formación durante el verano. Si bien se forman regularmente en ambas cuencas, los ciclones tropicales son aproximadamente dos veces más comunes en la Bahía de Bengala que en el Mar Arábigo.

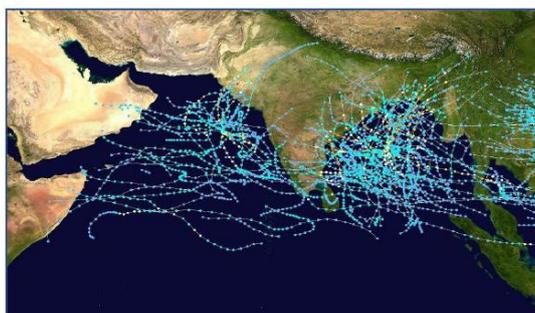


Ilustración 118. Trayectoria de CTs en el Océano Índico Norte entre los años 1980-2005.

Fuente: NOAA, Tropical Cyclone Climatology

OCÉANO ÍNDICO SUDOCCIDENTAL (AL ESTE DE MOZAMBIQUE Y MADAGASCAR)

La temporada de la cuenca del suroeste del Océano Índico se extiende del 15 de noviembre al 30 de abril. Hay un doble pico de actividad, primero a mediados de enero y nuevamente desde mediados de febrero hasta principios de Marzo (ver Ilustración 117). El 50% de los ciclones ocurren de enero a febrero, cuando el océano está más cálido.

OCÉANO ÍNDICO SUDORIENTAL (AUSTRALIA)

La cuenca del Océano Índico Sudeste tiene un ciclo anual similar al del Océano Índico Sudoccidental descrito anteriormente. La actividad se extiende desde finales de octubre hasta mayo (ver Ilustración 117). También hay un doble pico de actividad, aunque la pausa es más marcada que en el suroeste del Océano Índico. Las tormentas que tocan tierra en Australia normalmente se forman en el mar de Timor o de Arafura (ver imagen siguiente).

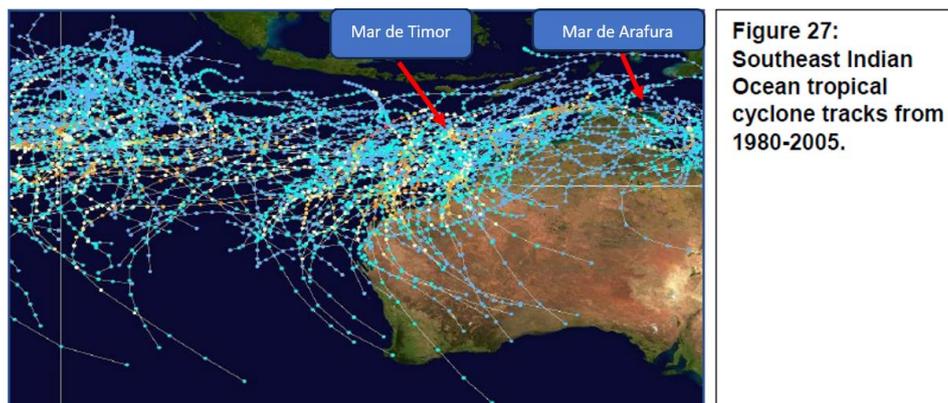


Ilustración 119. Trayectoria de CTs en el Océano Índico Sudeste entre los años 1980-2005.

Fuente: NOAA, *Tropical Cyclone Climatology*

PACÍFICO SUDESTE

Debido al agua fría proveniente de fuertes surgencias, en la corriente Humboldt, a lo largo de América del Sur, la falta de perturbaciones y una atmósfera seca y estable debido a la alta presión semipermanente, esta cuenca está prácticamente libre de ciclones tropicales. Las excepciones son extremadamente raras y sólo se han registrado dos tormentas subtropicales débiles. El ciclón subtropical Katie, con nombre extraoficial, se formó en 2015 cerca de la Isla de Pascua, y en 2018, sorprendentemente, se formó un ciclón subtropical sin nombre a solo unos cientos de millas de la costa de Chile.

ATLÁNTICO SUR

Debido a la fuerte cizalladura del viento, la falta de perturbaciones y el agua relativamente fría, los ciclones tropicales son muy raros en el Atlántico Sur. Los que se forman suelen ser ciclones subtropicales relativamente débiles. Hasta la fecha, la cuenca sólo ha registrado un huracán real. En 2004, el huracán Catarina, llamado extraoficialmente, tocó tierra en el sur de Brasil.

MAR MEDITERRÁNEO

En raras ocasiones, se pueden formar ciclones subtropicales a finales del verano, cuando sistemas extratropicales de baja presión se mueven sobre las cálidas aguas del Mediterráneo central y pasan a una estructura más tropical. Estos se conocen coloquialmente como Medicanes.

VARIACIÓN INTRAESTACIONAL E INTERANUAL. Se han estudiado varios fenómenos climáticos cíclicos que alteran la climatología global. Estos fenómenos pueden provocar una variación de las condiciones necesarias para la ciclogénesis tropical y de esa manera alterar los valores promedios (climatología) de las estaciones de CTs de cada cuenca oceánica descritos anteriormente. Estos fenómenos que actúan como moduladores de las estaciones de CTs, pueden ser de diferentes escalas tanto temporales y espaciales, de manera que pueden producir variaciones intraestacionales con efectos que duran varios días dentro de una misma estación o interanuales con efectos que alteran toda la temporada de CTs de un año completo, a continuación, se nombran, sin entrar en detalles, estos efectos moduladores y se explica en cómo afectarían a la climatología de los CTs. Además de las variaciones intraestacionales e interanuales, últimamente se han realizado estudios que relacionan la variabilidad de los ciclones tropicales a escalas multidecenales, estas variaciones se relacionan con variaciones decenales del fenómeno ENOS [11].

VARIABILIDAD INTRAESTACIONAL:

- Modulación por la **MJO (Madden-Julian Oscillation)**. La oscilación Madden-Julian (MJO) es una perturbación que se propaga hacia el este y cruza la Tierra cada 30 a 60 días. Hay dos fases de la OMJ, activa y suprimida (ver imagen siguiente). La inestabilidad, las precipitaciones y la actividad de los ciclones tropicales aumentan durante la fase activa. Por el contrario, durante la fase de convección suprimida, la actividad de los ciclones tropicales es limitada. Si bien la OMJ es un fenómeno global, las investigaciones indican que el vínculo más fuerte de la OMJ con la actividad de CTs se encuentra en la cuenca del Pacífico oriental y del Atlántico

norte. Normalmente, cuando una de estas cuencas está activa, la otra queda suprimida. Cada fase de la OMJ dura aproximadamente dos semanas.

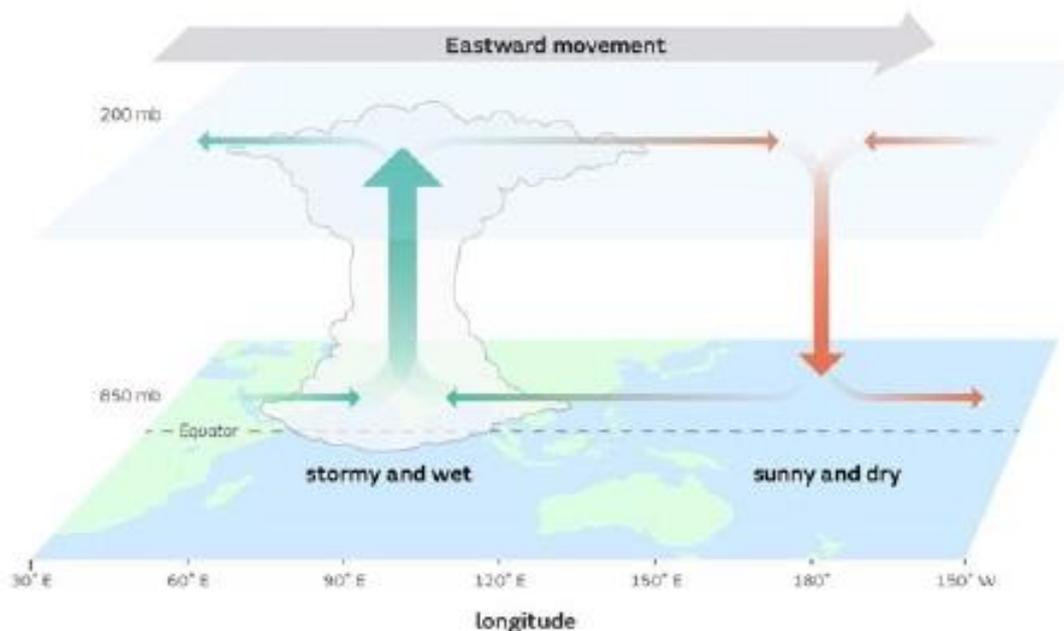


Ilustración 120. Madden-Julian Oscillation. Fase de convección aumentada (flecha verde) y flecha roja, fase opuesta. La dirección de propagación de este fenómeno hacia al este (flecha gris).

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.)

- **CAPA DE AIRE DEL SÁHARA (SAL, Saharan Air Layer).** Es un agente modulador del desarrollo de los CTs de gran escala en el Atlántico oriental. Como ya se explicó anteriormente la SAL, puede interactuar con Ondas Tropicales para inhibir su desarrollo al remover la humedad del aire introduciendo aire seco del Sahara y producir cizalladura vertical del viento.

No obstante, existen estudios, como el de Ross et al (2009), que demuestran que la SAL puede también tener una influencia positiva en la ciclogénesis tropical, en un evento de SAL, la convección activa puede persistir en sus límites sur y oeste, (ver imagen siguiente). El chorro africano del este que acompaña a la SAL saliendo de la costa africana, induce vorticidad por cizalladura ciclónica al sur del propio chorro en niveles medios. La vorticidad ciclónica puede ir acompañada por una perturbación de niveles medios (Onda Tropical) con la cual se puede acoplar y producir una Depresión Tropical [11].

Esta relación positiva entre la SAL y la formación de CTs no se da siempre. Una fuerte invasión de aire del Sahara puede debilitar cualquier perturbación en el flujo de nivel medio

generando un chorro del este más intenso en los niveles medios, lo cual crea un flujo de orientación más zonal en los niveles medios que tiene el efecto de eliminar el mecanismo de ciclogénesis tropical [11].

La SAL es una capa de aire muy seco y bien mezclado en altura embebido en el entorno marino del Atlántico. A partir de fines de primavera hasta comienzos de otoño, la intensificación de la radiación solar durante la estación caliente causa una mezcla profunda sobre el desierto del Sahara que a su vez crea una capa límite superficial seca y bien mezclada capaz de extenderse hasta el nivel de 500 hPa. En su extremo sur la SAL está delimitada por el chorro africano del este.

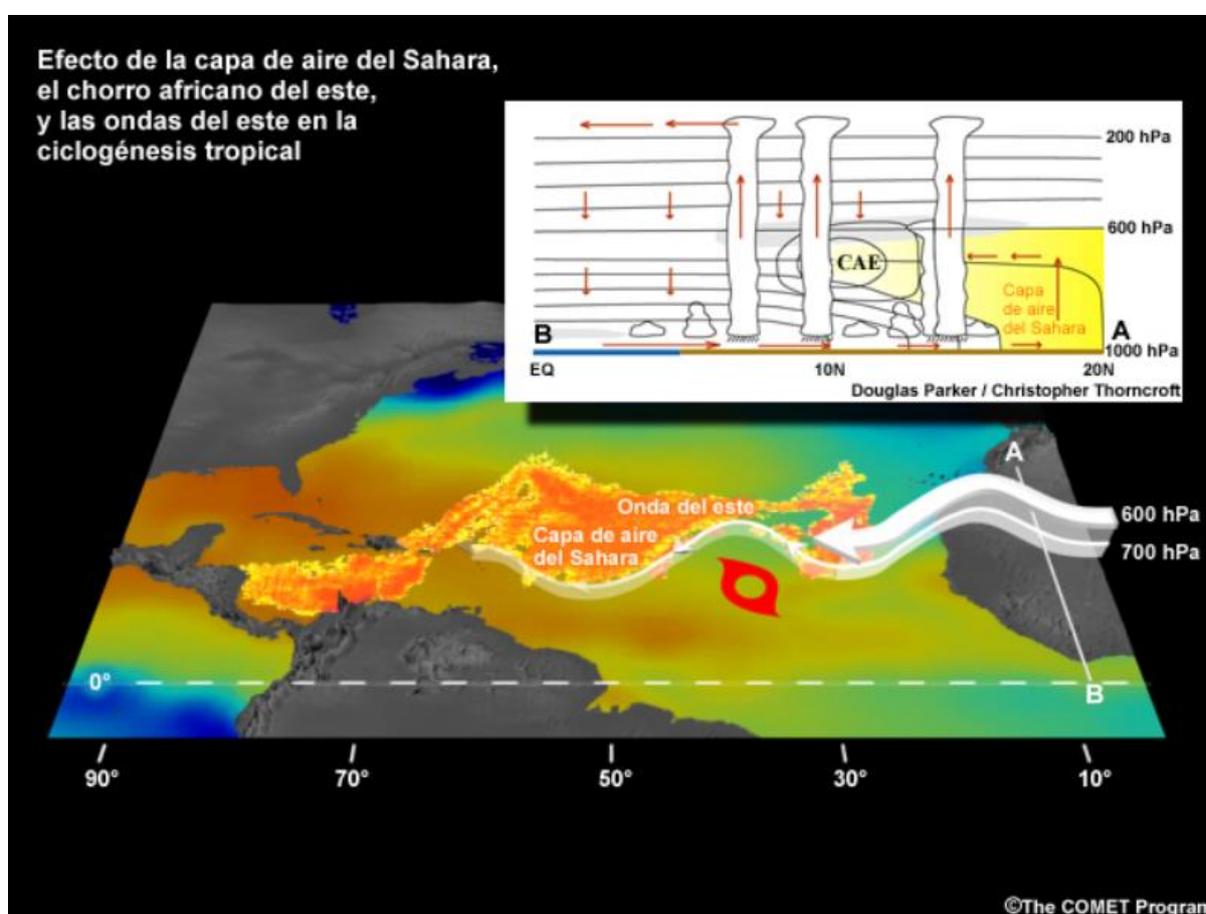


Ilustración 121. Representación esquemática de la capa de aire del Sahara y su efecto en la ciclogénesis tropical. Se muestran el chorro africano del este (CAE) en el límite sur de la capa de aire del Sahara y una onda tropical africana. La sección transversal es un modelo conceptual de la capa de aire del Sahara, el chorro africano del este y los sistemas atmosféricos convectivos, basado en el programa de estudio en el campo JET 2000.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

VARIABILIDAD INTERANUAL:

A escalas temporales interanuales, la variabilidad en los ciclones tropicales puede ser producto de patrones globales de variación en la atmósfera o en el sistema atmósfera-océano, como El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) o la oscilación cuasi-bienal (OCB) del viento en la estratosfera inferior [11].

- Modulación interanual de los CTs por **EL NIÑO-OSCILACIÓN DEL SUR (ENSO)**.

La Oscilación del Sur de El Niño (ENOS) es causada por cambios en la fuerza de los vientos alisios del este del Pacífico y tiene impactos globales. El ciclo tiene tres fases: El Niño, La Niña y neutral. Los episodios de El Niño y La Niña suelen ocurrir en ciclos irregulares con una frecuencia de cada 2 a 7 años. Un episodio normal suele durar entre 9 y 12 meses, mientras que algunos eventos han llegado a durar años.

Las condiciones de **El Niño** ocurren cuando los vientos alisios del este sobre el Pacífico son débiles. Este patrón climático permite que el agua cálida del Pacífico occidental migre hacia el este, creando TSM más cálidas que el promedio en el Pacífico oriental. Esta anomalía cálida del agua en el Pacífico Oriental crea inestabilidad, aumento de la convección y menor presión atmosférica, lo que afecta la circulación global alterando la circulación en los trópicos al producir una amplificación de la dorsal sobre el Pacífico subtropical y una vaguada sobre el Atlántico occidental. Como resultado, la cizalladura del viento disminuye en la dorsal y aumenta en la vaguada, lo que aumenta la actividad de los ciclones tropicales en el Pacífico oriental y disminuye la actividad en el Atlántico.

La Niña es lo opuesto a El Niño. Ocurre cuando los vientos alisios del este sobre el Pacífico son fuertes. Estos vientos arrastran la capa superior de agua cálida del océano desde las costas septentrionales de Sudamérica (Perú) hacia el oeste (Indonesia). Como resultado, se produce una surgencia (upwelling) de agua fría a lo largo de la costa de América del Sur y es arrastrada hacia el Pacífico central. Esta agua fría persistente crea efectos de subsidencia de aire a gran escala y reduce la convección en las costas del Perú, aportando un clima seco y frío. Este patrón afecta la circulación global al producir una vaguada en altura en el Pacífico subtropical y una dorsal en el Atlántico occidental. Como resultado, la cizalladura del viento aumenta en la vaguada y disminuye en la dorsal, lo que provoca una disminución de la actividad de los ciclones tropicales en el Pacífico oriental y una mayor actividad en el Atlántico.

La tabla siguiente describe el efecto modulador de ENSO en las cuencas de ciclones tropicales en todo el mundo.

Tabla 5. Efecto de El Niño en las cuencas de CTs.

Basin	El Niño	La Niña
North Atlantic	Decreased activity	Increased activity
Northeast Pacific	Increased activity	Decreased activity
Northwest Pacific	Genesis farther E & lower latitude, longer tracks	Genesis farther W & higher latitude, shorter tracks
North Indian	No significant effect	
Southwest Indian	No significant effect	
Southeast Indian	Decreased activity, genesis lower latitude	Increased activity, genesis higher latitude
Southwest Pacific	Decreased activity, genesis lower latitude	Increased activity, genesis higher latitude

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed).

- Modulación interanual por la **OSCILACIÓN CUASI-BIENAL (OCB)**

Otro agente modulador de la actividad interanual de los ciclones tropicales cuyos efectos abarcan más de un año es la Oscilación Cuasi-Bienal del viento zonal estratosférico. Como ocurre con ENOS, los efectos de la OCB en la actividad de ciclones tropicales dependen de la región.

La Oscilación Cuasi-Bienal (OCB) es un fenómeno que se observa en la climatología de los vientos zonales de la estratosfera ecuatorial inferior. Estos vientos se miden en el nivel de 30 a 50 hPa. La dirección del viento oscila del este al oeste y viceversa de acuerdo con un ciclo de aproximadamente 2 años. Estas oscilaciones alteran la cizalladura vertical del viento en el límite superior de la troposfera.

Las fases de la OCB relacionadas con una temporada de huracanes más (o menos) activa producen una mayor (o menor) cizalladura vertical del viento en la estratosfera baja.

En el Atlántico norte y Pacífico Noroccidental. Una OCB del oeste durante la temporada de huracanes del Atlántico suele producir una temporada más activa de lo normal (menor cizalladura del viento); en contraste, una OCB del este suprime la actividad de temporada con efectos similares a los eventos cálidos.

En el océano Índico Norte, se observan más ciclones tropicales durante la fase del este (negativa) de la anomalía de viento zonal de la OCB [11].

MOVIMIENTO Y TRAYECTORIAS DE LOS CICLONES TROPICALES

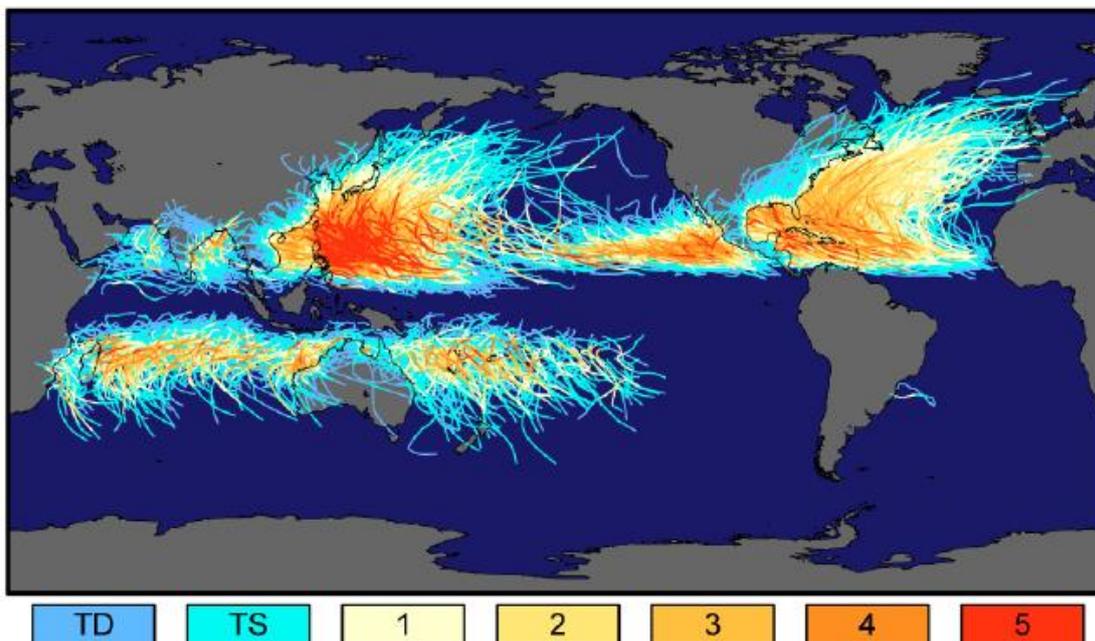


Ilustración 122. Trayectorias e intensidad de todos los Ciclones Tropicales entre 1851-2015.

Fuente: Datos obtenidos de base de datos IBTrACS, mapa de Robert A. Rohde.

En la imagen anterior se observa la ausencia de CTs en:

- alrededor del ecuador (debido a la insuficiente fuerza de Coriolis),
- en el Atlántico Sur (debido a altos valores de cizalladura vertical del viento y ausencia de perturbaciones tropicales) y
- en el Pacífico Sudeste (alta cizalladura, ausencia de perturbaciones tropicales y agua más fría).

Hace más de un siglo que sabemos que la trayectoria y velocidad de los ciclones tropicales se mueven en respuesta a los demás sistemas atmosféricos en su entorno (Fujiwhara, S., 1921). Desde esta perspectiva, es como si los CTs se movieran de forma pasiva, como «corchos flotantes» empujados por los sistemas atmosféricos a su alrededor. No cabe duda de que la acción rectora del ambiente, el “environmental steering flow”, es el factor predominante en el movimiento de los ciclones tropicales.

En 2019, el huracán Dorian casi se detuvo sobre el noroeste de las Bahamas con una velocidad registrada de 1 nudo durante 27 horas (imagen siguiente). Esto provocó que el ciclón adquiriese fuerza de Tormenta Tropical antes de impactar en la isla de Gran Ábaco durante aproximadamente 72 horas. Cuatro días después, Dorian quedó atrapado en el flujo

de las latitudes medias y se movía hacia el noreste a 25 nudos antes de golpear Nueva Escocia como un Ciclón Extratropical.

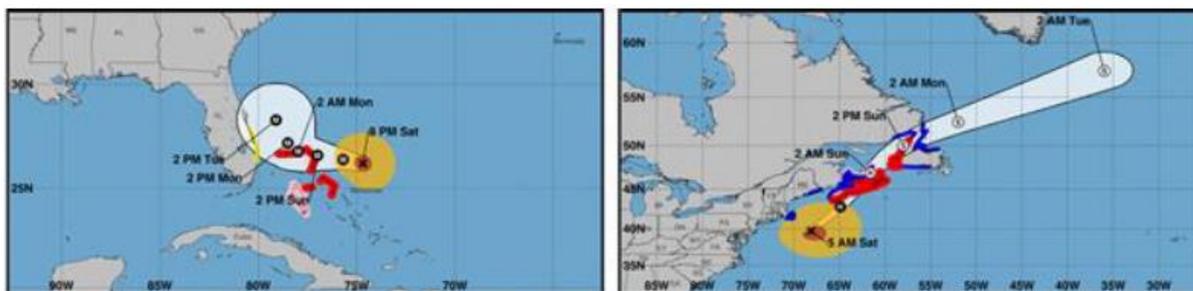


Ilustración 123. NHC Track Forecast Cone de 3 días para el Huracán Dorian mostrando la gran aceleración al encontrarse con la corriente en chorro de latitudes medias.

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.)

Para calcular el movimiento del CT por su entorno se utiliza principalmente el promedio de los niveles de 850 a 200 hPa, pero se ha demostrado que la elección de la capa a promediar para calcular el movimiento está levemente relacionada con la intensidad de la tormenta y a menudo una capa menos profunda (digamos 850 a 500 hPa) puede estimar la corriente rectora mejor para una tormenta más débil.

El flujo ambiental o corriente rectora (environmental steering flow) es el factor más importante sobre el movimiento del CT, no obstante, el movimiento de los CTs depende también de otros factores que los meteorólogos tienen en cuenta a la hora de realizar un pronóstico sobre su trayectoria, estos son: el «efecto β » y efecto « β » ambiental y el efecto Fujiwhara.

EFFECTO DE LA ACCIÓN RECTORA DEL FLUJO AMBIENTAL

Como se explicó anteriormente, este es el factor que tiene un mayor efecto sobre la trayectoria de un CT.

La posición y el estado del anticiclón subtropical de las cuencas oceánicas es un factor determinante en la trayectoria de los CTs. Por ejemplo, en el Atlántico Norte cuando el anticiclón tiene más intensidad y las altas presiones se sitúan más al oeste, se crea el flujo rector necesario para que los CTs lleguen a tierra. Por otro lado, cuando el anticiclón se encuentra más débil y al este hace que los sistemas tropicales recurven antes de llegar a las longitudes más occidentales. El anticiclón, en el Atlántico Norte, suele debilitarse debido a la

aproximación por el oeste de una borrasca o de una vagada del chorro polar, tal y como se observa en las siguientes imágenes.

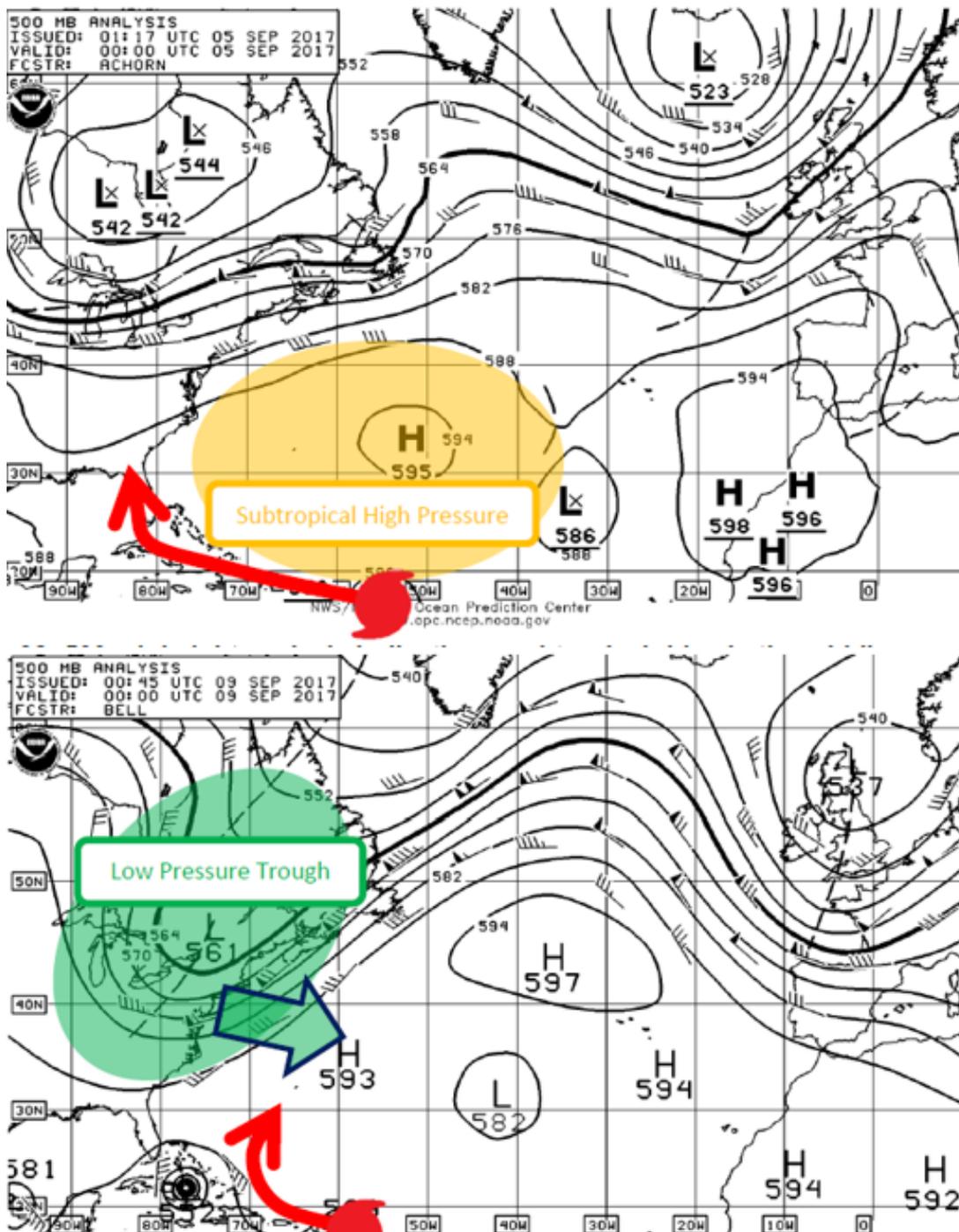


Ilustración 124. Análisis de altura geopotencial 500mb. Se comparan en la imagen de arriba la trayectoria de un CT en diferentes situaciones de la dorsal/anticiclón subtropical.

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed).

EFFECTOS INTERNOS / El «efecto β » y el efecto « β » ambiental.

El efecto β , también llamado *propagación por los giros β* suele ser menor al efecto de la acción rectora del flujo a gran escala, a menudo solo en razón de un par de m/s. A veces su impacto en la dirección de la tormenta puede alterar sustancialmente su evolución.

La componente del efecto β en la trayectoria del CT se debe al gradiente de vorticidad de fondo/ambiental (*los giros β*). La propagación del movimiento de un CT que no es producto de la acción rectora del flujo de fondo (advección) no podría ocurrir sin la variación norte-sur del parámetro de Coriolis, que causa que el CT se mueva en ausencia del flujo rector. El aumento de la fuerza de Coriolis con la latitud hace que la trayectoria de los CTs derive hacia el ONO en el hemisferio norte.

EFFECTO FUJIWHARA

Este efecto se produce cuando dos CTs se encuentran dentro de un radio de aproximadamente 750 millas, en este caso se da una interacción entre vórtices que hace que uno rote ciclónicamente alrededor del otro. Si un CT es más débil que el otro, éste rotará alrededor del CT más intenso. En términos dinámicos se trata del efecto de la acción rectora y del efecto β que un vórtice ejerce sobre otro. El efecto Fujiwhara no es muy común y suele ocurrir con más frecuencia en el Pacífico Noroccidental.

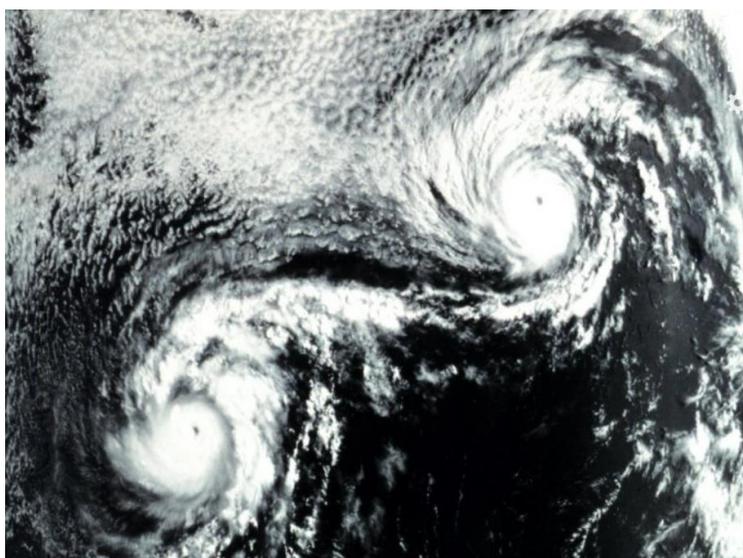


Ilustración 125. Imagen del satélite NOAA-3 en canal visible (VIS) de los huracanes Lone y Kirsten (1974) orbitando entre ellos, efecto Fujiwhara.

Fuente: NOAA Photo Library

INFLUENCIA EN EL TIEMPO ATMOSFÉRICO

Los CTs son los sistemas atmosféricos tropicales más peligrosos y dan lugar a peligros asociados a **intensos vientos, marejadas ciclónicas (en inglés “storm surge”), fuerte oleaje, lluvias fuertes e inundaciones, tornados y rayos** entre otros.

VIENTOS

Como ya se explicó anteriormente al definir el campo de vientos de un CT, los vientos más peligrosos en un huracán bien desarrollado suelen ocurrir en el semicírculo derecho (relativo a su trayectoria) en el hemisferio norte y a una corta distancia de las paredes del ojo; en el hemisferio sur, ocurren en el semicírculo izquierdo.

Los fuertes vientos de un CT pueden causar una amplia variedad de daños cuando la tormenta se desplaza tierra adentro. En un evento de CT, las ayudas a la navegación pueden quedar fuera de posición o ser destruidas. Los fuertes vientos pueden causar que los buques que se encuentren amarrados en puerto rompan las amarras, pueden arrancar árboles, tendidos eléctricos, dañar casas, etc.

Las rachas de viento sobre el mar son normalmente un 20-25% más intensas que el promedio de 1 minuto de vientos sostenidos, aunque las rachas aún más fuertes se producen sobre tierra.

OLEAJE

Como es sabido, la altura de las olas depende de la velocidad del viento, la duración del viento (persistencia) y la extensión sobre la que el viento actúa con una misma dirección (fetch). El oleaje, cuando adquiere la intensidad suficiente, se propaga lejos de la zona de fetch, llegando a convertirse en mar de fondo (en inglés, “swell”).

Durante un CT ha habido reportes de olas de hasta 24m de altura (por ejemplo en el Huracán Iván en el Atlántico en 2004). Sin embargo, durante un CT los vientos no suelen tener la persistencia suficiente sobre una región determinada como para crear olas enormes. Esto es debido a que la dirección y velocidad del viento cambia más rápidamente que en los Ciclones Extratropicales. De esta manera en los Ciclones Extratropicales, para unas condiciones de viento dadas, suelen crear un oleaje mayor, puesto que llegan a tener una mayor persistencia y fetch.

Debido al movimiento de un CT Cuando el oleaje de cierto tamaño viaja a la misma velocidad y dirección pueden ocurrir condiciones excepcionales debido a que se puede incrementar significativamente la persistencia y el fetch, se genera lo que se conoce como

“fetch dinámico” ver imagen a continuación, y en consecuencia la altura de las olas también aumenta.

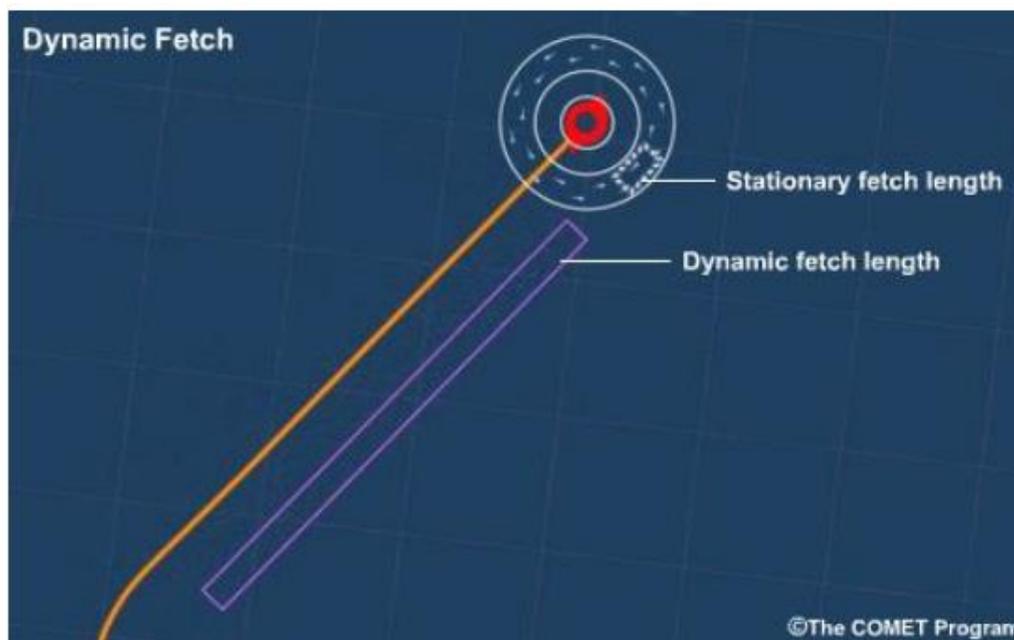


Ilustración 126. Representación del “fetch dinámico” en un CT en el hemisferio norte, para el hemisferio sur, el fetch dinámico se sitúa a la izquierda de la trayectoria.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

La mar de fondo o “swell” generada por un CT puede viajar del orden de 750 millas por día y puede extenderse a más de 3000 millas del centro de la tormenta. Antes de que existieran los satélites y las comunicaciones por radio, las olas anchas con gran longitud de onda, es decir, la mar de fondo era para los navegantes el primer aviso de la aproximación de un CT.

Otra condición que puede dar lugar a un incremento excepcional de la altura del oleaje es cuando se encuentran grupos de olas provenientes de diferentes direcciones. Este fenómeno es común en el ojo de la tormenta, donde mientras los cielos están despejados y los vientos en calma, en la mar se encuentran grandes olas que provienen de varias direcciones (mar confusa). Este fenómeno es más evidente cerca del ojo y en el semicírculo de atrás en relación al movimiento de la tormenta.



Ilustración 127. Imagen dentro de la pared del ojo, “eyewall”, del Huracán Sam en 2021 de categoría 4 captada por un Saildrone de la NOAA. El saildrone midió olas de hasta 27.5m cuando se grabó el video que contiene la imagen.

Fuente: <https://www.pmel.noaa.gov/saildrone-hurricane/>

MAREJADAS CICLÓNICAS

Las Marejada Ciclónica (Storm Surge en inglés) es el aumento del nivel del mar producido por el viento cuando un CT se mueve cercano a la costa.

«La evidencia disponible indica que siempre que un ciclón tropical provoca una alta tasa de mortalidad, la causa predominante de muerte es el ahogamiento, no la acción del viento o de los objetos arrastrados por el viento, ni los colapsos estructurales.» Rappaport y Fernandez-Partagas (1995).

La mayor pérdida de vidas documentada a causa de un ciclón tropical ocurrió en noviembre de 1970 en Bangladesh, cuando más 300 000 personas fallecieron en las inundaciones costeras provocadas por un ciclón tropical.

A nivel mundial, la marejada ciclónica (MC) es el peligro directo de los ciclones tropicales que provoca más pérdida de vidas [44]. La marejada ciclónica es producto de las olas impulsadas por el viento combinadas con un leve componente producto de la baja presión del centro del ciclón. La marejada ciclónica es más fuerte donde el movimiento del ciclón intensifica el viento, lo cual significa que en el hemisferio norte la marejada ciclónica es más peligrosa en el cuadrante delantero derecho del ciclón en relación a su trayectoria; en el hemisferio sur, la marejada es más peligrosa en el cuadrante delantero izquierdo.

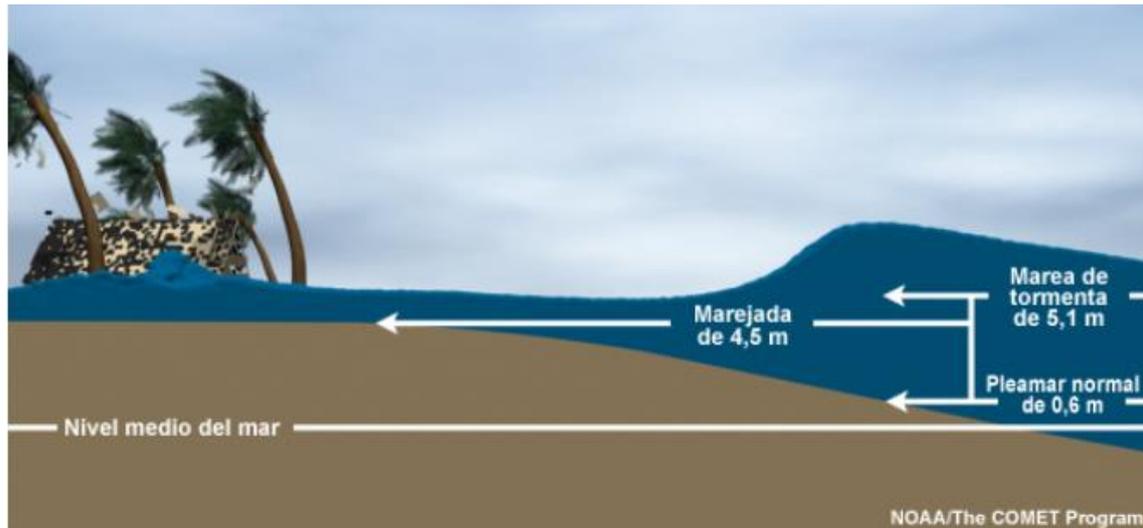


Ilustración 128. Arriba, representación esquemática de una marejada ciclónica; abajo, ejemplo de la devastación producida por una marejada ciclónica durante el Huracán Ike en la Península de Bolívar, Septiembre de 2008.

Fuente: [45] Ciclones tropicales: guía de preparación (2013)

El aumento del nivel del mar puede ser de 1m o menos, pero en casos extremos puede llegar a aumentar hasta 6m el nivel del mar, sumando la altura de la marea astronómica y el aumento del nivel del mar producido por la marejada ciclónica se obtiene lo que se conoce como “marea de tormenta” (ver panel superior de la imagen anterior). La intensidad de la marejada ciclónica depende de una combinación de factores entre los que se incluyen:

- La batimetría y topografía del fondo, el efecto de la MC es mayor en mares parcialmente cerrados como el Golfo de Méjico.
- La velocidad y trayectoria del ciclón y el tamaño del campo de vientos. Las MCs más extensas ocurren en los CTs que se mueven a menor velocidad y con un campo de vientos más extenso. Por otro lado, cuando la velocidad de traslación es mayor la marejada ciclónica es más alta en el lugar cercano a donde toca tierra. Cuanto más extenso sea el campo de vientos, mayor será también la extensión afectada por la marejada ciclónica. En cuanto a la trayectoria, las marejadas ciclónicas mas altas se producen en trayectorias perpendiculares a la línea de costa.

Las marejadas ciclónicas y las grandes olas que se producen en un CT pueden resultar en pérdidas de vidas humanas, edificios destruidos, erosión en la costa, daños a las carreteras y puentes a lo largo de la costa. La marejada ciclónica puede atravesar varias millas tierra adentro. En los estuarios y pantanos, la intrusión de agua salada pone en peligro la salud pública y el medio ambiente [45].

Para un buque que se encuentre amarrado en puerto, el aumento del nivel del mar de la MC, los fuertes vientos y oleaje asociados a un CT pueden provocar que los buques rompan las amarras o si están fondeados hacer garrear las anclas y/o romper la cadena, pudiendo arrastrar los buques contra obstáculos y dejarlos varados.

LLUVIAS E INUNDACIONES

Los CTs han provocado algunas de las lluvias más intensas registradas del planeta.

La trayectoria del CT y la topografía terrestre tienen una influencia considerable en el total de precipitaciones. Las lluvias torrenciales pueden ocurrir cuando una tormenta se mueve a través de una cordillera o zona montañosa; esta situación se suele dar en Filipinas y en Japón, donde incluso una débil Depresión Tropical produce lluvias importantes.

Las inundaciones son un fenómeno extremadamente destructivo asociado las lluvias torrenciales de un CT. La inundación de una región además de la acumulación de lluvias, dependerá de las características físicas del terreno, es decir, de la capacidad de drenaje del

suelo y del estado de los ríos y/o presas cercanas. En zonas montañosas los desastres por inundaciones se desarrollan rápidamente y pueden causar una gran pérdida de vidas.

TORNADOS

Los tornados se suelen producir en el cuadrante de los vientos más fuertes del CT, que para el hemisferio norte es el delantero derecho.

Cuando un ciclón tropical llega a adentrarse tierra adentro, la velocidad de los vientos en la superficie baja más rápidamente que la de los vientos en altura, lo cual crea la cizalladura vertical del viento que permite la formación de tornados.

Existen muchos casos de tornados que se han formado dentro de la circulación de un Ciclón Tropical. La mayoría de ellos han ocurrido en CTs del Atlántico Norte en la región de las Indias Occidentales del Mar Caribe y a lo largo del golfo y la costa atlántica de los EEUU.

En 2004 durante el huracán Iván se registraron 117 tornados.

CLASIFICACIÓN SEGÚN LA INTENSIDAD DEL HURACÁN

Además de las diferentes denominaciones que se le da a los CTs una vez adquieren intensidad mayor a las definidas por las categorías “Depresión Tropical” y “Tormenta Tropical” que se explicaron anteriormente, una vez que el Ciclón Tropical alcanza una intensidad mayor se clasifica de diferentes maneras según la región en la que nos encontremos. En las diferentes escalas se utiliza un periodo de tiempo diferente para calcular el promedio de vientos máximos sostenidos.

En el Atlántico Norte y Pacífico Nororiental se utiliza la escala de Saffir-Simpson para los huracanes, mientras que en otras regiones como en Australia, Pacífico noroccidental e Índico, además de utilizar otros nombres para referirse a los huracanes como Willy-willy, Tifón, Supertifón o Ciclón, también se utilizan otras escalas con diferente periodo de tiempo para el promedio de los vientos. Además del promedio de vientos, también se dan en las escalas, en función de la categoría del huracán, una estimación de los daños a la propiedad asociados.

La OMM recomienda utilizar la media de 10 minutos, sin embargo, en los EEUU se utiliza el promedio durante 1 minutos para clasificar los huracanes según la escala Saffir-Simpson.

knot	km/h	Beaufort	South West Indian Ocean*	Arabian Sea and Bay of Bengal**	North West Pacific**	North Atlantic and North East Pacific***	South West Pacific and South East Indian Ocean*	
			knot km/h	knot km/h		knot km/h mi/h	knot km/h	
			Zone of disturbed weather	Low pressure area			Tropical disturbance	
17 27	31 50	6	Tropical disturbance	Depression	Tropical depression	Tropical depression	Tropical low/depression	
28 33	51 62	7	Tropical depression	Deep depression				
34 40 47	63 88	8 9	Moderate tropical storm	Cyclonic storm	Tropical storm	Tropical storm	Tropical cyclone (gale) / Category 1	
48 52 63	89 117	10 11	Severe tropical storm	Severe cyclonic storm	Severe tropical storm		Tropical cyclone (storm) / Category 2	
64	118	12	64 Tropical cyclone	64 Very Severe Cyclonic Storm	Typhoon	64 Hurricane CAT 1	64 Severe tropical cyclone (hurricane) / Category 3	
						82 153 95		83 154 96
						95 177 110		96 178 111
						96 178 111		112 208 129
						113 209 130		113 209 130
			90 Intense tropical cyclone	90 Extremely Severe Cyclonic Storm		113 209 130	86 Tropical cyclone / Category 4	
			115 212	119 221		136 251 156	107 199	
			116 213 Very intense tropical cyclone	120 222 Super cyclonic storm		137 252 157	>107 >200 Tropical Cyclone / Category 5	

Ilustración 129. Tabla de la OMM en la que se muestra las diferentes escalas usadas para la clasificación de los CTs según su intensidad para cada cuenca oceánica.

Fuente: WMO, World Meteorological Organization

A continuación, se muestra en detalle cómo, según la escala SAFFIR-SIMPSON, se clasifican los CTs una vez alcanzan la categoría de Huracán, es decir con vientos máximos sostenidos de 64kts o más.

Los huracanes de categoría 3 o superior son considerados huracanes intensos “major hurricanes”. Aunque no se muestra en la tabla anterior, en el Pacífico Noroccidental, se nombra como Supertifones a CTs con vientos sostenidos de más de 150 mph que equivalen a la categoría 5 de la escala Saffir-Simpson.

Categoría Vientos sostenidos

Tipos de daños debidos a vientos huracanados

1	74-95 mph 64-82 nudos 119-153 km/h	Los vientos muy peligrosos producirán algunos daños: las casas con estructura bien construidas podrían sufrir daños en el techo, las tejas, el revestimiento de vinilo y las canaletas. Las ramas grandes de los árboles se romperán y los árboles con raíces poco profundas pueden caer. Es probable que los daños importantes a las líneas y postes eléctricos provoquen cortes de energía que podrían durar de unos pocos a varios días.
2	96-110 mph 83-95 nudos 154-177 km/h	Los vientos extremadamente peligrosos causarán daños importantes: las casas con estructura bien construidas podrían sufrir daños importantes en el techo y el revestimiento. Muchos árboles con raíces superficiales se romperán o arrancarán de raíz y bloquearán numerosos caminos. Se espera una pérdida de energía casi total con cortes que podrían durar desde varios días hasta semanas.
3 (mayor)	111-129 mph 96-112 nudos 178-208 km/h	Se producirán daños devastadores: las casas con estructura bien construida pueden sufrir daños importantes o la eliminación de la plataforma del techo y los hastiales. Muchos árboles serán arrancados o arrancados de raíz, bloqueando numerosas carreteras. La electricidad y el agua no estarán disponibles durante varios días o semanas después de que pase la tormenta.
4 (mayor)	130-156 mph 113-136 nudos 209-251 km/h	Se producirán daños catastróficos: las casas con estructura bien construida pueden sufrir daños graves con la pérdida de la mayor parte de la estructura del techo y/o algunas paredes exteriores. La mayoría de los árboles serán arrancados o arrancados de raíz y los postes eléctricos derribados. Los árboles caídos y los postes eléctricos aislarán las zonas residenciales. Los cortes de energía durarán semanas o posiblemente meses. La mayor parte del área quedará inhabitable durante semanas o meses.
5 (mayor)	157 mph o más 137 kt o más 252 km/h o más	Se producirán daños catastróficos: un alto porcentaje de casas con estructuras serán destruidas, con falla total del techo y colapso de las paredes. Los árboles caídos y los postes eléctricos aislarán las zonas residenciales. Los cortes de energía durarán semanas o posiblemente meses. La mayor parte del área quedará inhabitable durante semanas o meses.

Ilustración 130. Escala Saffir-Simpson para la clasificación de huracanes según promedio de 1 minuto de los vientos máximos sostenidos.

Fuente: NHC, National Hurricane Center.

4. INFORMACIÓN METEOROLÓGICA Y CLIMATOLÓGICA

A la hora de realizar una navegación segura se necesita tener presente la información climatológica y meteorológica disponible para la región por la que vayamos a navegar.

La meteorología y la climatología son dos formas diferentes de estudiar y comprender el comportamiento de la atmosfera. De manera simple podemos entender a la meteorología como la ciencia que estudia los elementos atmosféricos mientras que la climatología estudia las condiciones promedio de la atmosfera y de los elementos atmosféricos para una región o área determinada.

Teniendo en cuenta la climatología de un lugar podremos hacer una gestión de la derrota, a largo plazo, basándonos en las condiciones estadísticas de un lugar y sobre todo podremos tener consciencia para saber a qué fenómenos atmosféricos y oceanográficos debemos estar atentos en una región y época determinada. Para ello se usan las cartas climatológicas como explica más adelante en el punto 4.2.

Por otro lado, conocer la meteorología, y dicho de una manera más específica, los pronósticos meteorológicos, podremos realizar una gestión de la derrota a corto-medio plazo, esto es, revisando los pronósticos antes de la salida. En caso de una navegación larga, durante la travesía, los pronósticos a corto plazo nos permitirán realizar la toma de decisiones necesarias para modificar la derrota con el objetivo de evitar condiciones de tiempo severo.

Además de los pronósticos meteorológicos, durante una navegación también puede llegar a ser de vital importancia la información que se obtiene a partir de las observaciones realizadas a bordo, tanto visuales como usando los equipos disponibles, para detectar y anticiparse a la posible presencia de un fenómeno meteorológico adverso. Un buen marino debe tener cierto conocimiento de la dinámica de los fenómenos atmosféricos, puesto que, en algunos casos, los pronósticos pueden tener una carencia de precisión y es ahí donde el conocimiento de las dinámicas meteorológicas nos permitirá, por medio de las observaciones realizadas a bordo, detectar la presencia de un fenómeno meteorológico adverso que no haya sido reportado y poder evitar poner al buque y la vida de los tripulantes a la suerte de las tempestades.

En este capítulo se expone cómo se distribuye y cómo se obtiene la información para realizar los pronósticos meteorológicos y se explica cómo se recibe la información meteorológica a bordo de los buques. Se exponen algunos ejemplos de productos meteorológicos importantes para la navegación y se explica cómo se deben interpretar. Por último, se explica cómo se realizan las observaciones a bordo, visuales y utilizando el equipo

que se debe disponer, y cómo interpretar la posible presencia de diferentes fenómenos como son los Ciclones Tropicales, frentes, etc.

4.1. DISTRIBUCIÓN DE LA INFORMACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL Y MARÍTIMA

Para la realización de todos los pronósticos a nivel mundial se requiere la recopilación de una gran cantidad de datos procedentes de observaciones realizadas simultáneamente en muchos puntos del planeta. Los servicios meteorológicos nacionales, regionales e incluso internacionales colaboran estrechamente para poder obtener la información y realizar los pronósticos meteorológicos de todo el planeta. **La Organización Meteorológica Mundial (OMM)**, es el organismo de las Naciones Unidas que se encarga de coordinar la participación de todos los países miembros, establece criterios unificados para la realización de observaciones y la transmisión de la información necesaria para la elaboración de los pronósticos meteorológicos y también para las investigaciones en meteorología y climatología.

La OMM se diversifica en 6 Oficinas Regionales, las cuales, a su vez, representan y prestan apoyo a los Servicios Meteorológicos e Hidrográficos Nacionales (SMHN) de cada estado miembro.



Ilustración 131. Asociaciones regionales de la OMM.

Fuente: OMM

La OMM cuenta con un Programa de Ciclones Tropicales que tiene la tarea de establecer sistemas coordinados a nivel nacional y regional para garantizar que la pérdida de vidas y los daños causados por los ciclones tropicales se reduzcan al mínimo.

Además de las oficinas regionales descritas anteriormente, debido al gran impacto social y económico que tienen los Ciclones Tropicales, la OMM cuenta con 6 oficinas Regionales Especializadas en Ciclones Tropicales (TC-RSMC, Tropical Cyclone-Regional Specialized Centres) y 6 Centros de Aviso de Ciclones Tropicales (TCWCs, Tropical Cyclone Warning Centres) que, participando en el Programa de Ciclones Tropicales, tienen la responsabilidad de proveer avisos y boletines con información meteorológica básica actualizada de los CTs, Huracanes y Tifones en todo el mundo. Los avisos y boletines divulgados por los centros especializados sirven como información oficial de primer nivel de referencia para los medios de comunicación internacionales y algunos de los usuarios como la gente de mar.

La misión principal de los RSMCs y TCWCs consiste en la detección, la monitorización y la predicción operacional de todos los sistemas tropicales de su área de responsabilidad. Este cometido se traduce en la provisión de análisis, predicciones y boletines actualizados regularmente. La información dada en esos avisos sirve de base y orientación sobre la cual los SMHNs realizan sus pronósticos y avisos locales para sus territorios nacionales y aguas costeras.

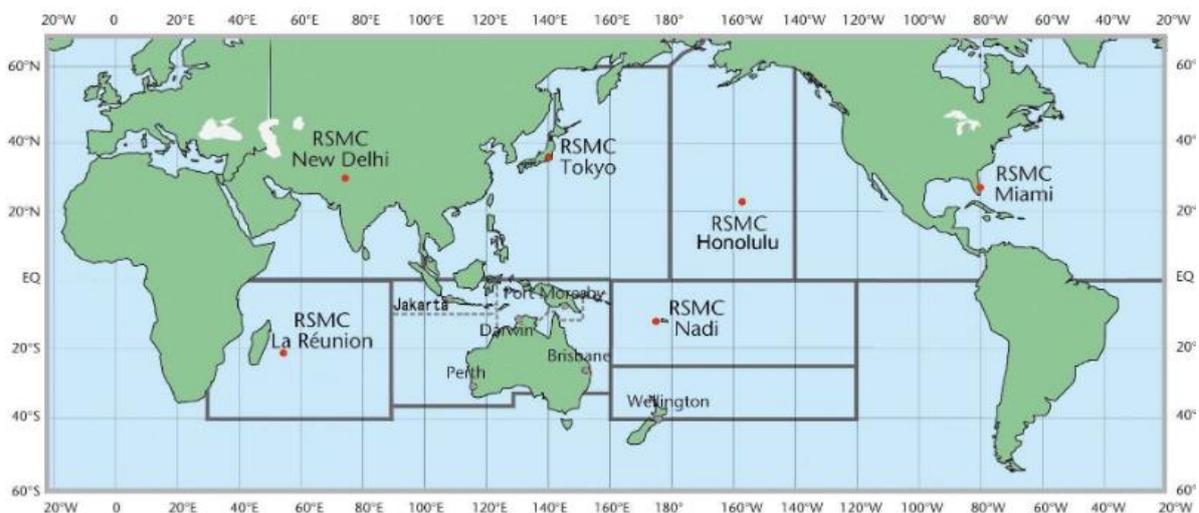


Ilustración 132. Áreas de responsabilidad de cada Centro de ciclones Tropicales (RSMCs y TCWCs).

Fuente: OMM

Los RSMCs y TCWCs, se encargan de ponerle nombres a los Ciclones Tropicales una vez que alcanzan intensidad de tormenta tropical dentro de su zona de responsabilidad, excepto el RSMC de Honolulu y de Miami, que son responsables de las cuencas del Atlántico Norte y Pacífico Central y Oriental, donde es el NHC quien publica los nombres.

Tropical Cyclone Regional Specialised Meteorological Centres (RSMCs)	
RSMC Miami-Hurricane Center NOAA/NWS National Hurricane Center, USA.	Caribbean Sea, Gulf of Mexico, North Atlantic and eastern North Pacific Oceans
RSMC Tokyo-Typhoon Centre Japan Meteorological Agency	Western North Pacific Ocean and South China Sea
RSMC-tropical cyclones New Delhi India Meteorological Department	North Indian Ocean Bay of Bengal and the Arabian Sea
RSMC La Réunion-Tropical Cyclone Centre Météo-France	South-West Indian Ocean (including the Mozambique Channel)
RSMC Nadi-Tropical Cyclone Centre Fiji Meteorological Service	South-West Pacific Ocean
RSMC Honolulu-Hurricane Center NOAA/NWS, USA	Central North Pacific Ocean
Tropical Cyclone Warning Centres (TCWCs) with Regional Responsibility	
TCWC-Perth Bureau of Meteorology, Australia	South-East Indian Ocean
TCWC-Darwin Bureau of Meteorology, Australia	Arafura Sea and the Gulf of Carpentaria
TCWC-Brisbane Bureau of Meteorology, Australia	Coral Sea
TCWC-Port Moresby National Weather Service, Papua New Guinea	Solomon Sea and Gulf of Papua
TCWC-Wellington Meteorological Service of New Zealand, Ltd.	Tasman Sea
TCWC-Jakarta Badan Meteorologi and Geofisika	South-East Indian Ocean

Ilustración 133. Listado de los RSMCS y TCWS y sus SMHNs asociados.

Fuente: Meteo-France

4.1.1. INFORMACIÓN METEOROLÓGICA MARITIMA

Para el sector marítimo, la OMM dispone de un servicio de avisos a navegantes y pronósticos meteorológicos, llamado “Worldwide Met-Ocean Information and Warning Service (WWMIWS)”. Este servicio está dentro del marco del Sistema Mundial de Socorro y de Seguridad Marítima / Global Maritime Distress and Safety System (SMSSM / GMDSS) de la Organización Marítima Internacional (OMI).

Los avisos y pronósticos meteorológicos se transmiten como parte de la Información de Seguridad Marítima, en inglés Maritime Safety Information (MSI), del SMSSM de la OMI. Para divulgar la MSI, la OMI divide los océanos del planeta en 21 regiones que se llaman NAVAREAS/METAREAS y al mismo tiempo cada METAREA se subdivide en zonas marítimas más pequeñas, con nombres que, en la medida de lo posible, se corresponden a localizaciones geográficas dentro de cada país.



Ilustración 134. NAVAREAS/METAREAS para las que se difunden los mensajes de Información de Seguridad Marítima, MSI. La MSI, incluye información meteorológica y también avisos a los navegantes.

Fuente: WMO- Worldwide Met-Ocean Information and Warning Service (WWMIWS)

Para cada METAREA, la OMM designa un Coordinador METAREA, por ejemplo para la METAREA II, el coordinador es el “Responsable du Département de Prévision marine et Océanographie, Météo-France” [47]. El Coordinador METAREA, es la autoridad que se encarga de coordinar las transmisiones de información meteorológica marítima que elaboran

los diferentes Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales (SMHN) para las zonas en que se subdivide la METAREA correspondiente.

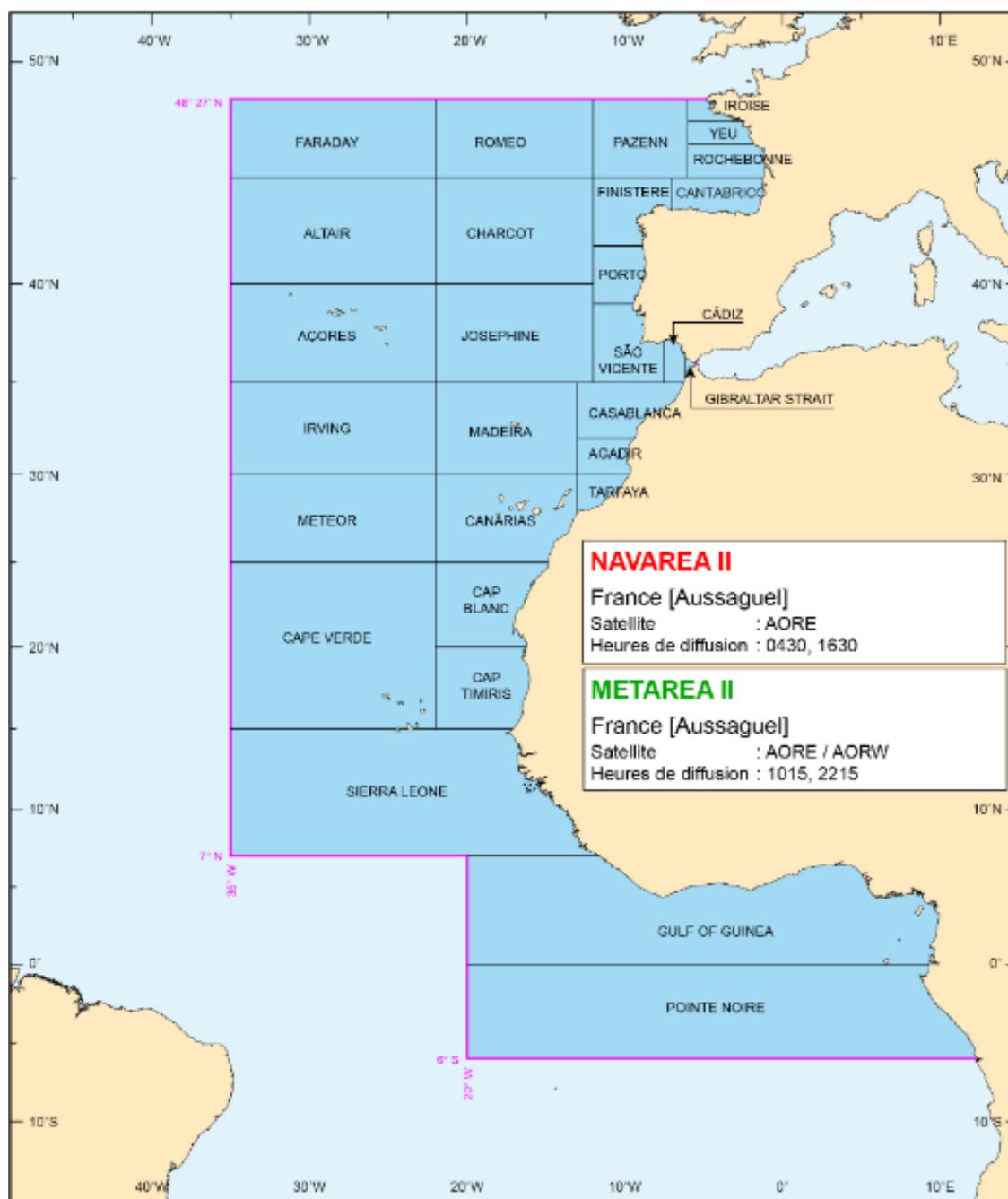


Ilustración 135. Zonas en las que se divide la MET/NAVAREA II, para las cuales los diferentes SMHN emiten la información meteorológica.

Fuente: Service hydrographique et océanographique de la Marine, SHOM. Servicio hidrográfico de la marina en Francia.

Para cumplir con las regulaciones del SOLAS Cap. V regla 5, los gobiernos contratantes a través de sus SMHNs elaboran y transmiten la información y pronósticos meteorológicos que le corresponden para cada subzona localizada dentro de una METAREA. En la imagen de arriba se muestra cómo se divide la METAREA II.

DIFUSIÓN POR NAVTEX: Los SMHNs cuentan con varias estaciones costeras que por medio de **NAVTEX** difunden la MSI, que incluye la información meteorológica, para las subzonas dentro de la METAREA que le correspondan. Por ejemplo, la estación costera de Las Palmas, dentro de la Metarea II, tiene su área de responsabilidad definida y emite avisos y pronósticos meteorológicos para las subzonas de: Madeira, Casablanca, Agadir, Canarias, Tarfaya y Cap Blanc, (ver mapa anterior).

DIFUSIÓN POR EGC: Es el Coordinador Metarea es quien emite los mensajes por medio de **EGC**, con avisos y pronósticos meteorológicos para su Metarea. Por ejemplo, Meteo-France emite los EGCs con con avisos y pronósticos meteorológicos para toda la NAVAREA II.

En la *resolución A.705(17) de Difusión de Información de Seguridad Marítima* enmendada de la OMI, se establecen las normas y métodos que deberían usarse para transmitir y recibir información sobre seguridad marítima (MSI). Dentro de la MSI se incluye:

1. Avisos a los navegantes / Navigational warnings.
2. **Avisos Meteorológicos / Meteorological warnings.**
3. Reportes de hielo / Ice Reports.
4. Búsqueda y Rescate / Search and Rescue Information.
5. **Pronósticos meteorológicos / Meteorological Forecast.**
6. Mensajes de servicios de practicaaje / Pilot service messages.
7. Mensajes para ayudas a la navegación electrónicas / Electronic navigation system messages (GPS, DGPS, etc.)

Los dos métodos principales que deben usar las estaciones de radio autorizadas, para transmitir la MSI, según la resolución A.705(17) de *Difusión de Información de Seguridad Marítima* enmendada de la OMI son:

1. NAVTEX (NAVigational TEXt) . En transmisiones para aguas costeras, zonas A1 y A2 del sistema GMDSS; y
2. EGC (Enhanced Group Call). En transmisiones para áreas geográficas cubiertas por un servicio móvil por satélite reconocido, zonas A1, A2 y A3 del convenio SOLAS. Por ejemplo, para cumplir con este cometido, los avisos y

pronósticos meteorológicos son emitidos por los Coodinadores METAREA (Meteo-France, para Metarea II.

Actualmente los servicios móvliés por satélite reconocidos que dan servicio al GMDSS son:

- SafetyNet de la empresa Inmarsat (Londres), que proviene de un conevenio con la OMI en 1976. SafetyNet es un servicio para difundir y recibir MSI por medio de EGC;
- y SafetyCast de la empresa Iridium (EEUU) reconocido mediante un acuerdo con la OMI en 2018.

La *resolución A.705(17)*, también establece que, para las zonas marítimas fuera de la cobertura satelital (SafetyNet o ahora también SafetyCast), es decir en la zona A4, que se corresponden a las zonas polares (latitudes por encima de 70°), la MSI se “podrá” transmitir por IDBE (Impresión Directa de Banda Estrecha) en ondas decamétricas (HF). Los receptores de IDBE en ondas HF (decamétricas) que se utilizan en los buques, se llaman radiotelex, disponen de una patantalla de ordenador conectados a un módem y este a su vez al equipo receptor de MF/HF y son capaces de recibir mensajes de texto.

Además de los métodos descritos, las Administraciones adicionalmente podrán transmitir información meteorológica marítima por otros medios, como por ejemplo, transmisión por voz en VHF y/o HF/MF.

4.2. RED DE OBSERVACIONES METEOROLÓGICAS

Los datos que se utilizan para la elaboración de los mapas y calcular los pronósticos meteorológicos provienen de las observaciones meteorológicas que se realizan a través de la red global de observación (ver imagen anterior).

El sistema de **Vigilancia Meteorológica Mundial (VMM)** supervisado por la OMM es el sistema internacional de observación meteorológica. La VMM comprende el Sistema Mundial de Observación (SMO), el Sistema Mundial de Telecomunicación (SMT) y el Sistema Mundial de Proceso de Datos (SMPD). Los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales (SMHN) de los distintos miembros de la OMM están a cargo de implementar y operar dichos sistemas.



Ilustración 136. Medios que componen el Sistema Mundial de Observación de la OMM.

Fuente: OMM / The COMET program

Actualmente la manera de procesar todos los datos que se obtienen a partir de las observaciones para elaborar los pronósticos meteorológicos es a través de los modelos de Predicción Numérica del Tiempo (PNT), en inglés Numerical Weather Prediction (NWP).

4.3. PREDICCIÓN METEOROLÓGICA

La elaboración de pronósticos meteorológicos es un proceso complejo que, debido a la naturaleza caótica de la atmósfera, necesita actualizarse constantemente. El proceso de elaboración de un pronóstico consta de tres fases principales:

1. Conocer el estado actual de la atmósfera. Para ello se utiliza la red de observación mundial que registra datos 24 horas al día de todo el globo. Se registran datos a diferentes alturas y puntos de observación de temperatura, presión, humedad, velocidad y dirección del viento, etc.

2. Calcular como va a cambiar en el futuro. Actualmente se utilizan los modelos numéricos para realizar los cálculos.

Los datos que se recogen del SMO (Sistema Mundial de Observación), se envían a los centros de predicción del tiempo. Los centros de predicción tienen superordenadores donde corren los modelos Predicción Numérica del Tiempo (PNT). En los modelos de PNT se introducen las observaciones del SMO como “condiciones iniciales” y se procesan aplicando aproximaciones numéricas de las ecuaciones de dinámica y termodinámica de fluidos que gobiernan la atmosfera para pronosticar el estado del tiempo atmosférico en el futuro.

Los modelos numéricos utilizan datos provenientes de millones de observaciones como “condición inicial” y realizan trillones de cálculos para producir una imagen tridimensional del estado futuro de la atmosfera. Para ello se requieren superordenadores con mucha velocidad capaces de correr modelos que pueden llegar a cubrir el planeta entero y predecir hasta dos semanas.

3. Usar la experiencia de un meteorólogo experto para valorar los resultados de las predicciones numéricas y realizar un pronóstico refinado.

Los modelos de PNT, tienen ciertas limitaciones que, según el modelo en concreto, están relacionados con diferentes suposiciones de cómo funciona la atmosfera y las ecuaciones que las representan. Estas suposiciones implican algún tipo de compromiso (p. ej., escasos recursos informáticos, falta de comprensión, ausencia de métodos para implementar la comprensión de la física). En ciertas circunstancias, estas suposiciones pueden perder su validez.

En la imagen siguiente se muestran procesos físicos que no se pueden representar por las ecuaciones de los modelos y por tanto deben ser parametrizados basándose en representaciones físicas o estadísticas razonables para incluirlos en los modelos de PNT simulando sus efectos de manera aproximada.

Además de las limitaciones descritas, la naturaleza caótica de la atmosfera puede dar lugar a que, pequeños errores en el modelo del estado actual o condición inicial de la atmosfera se aumenten con el tiempo haciendo que el pronóstico, al aumentar el tiempo de predicción, carezca de validez por completo. Con la tecnología disponible actualmente, el tiempo en las latitudes medias tiene una predictibilidad aceptable de 7-10 días de antelación [47].

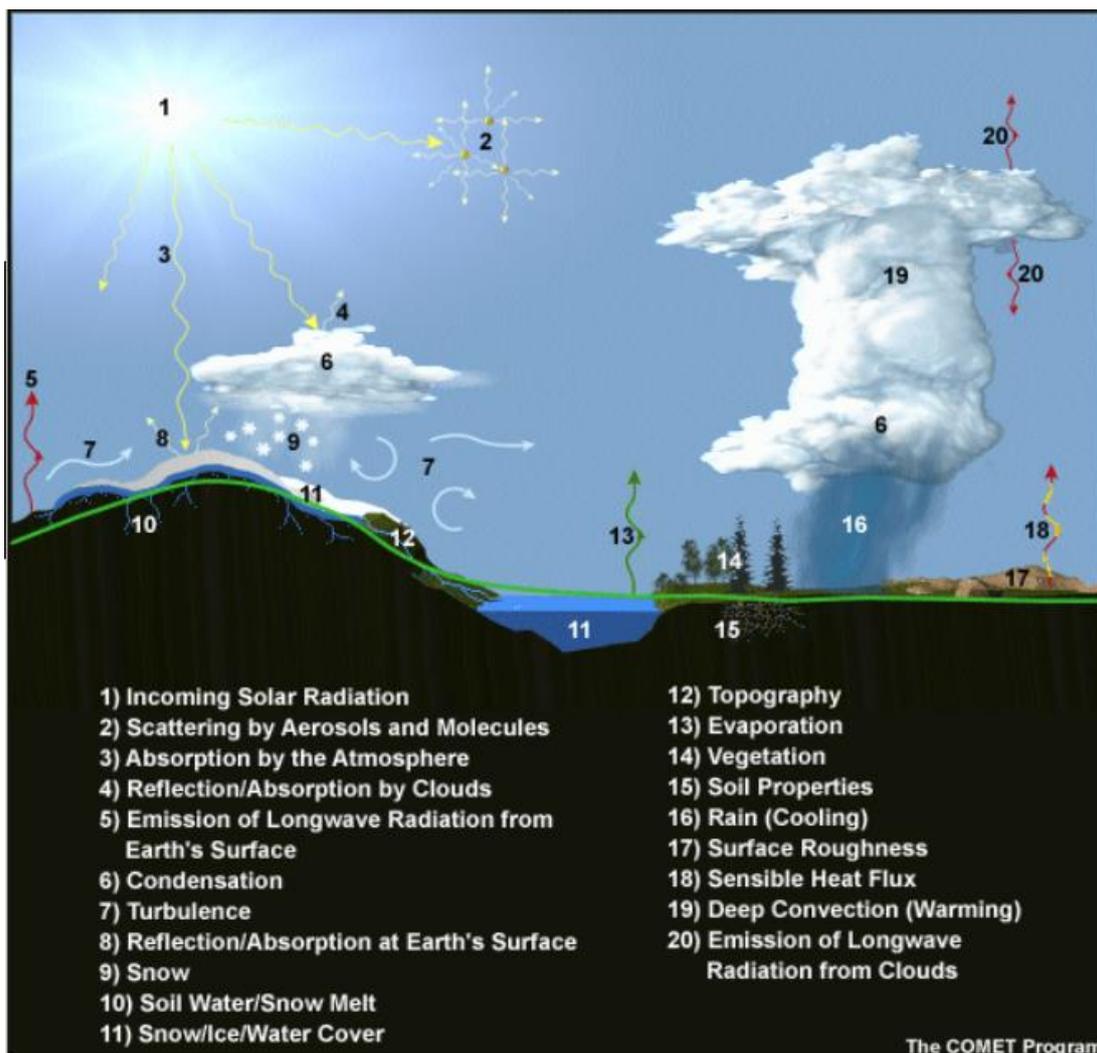


Ilustración 137. Procesos físicos que son parametrizados para poder incluirlos en los modelos de PNT.

Fuente: [11] MetEd by the COMET® Program

Por tanto, debido a que obviamente los modelos de PNT no son perfectos, para elaborar el mejor pronóstico posible es necesario decidir cuál de los modelos es el mejor para cada caso. Los meteorólogos, en base a su experiencia, verifican las respuestas obtenidas comparando los diferentes modelos de PNT para asegurarse de que son correctas y posteriormente validan su utilidad (evaluando la exactitud del pronóstico después del evento). Ciertos modelos demuestran habilidad en determinados tipos de situaciones, como la intensificación paulatina de una tormenta o una trayectoria recta, pero no en otros, por ejemplo, durante períodos de rápida intensificación de un CT o durante la fase de recurvatura. Los meteorólogos deben estar atentos a estas sutilezas para producir los mejores pronósticos y también para explicar los niveles de incertidumbre que pueda haber en un pronóstico.

4.3.1. MODELOS DE PREDICCIÓN NUMÉRICA DEL TIEMPO (PNT)

Los modelos de predicción numérica son un componente integral, el corazón del proceso moderno de pronóstico del tiempo. La meteorología dinámica, es la rama de la meteorología que desarrolla las ecuaciones que gobiernan la evolución de la atmósfera y constituye la base teórica de la predicción numérica del tiempo (PNT). La predicción dinámica emplea aproximaciones numéricas de las ecuaciones dinámicas para pronosticar el estado de la circulación atmosférica en el futuro.

Actualmente se utilizan una gran variedad de modelos de PNT que se complementan entre sí. Los diferentes modelos se pueden clasificar según las siguientes características:

- Según el **área geográfica** que cubren pueden ser:
 - Globales: Si cubren todo el planeta, estos modelos son utilizados para prever el tiempo a largo plazo. Ejemplos de estos modelos son:
 - GFS 22km de resolución (Global Forecast System) de los EEUU.
 - ECMWF 9km de resolución (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Tiene mayor resolución que el anterior y está considerado como uno de los mejores modelos globales [47]. Aunque es de pago, algunas aplicaciones como Windy o Meteoblue lo han comprado y ofrecen acceso público gratuito a los usuarios.
 - Regionales. Tienen mayor resolución que los modelos globales para poder incluir características como la naturaleza del terreno, la topografía, etc. Se centran en áreas específicas y proporcionan predicciones más detalladas y precisas para esas regiones. Estos modelos son esenciales para prever eventos meteorológicos locales y de mesoescala como circulaciones locales del viento debido a la topografía, tormentas y precipitaciones intensas. Ejemplos:
 - AROME 1.3km de resolución. Modelo de mesoescala de área limitada. Se limita a una región limitada en Europa.
 - ICON 7km. Modelo regional para Europa.
 - NAM 3, 12 o 32 km. Modelo norteamericano de mesoescala. Se utiliza para predecir el tiempo en Norteamérica con diferentes opciones de resolución horizontal disponibles. NAM utiliza modelos adicionales para generar predicciones de alta

resolución más localizados, y ocasionalmente para seguir huracanes.

- **Resolución horizontal y vertical.** La resolución es la distancia entre dos puntos de la malla del modelo meteorológico. Cuanto más pequeña sea la resolución, más puntos de predicción aporta el modelo, y por tanto mayor calidad tendrá la predicción del modelo.

La resolución de los modelos se ha ido mejorando con el tiempo, en los inicios los modelos de PNT solo eran capaces de predecir fenómenos de escala sinóptica como, por ejemplo, los frentes y las borrascas extratropicales. Con la mejora de la resolución de los modelos son capaces de predecir fenómenos, más pequeños, locales y de mesoescala como, por ejemplo, los sistemas convectivos de mesoescala, tornados, precipitaciones y tormentas localizadas. Los modelos de alta resolución son fundamentales para realizar la predicción del tiempo en las regiones tropicales, ya que en las regiones tropicales los fenómenos dominantes del clima son locales y de mesoescala, con la excepción los CTs que son de escala sinóptica.

- **Capacidad de predicción.** Los diferentes modelos tendrán una capacidad de predicción en el tiempo diferente:
 - Modelos de predicción climática, a largo plazo. No se utilizan para el pronóstico del tiempo de un día en concreto, sino para simular las condiciones promedio que podrían darse durante cierto mes, en una estación del año o incluso, hasta una perspectiva anual, mostrándose generalmente los resultados del pronóstico en gráficos con valores de anomalías de las variables a estudiar. Su utilización normalmente va enfocada a tendencias de variabilidad climática a nivel estacional o anual como, por ejemplo, cómo serán las estaciones de CTs de cada año, predecir el cambio climático y las oscilaciones climáticas como El Niño, las anomalías de precipitaciones y temperatura en el futuro.
 - Pronóstico a medio plazo. Para predicciones de 7 a 15 días. En este tipo de modelos, debido a la naturaleza caótica de la atmósfera, el error o incertidumbre aumenta rápidamente después de 7-10 días.
 - Modelos de pronóstico a corto plazo. Para predicciones de hasta 5 días.
 - Modelos de pronóstico inmediato, Nowcasting. Los modelos Nowcasting realizan predicciones para muy corto plazo, unas 6 horas.

Con este tipo de modelos se consigue procesar rápidamente la información que se obtiene de las observaciones casi a tiempo real como: imágenes satelitales, radares, medios

de teledetección y los que incluya el modelo. De esta manera pueden lograr una mejor precisión a corto plazo y son muy útiles para predecir tiempo severo, tornados, frentes de racha y lluvias localizadas lo que los hace muy útiles para labores de vigilancia y predicción inmediata en la predicción para sectores específicos.

Para un buque realizando operaciones de carga/descarga, con cargas que sean sensibles al agua y la humedad, los modelos Nowcast permiten predecir con mayor precisión el momento casi exacto en que se producirán precipitaciones y, por tanto, ayudan a decidir cuándo parar/reanudar las operaciones de carga si fuera necesario.

Actualmente existen varias páginas web y aplicaciones de acceso público a través de internet como por ejemplo Windguru, Windy, Meteoblue, TropicalTibdits (para ciclones tropicales) etc... que nos permiten visualizar, en mapas meteorológicos, el estado del tiempo en cualquier parte del planeta y nos permiten cambiar entre los diferentes modelos de PNT disponibles para cada región.

Existen una variedad inmensa de modelos de predicción y cada modelo está diseñado para realizar pronósticos precisos que se centran en cosas diferentes, incorporan datos diferentes y calculan con diferentes ecuaciones matemáticas para producir el mejor tipo de precisión deseada. Cada uno tiene sus propias fortalezas y sus limitaciones, por lo tanto, para un pronosticador es fundamental saber qué limitaciones tiene cada modelo y cuál se adecua mejor a una situación en concreto.

- **Sistemas de Predicción por Conjuntos (SPC) o “ensembles” en inglés.** Los SPCs no son modelos de pronóstico propiamente dichos, sino combinaciones o promedios de los pronósticos generados por un modelo o por otros modelos; esencialmente se trata de una aplicación práctica de la idea de que cuatro ojos ven mejor que dos.

Los modelos numéricos individuales, explicados anteriormente, nos dan una predicción *determinista* que quiere decir que, dado un estado inicial de la atmósfera, su evolución puede ser prevista numéricamente para dar un único estado final o predicción, lo cual, debido a las imperfecciones que siempre tendrán, no se ajusta del todo a la naturaleza caótica de la atmósfera. Por otro lado, los SPCs nos dan un enfoque de predicción *probabilista* que contrasta y complementa al enfoque *determinista*, aunque imperfecto, de los modelos numéricos individuales.

Los SPCs se pueden componer de dos formas:

1. Utilizando diferentes pronósticos producidos por un mismo modelo. Se emplea un mismo modelo y la misma hora de inicio, pero a partir de condiciones iniciales ligeramente distintas pero equiprobables.
2. Utilizando un conjunto de múltiples modelos. Se les llama modelos de consenso o conjuntos multimodelo, básicamente se trata de promediar la salida de todos los modelos.

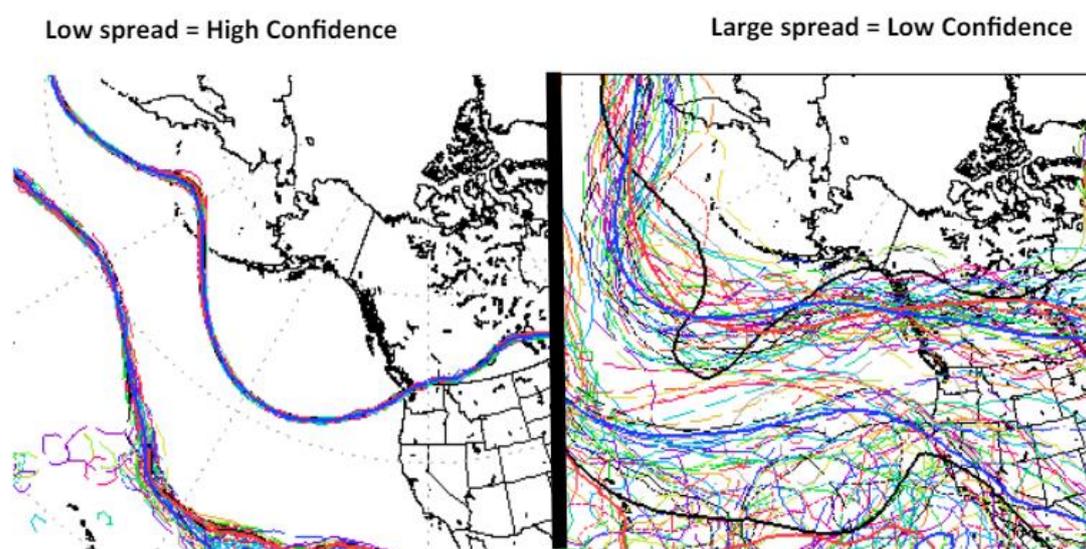


Ilustración 138. En las imágenes de arriba se representa lo que se conoce como “diagrama de espagueti”, son dos ejemplos de dos predicciones por conjunto. La imagen de la izquierda representa una predicción con un nivel de confianza alto mientras que la de la derecha muestra una salida con resultados probables muy diferentes los que da lugar a una predicción con nivel de confianza bajo.

Fuente: NOAA

Cuando se utilizan un conjunto de predicciones individuales muy distintas entre sí el SPC puede resultar en un mal pronóstico. El SPC suele utilizarse en la predicción de la trayectoria e intensificación de los CTs, ya que presentan, a día de hoy dificultades en su predicción y a menudo los valores promedio cancelan los errores o desviaciones que existen entre diferentes pronósticos. Además, los SPCs son útiles para cuantificar la dispersión (variación) de los modelos individuales que integran el conjunto y de esa manera cuantificar la incertidumbre del pronóstico de manera cuantitativa y detallada.

Actualmente los SPCs, se elaboran en la mayoría de los centros de pronósticos del mundo, como, por ejemplo: el National Centers for Environmental Prediction (NCEP de los EEUU), European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), United Kingdom Met Office, Météo-France, etc.

4.4. COMO SE RECIBE LA INFORMACIÓN METEOROLÓGICA A BORDO

En este apartado se explica cómo se recibe la información meteorológica en buques mercantes a partir de cuatro puntos:

1. Cuáles son los equipos radioeléctricos obligatorios que se llevan a bordo de buques mercantes, según convenio SOLAS, para recibir la información meteorológica, que como ya se explicó va incluida en los paquetes de Información Marítima de Seguridad (MSI).
2. Cómo se utilizan y se programan los equipos para recibir la información meteorológica a bordo. Se exponen también ejemplos de mensajes y se dan orientaciones para interpretarlos.
3. Recursos disponibles en internet que, aunque no son obligatorios, son herramientas muy útiles para ver los pronósticos del tiempo.
4. Proveedores de servicios de derrota meteorológica, "Weather Routing".

Además, se expone a parte, dónde se puede consultar información climatológica oficial para navegar y se explica cómo se debe interpretar.

Para poder **recibir la MSI a bordo** y por tanto la **información meteorológica** que se emite por los medios oficiales y obligatorios que pertenecen al sistema GMDSS, los centros de salvamento y las estaciones radiocostas de todo el mundo emiten MSI por diferentes medios como: voz en canales de VHF y MF/HF, NAVTEX, SafetyNet y Radiotelex. Los horarios de difusión, medios de transmisión y frecuencias/canales que se utilizan para la difusión de MSI, pueden ser consultados en varias publicaciones que al menos alguna, en cumplimiento del SOLAS Cap. V – Regla 27, obligatoriamente se deben llevar a bordo como material de consulta, por ejemplo:

- **RADIO NAVIGATIONAL AIDS. Publication Nº 117** de la National Geospatial-Intelligence Agency de los EEUU. Esta publicación es de acceso gratuito y se puede descargar, en formato pdf, desde la página de la NGA. En la Pub. Nº117 En la sección "Radio Navigational Warnings/part ii broadcast station list" podremos ver ordenadas por países, todas las estaciones costeras que emiten información de seguridad marítima (MSI) y con toda la información necesaria acerca de las transmisiones que se realizan.
- **ADMIRALTY List of Radio Signals (ADLRS) Volume 3 (NP283)** - Maritime Safety Information Services (Parts 1 & 2) – en formato papel; y ADMIRALTY Digital Radio Signals (ADRS) en digital. Publicación de pago que ofrece la

Oficina Hidrográfica de Reino Unido (UKHO). Esta publicación se puede comprar en formato papel o digital. Para ver el formato digital se necesita una aplicación de Admiralty.

- **Volume D - Edition 2018 (with amendments made 10 Dec 2021).** Publicación de la OMM, de acceso público y gratuito disponible en web de la OMM.
- **Radioseñales 2023.** Publicación de pago del Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM) de España, se publica anualmente en formato papel.

MRSC Coruna (EAR)				
Type	Nature of Broadcast	Frequency/ Channel	Times (UTC)	Additional Information
VHF	Navigational warnings	Ch. 10	0205, 0605, 1005, 1405, 1805, 2205	in Spanish and English.
	Weather		0005, 0405, 0805, 1205, 1605, 2005	
	Navigational warnings and weather	Ch. 02, 21, 22, 26, 65	0840, 1240*, 2010	in Spanish. *Weather only. Remote stations: Cabo Ortegal, Finisterre, La Guardia, Vigo
RT (MF)	Navigational warnings and weather	1698, 1764 kHz	0703, 1303*, 1903	in Spanish. *Weather only. Remote station: Finisterre
NAVTEX	B1 Character: W Range: 400nm	490 kHz	0340, 0740, 1140, 1540, 1940, 2340	in Spanish
	B1 Character: D Range: 400nm	518 kHz	0030, 0430, 0830, 1230, 1630, 2030	

MRCC Finisterre				
Type	Nature of Broadcast	Frequency/ Channel	Times (UTC)	Additional Information
VHF	Navigational warnings	Ch. 11	0033, 0433, 0833, 1233, 1633, 2033	in Spanish and English.
	Weather		0233, 0633, 1033, 1433, 1833, 2233	

Ilustración 139. Ejemplo de las radio-estaciones de A Coruña en la Pub. 117 de la NGA.

Fuente: Pub. 117 RADIO NAVIGATIONAL AIDS de la NGA, National Geospatial Intelligence Agency.

4.4.1. EQUIPOS OBLIGATORIOS A BORDO

El equipo radioeléctrico que deben llevar los buques se establece en las regulaciones del convenio **SOLAS capítulo IV**. En el SOLAS, el equipamiento que una embarcación está obligado a llevar se establece en función de la “zona o zonas marítimas” por donde vaya a navegar, de manera que por ejemplo, una embarcación que vaya anavegar cerca de la costa solo estará obligada a llevar un equipo VHF.

Según el sistema GMDSS y el convenio SOLAS, la tierra se divide en 4 “zonas marítimas”, A1, A2, A3 y A4. Las zonas están definidas por el alcance o cobertura de los

distintos tipos de comunicación a bordo, por ejemplo la zona A1 es aquella que tiene cobertura como mínimo, de una estación costera por VHF-DSC.

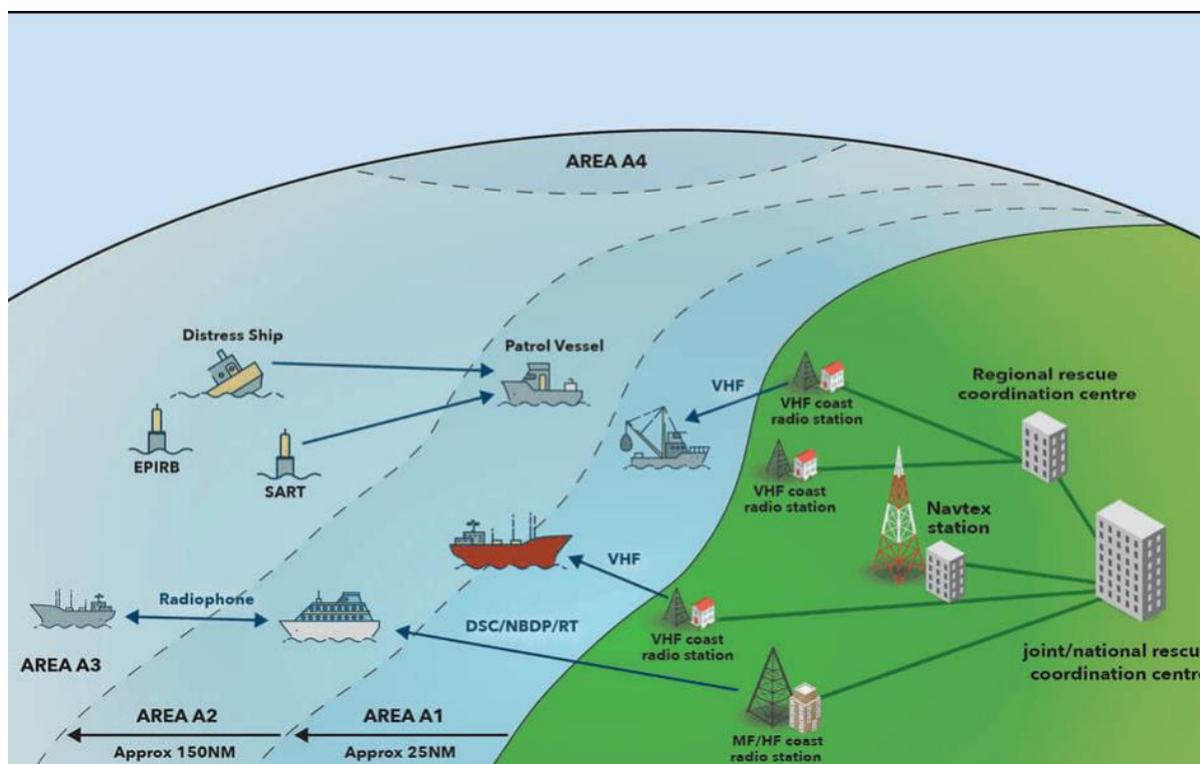


Ilustración 140. Áreas del SMSSM / GMDSS.

Fuente: <https://azmarine.vn>

Con la introducción del servicio SafetyCast de Iridium se introdujeron enmiendas al SOLAS Capítulo IV-regla 7 adoptadas en 2022 y en vigor desde el 1 de Enero de 2024, donde se incluye al servicio Iridium SafetyCast que tiene cobertura mundial, la zona marítima A3 se extiende a todo el globo, para los buques que lleven receptor EGC de Iridium SafetyCast.

Los buques que naveguen en las zonas A1, A2, y A3, al cumplir las regulaciones del convenio SOLAS podrán recibir la MSI como mínimo por VHF, MF/HF, NAVTEX y EGC. Para los buques a los que se aplique el convenio SOLAS Capítulo IV, se establece en la regla 7 la obligación de ir provistos de:

1. una instalación radioeléctrica de ondas métricas (VHF) que pueda transmitir y recibir;

2. Una instalación radioeléctrica que pueda mantener una escucha continua de LSD en el canal 70 de la banda de ondas métricas, la cual podrá hallarse separada o combinada con el equipo del punto 1.
3. un receptor que pueda recibir las transmisiones del servicio NAVTEX Internacional si el buque se dedica a efectuar viajes en algunas zonas en las que se preste el servicio NAVTEX, estas son las zonas A1 y A2 del convenio GMDSS;
1. Equipo de radio en ondas MF/HF, decamétricas y hectométricas, para buques que navegan en zonas fuera de A1.
2. una instalación radioeléctrica para la recepción de información sobre seguridad marítima por "llamada intensificada a grupos", EGC (Enhanced Group Call), para buques que se dedican a efectuar viajes en algunas de las zonas cubiertas por satélite, pero en la cual no se presta un servicio NAVTEX internacional.

Actualmente los equipos más utilizados como receptores de EGC son: Inmarsat-C y mini-C. Los buques que navegan en zonas donde se presta el servicio para radiotélex (es decir, IDBE por ondas HF decamétricas) y que llevan instalado el equipo de radiotélex, podrán quedar exentos de llevar un receptor de EGC por SafetyNet (es decir exentos del Inmarsat-C por nombrar un ejemplo).

(SOLAS chapter IV)

Equipment	A1	A2	A3	A4
VHF telephony installation with DSC capable of:	x	x	x	x
DSC watch on channel 70	x	x	x	x
Radiotelephony watch on channel 16	x	x	x	x
Watch on other appropriate frequency or frequencies for urgency and safety communications for the area in which the ship is navigating	x	x	x	x
MF telephony ⁶ installation with MF DSC capable of:		x	x	
DSC watch on 2 187.5 kHz		x	x	
Watch on other appropriate frequency or frequencies for urgency and safety communications for the area in which the ship is navigating		x	x	
SES providing RMSS			x	
MF/HF telephony ⁶ installation with DSC capable of:				x
DSC watch on 2 187.5 kHz and 8 414.5 kHz				x
Depending on time of day and geographical position, DSC watch on at least one of the frequencies 4 207.5 kHz, 6 312 kHz, 12 577 kHz or 16 804.5 kHz				x
Watch on other appropriate frequency or frequencies for urgency and safety communications for the area in which the ship is navigating				x
Duplicated VHF with DSC	x ⁷	x ⁷	x	x
Duplicated MF ⁶ with DSC		x ⁷		
Duplicated SES providing RMSS			x ^{4,5}	
Duplicated MF/HF telephony ⁶ with DSC			x ⁴	x
Receiver(s) for MSI and SAR-related information ³	x	x	x	x
Float-free EPIRB	x	x	x	x
Radar SART or AIS SART	x ¹	x ¹	x ¹	x ¹
Portable GMDSS VHF transceivers	x ²	x ²	x ²	x ²
Automatic updating of position to all relevant radiocommunication equipment	x	x	x	x
The following additional requirements apply to passenger ships				
"Distress panel" and "distress alarm panel" (SOLAS regulations IV/6.4 and 6.6)	x	x	x	x
Two-way-on-scene radiocommunication on 121.5 MHz and 123.1 MHz from the navigating bridge. (SOLAS regulation IV/7.6)	x	x	x	x

Ilustración 141. Equipos radioeléctricos requeridos a bordo incluyendo duplicados, según SOLAS Cap. IV – Regla 7.

Fuente: COMSAR. 1/Circ.32/Rev.2 3 Julio 2023, HARMONIZATION OF GMDSS REQUIREMENTS FOR RADIO INSTALLATIONS ON BOARD SOLAS SHIPS

A continuación, se explican con ejemplos de los equipos para recibir la MSI y cómo se deben configurar o programar para recibir la Información Marítima de Seguridad (MSI).

POR VOZ EN VHF (DSC), Y ONDA MEDIA/ONDA CORTA HF/MF

Los centros desde donde se emite la MSI, enviarán un mensaje en los horarios programados por llamada selectiva digital (DSC) en MF/HF y por el canal 70 VHF, mediante el cual nos pasan al canal de trabajo por donde se emite la MSI usando la voz. Para transmitir MSI por DSC se utiliza la categoría "Safety (Seguridad)". Los horarios de las emisiones y los canales de trabajo de las estaciones de radio que emiten la MSI de todo el mundo se pueden consultar en las publicaciones de señales de radio mencionadas.

RECEPTOR NAVTEX (Navigational Telex)

El Navtex es un equipo para recibir MSI por mensajes de texto. Para la transmisión se usan las frecuencias de:

- 518 KHz, es la frecuencia del Servicio Internacional Navtex. Se transmiten los mensajes en inglés.
- 490 KHz y 4209,5 KHz o frecuencias nacionalmente asignadas. Son frecuencias que se utilizan para el Servicio Navtex Nacional. El Servicio Navtex Nacional se utiliza para repetir los mensajes de MSI duplicados en el idioma nacional y también para transmisión de información de índole nacional diferente a la del Navtex Internacional.

RECEPCIÓN DE LOS MENSAJES NAVTEX. Se debe tener en cuenta que cuando existan obstáculos significativos entre emisor-receptor como, por ejemplo, la topografía, diques, muelles o edificios altos, el mensaje NAVTEX puede sufrir distorsión o ser impedido.

Para que un equipo a bordo reciba los mensajes de NAVTEX correspondiente a una zona geográfica en concreto, tiene que configurarse para incluir, introduciendo un identificador, a las estaciones Navtex de la NAVAREA por donde navega. Cada estación costera que emite mensajes NAVTEX se identifica con una letra entre A-Z o dos en el caso que emitan en Navtex Internacional y Nacional.

La información de las estaciones costeras de todo el mundo que emiten mensajes NAVTEX con su identificador y su información y horarios de transmisión, se pueden consultar por países en las publicaciones de señales de radio enumeradas en el punto 4.4.

Además de seleccionar las estaciones costeras, el NAVTEX nos permite seleccionar que tipo de mensajes queremos recibir, introduciendo también un identificador de la A-Z en el menú de configuración. Los mensajes identificados con A / B / D / L, no se podrán rechazar y corresponden a:

B ₂ Indicador de asunto	Asunto
A	Avisos a la navegación (no pueden ser ignorados por el receptor)
B	Avisos meteorológicos (no pueden ser ignorados por el receptor)
C	Avisos de témpanos de hielo
D	Información SAR (Search And Rescue) y avisos sobre ataques piratas (no pueden ser ignorados por el receptor)
E	Predicciones meteorológicas
F	Mensajes de servicios de prácticos
G	AIS (Automatic Identification System)
H	Mensajes LORAN (LONg RANge Navigation system)
I	Disponible si se requiere
J	Mensajes SATNAV (Satellite Navigation Systems, por ejemplo: Posicionamiento global de los EEUU (GPS); sistema GLONASS de la Unión Soviética; Futuro (2008) GALILEO de Europa)
K	Mensajes para otras ayudas a la navegación electrónicas (mensajes concernientes a la radio navegación)
L	Avisos a la navegación - otra letra, aparte de la A (no pueden ser ignorados por el receptor)
V	Servicios especiales – asignados por NAVTEX
W	Servicios especiales – asignados por NAVTEX
X	Servicios especiales – asignados por NAVTEX
Y	Servicios especiales – asignados por NAVTEX
Z	Sin mensaje

Tabla internacional de indicadores B₂

Ilustración 142. Indicadores de tipos de mensajes Navtex. En negrita se muestran los obligatorios.

Fuente: Radioseñales 2022, publicación náutica del IHM.

A continuación, se muestra un ejemplo de cómo sería la pantalla de configuración en el NAVTEX modelo Furuno NX-700A/B.

Tal y como se muestra la pantalla, el Navtex estaría recibiendo de todas las estaciones de la “A” a la “Z” y todos los tipos de mensajes. Para una configuración correcta se debe consultar el mapa de estaciones Navtex disponible en las publicaciones náuticas e identificar las que se encuentran en la zona de navegación. Luego se borran todas las letras excepto las ID que corresponden a las estaciones Navtex con responsabilidad en las zonas donde se vaya a navegar, para evitar recibir información que no es necesaria.

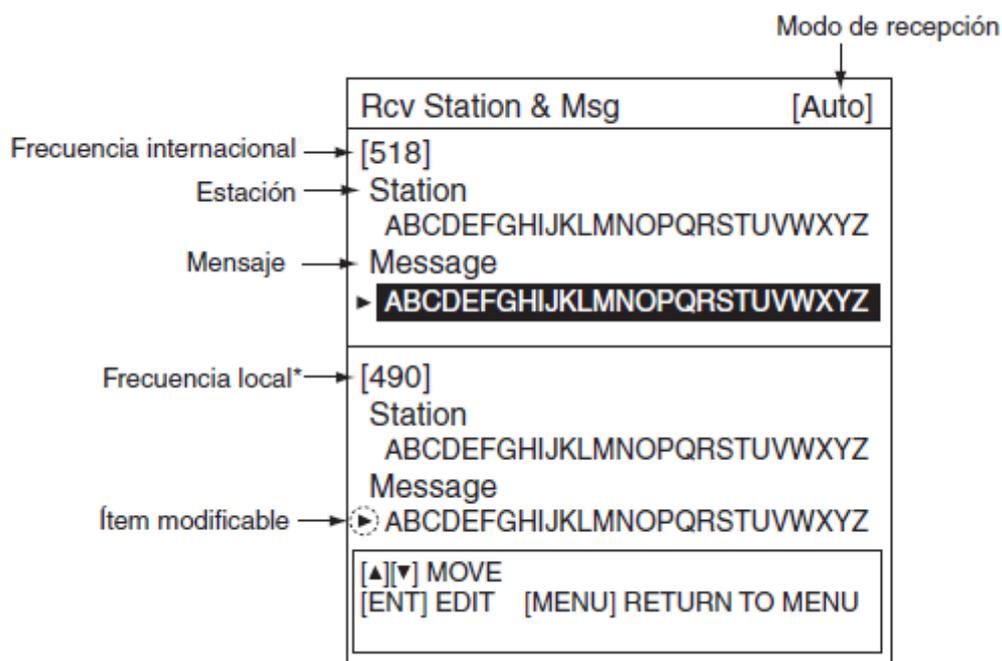


Ilustración 143. Pantalla para seleccionar estaciones y tipos de mensajes para recibir en Navtex.

Fuente: Manual del operador. Navtex Furuno NX-700A/B.

EJEMPLO DE UN BOLETÍN METEOROLÓGICO POR MENSAJE NAVTEX

ESTRUCTURA DEL MENSAJE NAVTEX (de cualquier tipo)

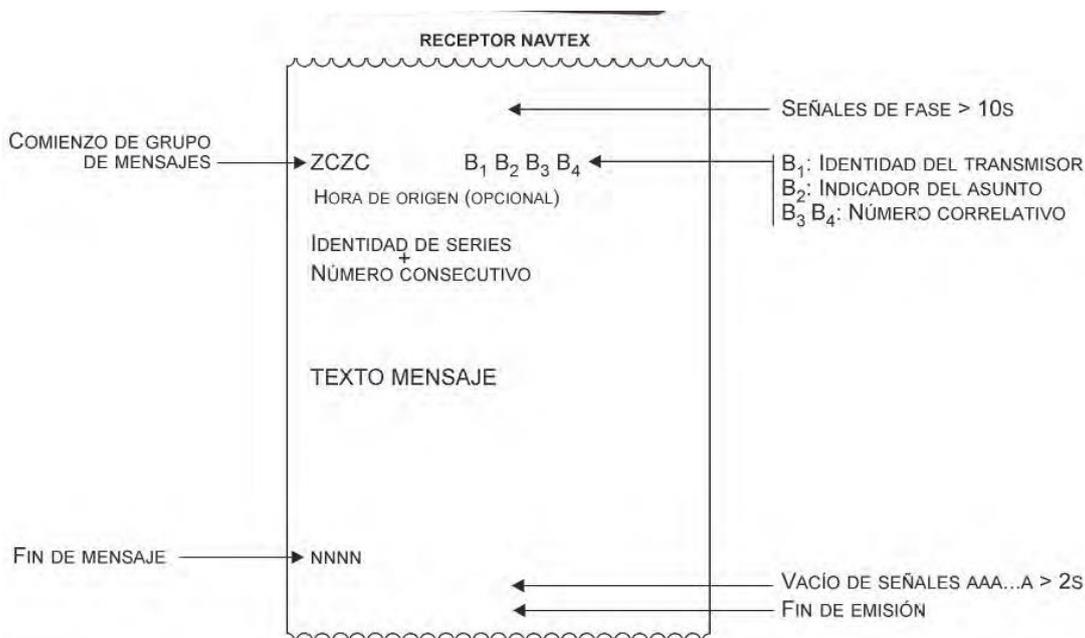


Ilustración 144. Estructura de un mensaje NAVTEX.

Fuente: Radioseñales 2022.

Los caracteres B1 y B2, son letras de la “A” a la “Z” y representan: B1 la identidad de la estación que emite y B2 el tipo de mensaje (aviso a navegantes (A), aviso meteorológico (B), etc...).



Ilustración 145. Pantalla con listado de mensajes del Navtex modelo FURUNO NX-700.

Fuente: <https://www.electromaritima.com.mx/post/manual-navtex-furuno-nx-700>

En la imagen anterior se observa como se muestra el listado de mensajes recibidos para un modelo Navtex en concreto. Cada línea contiene: un número correlativo de mensaje, los caracteres B1B2B3B4, la fecha; y una simbología que significa: !! mensaje tipo aviso (costero o meteorológico) y NEW (mensaje sin leer).

Tendríamos que seleccionar el mensaje que quisiéramos leer y se mostraría como en la imagen de la siguiente página.

Todos los boletines meteorológicos marinos incluyen como mínimo tres partes:

- Parte I: Avisos de Temporal / Gale Warnings.
- Parte II: Sinopsis de las principales características del mapa meteorológico de superficie y, en la medida de lo posible, de las principales características de las condiciones correspondientes de la superficie del mar; y
- Parte III: Pronósticos.

```
OE44
ISSUED BY THE MET OFFICE AT 0620 ON FRIDAY 27 MARCH

GALE WARNINGS: ROCKALL MALIN HEBRIDES SE ICELAND

THE GENERAL SITUATION AT MIDNIGHT
LOW GERMAN BIGHT 1001 MOV SEAWARDS AND LOSING ITS
IDENTITY. NEW LOW EXP JUST W OF ROCKALL 989 BY MIDNIGHT
TONIGHT

24-HR FCSTS

LUNDY FASTNET
SE VEER SW 5 OR 6, INCR 7, PERHAPS GALE 8 LATER. MOD OR
ROUGH, BECMG ROUGH OR VERY ROUGH LATER. OCCASIONAL RAIN,
FOG PATCHES DEVELOPING. GOOD BECMG POOR OR VERY POOR

IRISH SEA
W 3 OR 4, BACK S 5 OR 6, INCR 7, PERHAPS GALE 8 LATER.
SLT OR MOD, BECMG MOD OR ROUGH LATER. RAIN LATER. GOOD,
OCNL POOR LATER

---

NNNN

FQCN36 CWNT 251030
```

Ilustración 146. Ejemplo de mensaje mensaje Navtex, tipo "E" – Predicción meteorológica.

Fuente: Manual del Operador Furuno NX-700A/B.

El mensaje Navtex suele comenzar con ZCZC que indica el comienzo del mensaje, aunque en el caso de la imagen anterior se omite el grupo "ZCZC" y comienza con "OE44" que corresponden a los caracteres B1B2B3B4, que indican IDentificación de la estación emisora, tipo de mensaje y 44 es un número correlativo. A continuación, se muestra el contenido del mensaje y luego se termina con la línea NNNN que significa, fin del mensaje.

RECEPTOR EGC (Enhanced Group Call)

El servicio Enhanced Group Call (EGC) es una parte del sistema GMDSS para la transmisión de información de seguridad marítima (MSI) en zonas donde el servicio NAVTEX no está disponible. Desde 1979 hasta el año 2020, los únicos Servicios Móviles Marítimos reconocidos eran SafetyNet (y SafetyNet II desde 2018) de la empresa INMARSAT con cobertura para la zona A3. Desde 2020 se reconoció, en adición al SafetyNet de Inmarsat, el servicio SafetyCast de la empresa Iridium con cobertura satelital mundial incluyendo los polos.

Los terminales Inmarsat para recibir MSI y cumplir con las prescripciones SOLAS para zona marítima A3 son: Inmarsat-C, Mini-C y el más moderno Fleet Safety.

El terminal de Iridium para recibir MSI y cumplir con prescripciones SOLAS para zona marítima A3 es: el modelo LT3100S de Lars Thrane.

Después con la introducción del Iridium SafetyCast que tiene cobertura mundial, la zona marítima A3 del convenio SOLAS, por definición, se extiende cubriendo todo el planeta para los buques que lleven receptor EGC de Iridium.

SISTEMA INMARSAT

El sistema INMARSAT consiste de tres partes fundamentales: un segmento espacial (satélites), otro de tierra y estaciones móviles terrenas:

El **SEGMENTO ESPACIAL** se compone de 4 satélites geoestacionarios regionales que proporcionan la cobertura en la zona marítima A3 (entre latitudes 70N y 70S para el caso de Inmarsat). Además, hay otros 5 satélites de reserva.

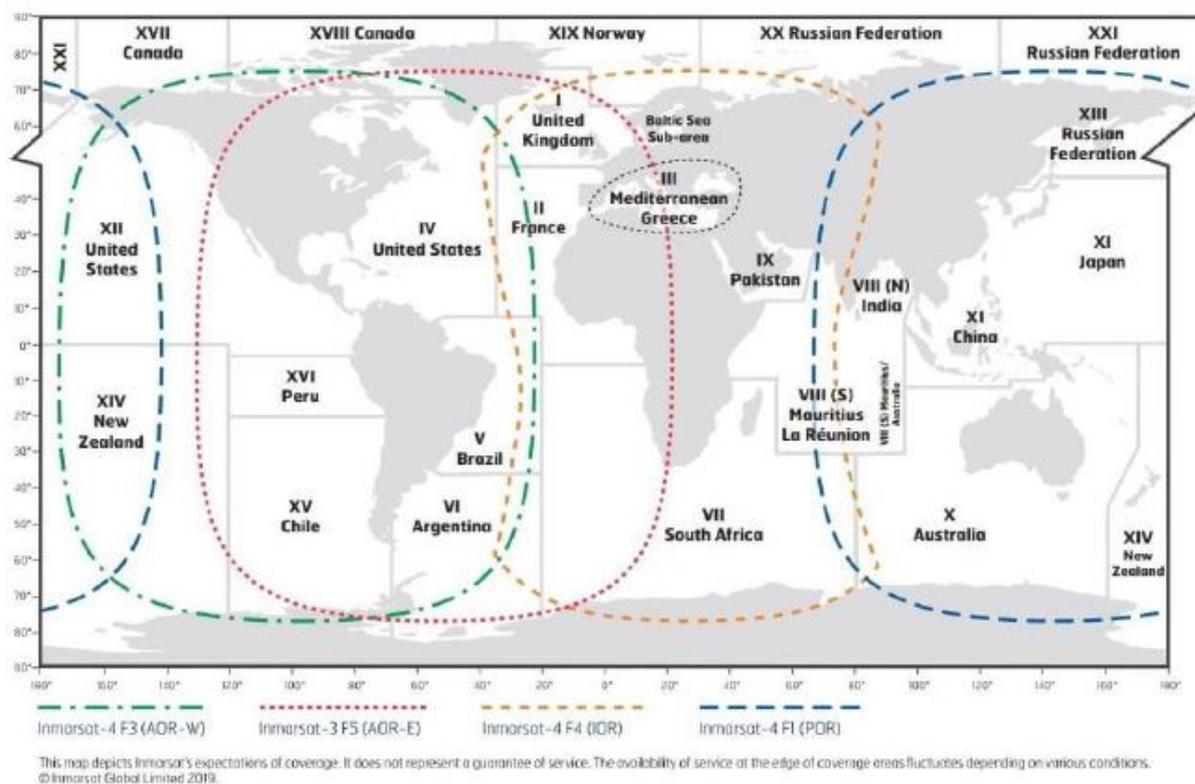


Ilustración 147. Regiones y METAREAS que cubren los satélites de red de Inmarsat C / Mini C.

Fuente: INTERNATIONAL SAFETYNET HANDBOOK, SIXTH EDITION – APRIL 2020

El **SEGMENTO TERRESTRE**, comprende:

- **Una red global de Estaciones Terrenas Terrestres, (LES);** Cada LES proporciona el enlace entre los satélites y las redes de telecomunicaciones nacionales / internacionales. Las LES normalmente pertenecen a una gran compañía de telecomunicaciones que ofrece un amplio servicio de comunicaciones a los barcos (“Estaciones Terrenas Móviles, MES”)
- **Estaciones de Coordinación de la Red, Network Coordination Stations, (NCSs);** Existe una NCS por cada región oceánica. La función de la NCS es monitorizar y coordinar las comunicaciones de todas las estaciones LES y MES en su región oceánica. La NCS está conectada con los satélites por un canal común de señalización “NCS Common Channel”. La NCS cuando recibe petición de asignación de canal de una LES o MES asigna un canal de comunicaciones denominado SCPC (Single Channel Per Carrier). Esta operación es totalmente automática.

- **Centro de Control de Operaciones, (Network Operating Center, NOC).** Ubicado en las oficinas centrales de Inmarsat en Londres. El NOC, permite transferir información operativa a través de la red a todas las regiones oceánicas. El NOC cuenta también con el “Satellite Control Centre” (SCC) que se encarga del lanzamiento, operatividad y mantenimiento de los satélites.

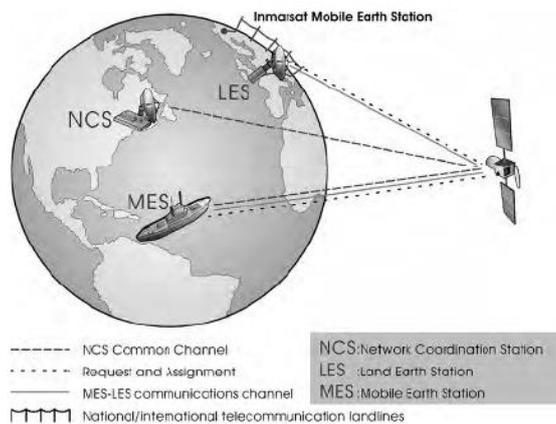
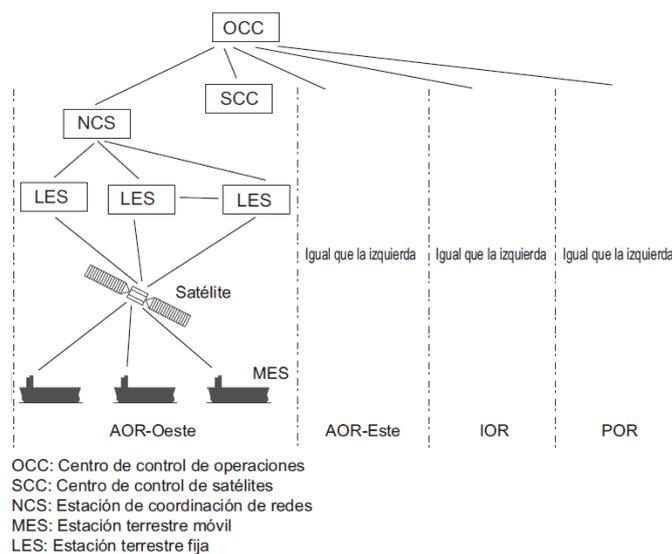


Figure 1-2 Setting up a communications channel for a ship-to-shore call



Configuración del sistema Inmarsat C

Ilustración 148. Canales de comunicación vía INMARSAT.

Fuente: Inmarsat Maritime Handbook; MANUAL DEL OPERADOR FURUNO FELCOM 18.

ESTACIONES MÓVILES TERRENAS (MES, Mobile Earth Stations): son los dispositivos o equipos instalados en buques (SES), aviones (AES) o en tierra (LMES) que permite a los usuarios, suscritos a un operador LES, comunicarse a través de los satélites de Inmarsat.

A continuación, se explica como ejemplo de receptores EGC, cómo debemos operar un terminal de Inmarsat-C, se muestran imágenes del modelo Furuno FELCOM18. La interfaz y los principios de funcionamiento de los equipos Inmarsat-C y mini-c son idénticos. En el caso de los equipos receptores de EGC más actualizados como el Inmarsat Fleet y el LT-3100S de Iridium funcionan bajo los mismos principios, disponen de interfaces mucho más intuitivas para el usuario y se configuran de manera más automatizada. No obstante, conviene saber cómo funcionan y cómo deben estar configurados (aunque se configuren automáticamente) para comprobar su correcto funcionamiento, en ocasiones, algún fallo se podrá corregir estableciendo una configuración en modo manual cuando el equipo en modo automático no sea capaz de configurarse correctamente.

RECIBIR MENSAJES EN INMARSAT-C y MINI-C

Para recibir/transmitir cualquier tipo mensajes en nuestro equipo Inmarsat-C / mini-C debemos seguir los siguientes pasos al empezar a operarlo:

1. Asegurarnos que la antena de nuestra MES (Maritime Earth Station) está libre de obstáculos.
2. Encender Inmarsat-C y todo el equipo asociado. Al encender el equipo, todos los componentes se auto-comprueban automáticamente.
3. Iniciar sesión, "Log in" a la región oceánica que corresponda. Normalmente, en los equipos modernos, el terminal accede al satélite de la Región Oceánica que le corresponde por defecto. En función del modelo puede que la tengamos que seleccionar manualmente. Cuando el terminal haya accedido al satélite, su región e intensidad de señal se reflejarán en la parte superior de la pantalla.
4. Seleccionar operador LES que vamos a utilizar.
5. Confirmar en la pantalla del equipo, que tenemos la conexión establecida "logged in" y nos llega bien la señal del "NCS Common Chanel".

A continuación, se muestra la pantalla que debe aparecer una vez que la prueba de diagnóstico al inicio haya finalizado.

File Edit Transmit EGC Reports Logs Options Setup Distress StopAlarm			
			IMN: 443156710
Date	Jan-12-12	BBER	000
Time	01:32 (UTC)	C/N	OK (0 dB)
		Send Level	OK (0)
Position	LAT 34:30.00N	Rx AGC Level	OK (254)
		REF Offset Freq	OK (0 Hz)
Waypoint	LAT	Synthe Local	OK
		TCXO Control	131
Course	345.5 DEG		
Speed	10.2 kn		
Current NCS	344 (IOR) LOGOUT	Antenna Power Supply	OK(7.vX)
Current Channel	NCS CC		
Current TDM	NCS CC	Water Temperature	68.2 DEG
MES Status	Idle	Water Current	
GPS Status	****	Direction	232 DEG
		Speed	1.9 kn
DCE Memory	32818 Bytes free	Depth	
Current State: IDLE			
		Retuning	Jan-12-12 01:32 (UTC)
		NCS: IOR	LAT: 34:30.00N
		LOGOUT	LON: 135:00.00E
		REC. MESSAGE EXISTS	
DCE F18 Ver. xx			

Ilustración 149. Pantalla de espera de Inmarsat-C / mini-C.

Fuente: Adaptada por el autor, MANUAL DEL OPERADOR FURUNO FELCOM 18.

En la pantalla se muestra: barra de menús (parte de arriba), en el área de trabajo se está mostrando el resultado de las comprobaciones iniciales y el estado del equipo en la parte de abajo. El equipo aún no estaría conectado al satélite, se muestra indicación “Retuning” en la parte de debajo de la pantalla que significa sincronizando con NCS o LES. Una vez conectados al satélite de la región “Retuning” se sustituye por “SYNC(NCS)”. En la línea de abajo se muestra la región oceánica y el estado “LOGOUT” se debe sustituir por “LOGIN”. Entonces el proceso de sincronización habría finalizado y ya podríamos recibir mensajes por EGC.

La recepción de MSI a través del sistema Inmarsat EGC depende de algunos ajustes que se pueden hacer en el equipo de Inmarsat C. Estos ajustes tienen que hacerse en el software de Inmarsat, el cual puede ser desplegado en la pantalla del terminal.

Los siguientes factores deberían ser comprobados en el software de Inmarsat para poder recibir mensajes EGC correctamente:

- Situación y hora actualizadas, en modo automático adquiere la posición y hora del GPS que puede ser externo o ir incluido en el terminal.
- Satélite al cual queremos conectarnos: "log in",
- Configuración del terminal en relación a los tipos de mensajes seleccionados,
- Configuración del terminal en relación a las zonas costeras seleccionadas (en caso de ser relevante),
- Configuración del terminal en relación con la NAV/METAREA seleccionada y adicionales. Si está en modo automático, seleccionará la Navarea usando datos del GPS y podremos añadir Met/navareas adicionales manualmente si prevemos entrar en otra Navarea en las próximas 24 horas.

A continuación, se muestra como ejemplo la pantalla de configuración de EGC del terminal Inmarsat-C modelo Furuno Felcom 18.

EGC Setup

Receive EGC Area			
Additional Position	----		
Navarea(s)/Metarea(s)	-----		
Fixed Area	-----		
Waypoint (from NAV Equipment)	ON		

Coastal Warnings			
Station Code			
Type of Message (Can't reject other report)			
Ice reports	OFF	SATNAV messages	OFF
Meteo. forecasts	OFF	Other navaid msg	OFF
Pilot service	OFF	QRU (no message)	OFF
LORAN messages	OFF		

Ilustración 150. Pantalla Options / "EGC Setup" del terminal Inmarsat-C.

Fuente: MANUAL DEL OPERADOR FURUNO FELCOM 18.

El sistema FELCOM recibe automáticamente mensajes de EGC dirigidos a su posición y Met/Navarea. La pantalla [EGC Setup] permite seleccionar áreas adicionales para las que recibir mensajes, así como la estación Navtex y el tipo de mensajes adicionales a los obligatorios.

EJEMPLO DE MENSAJE EGC con boletín meteorológico.

LES 112 - MSG 11497 - MetWarn/For Safety Call to Area: 1 – NoPos

NL BURUM LES 1-NOV-2019 09:25:35 997803

SECURITE

HIGH SEAS BULLETIN FOR METAREA 1 ISSUED AT 0800 UTC 01 NOVEMBER 2012 BY THE MET OFFICE, EXETER, UNITED KINGDOM FOR THE PERIOD 0800 UTC 01 NOVEMBER UNTIL 0800 UTC 02 NOVEMBER 2012

STORM WARNING

AT 010000UTC, LOW 51 NORTH 39 WEST 1006 EXPECTED 63 NORTH 20 WEST 982 BY 020000UTC. WINDS ARE EXPECTED TO REACH STORM FORCE 10 BETWEEN 50 AND 300 MILES OF THE CENTRE IN THE EASTERN, SOUTHERN AND WESTERN QUADRANTS FROM 011500UTC, PERHAPS VIOLENT STORMFORCE 11 FROM 012200UTC

GENERAL SYNOPSIS

AT 010000UTC, LOW 51 NORTH 39 WEST 1006 EXPECTED 63 NORTH 20 WEST 982 BY 020000UTC. LOW 66 NORTH 34 WEST 982 EXPECTED 66 NORTH 32 WEST 995 BY SAME TIME. HIGH 52 NORTH 08 WEST 1038 EXPECTED 57 NORTH 05 EAST 1043 BY THAT TIME AREA FORECASTS

FOR THE NEXT 24 HOURS**WEST SOLE**

VARIABLE 4, BECOMING SOUTHEASTERLY 4 OR 5 FOR A TIME. MODERATE OR ROUGH. MAINLY FAIR. GOOD

EAST SOLE

NORTHEASTERLY 4 OR 5. MODERATE OR ROUGH. FAIR. GOOD

OUTLOOK FOR FOLLOWING 24 HOURS:

STORMS OR VIOLENT STORM EXPECTED IN BAILEY, FAEROES, SOUTHEAST ICELAND, EAST NORTHERN SECTION, NORTH ICELAND AND NORWEIGIAN BASIN. SEVERE GALES EXPECTED IN ROCKALL AND WEST NORTHERN SECTION. GALES OR SEVERE GALES EXPECTED IN WEST CENTRAL SECTION AND DENMARK STRAIT

UNSCHEDULED STORM WARNINGS ARE BROADCAST VIA SAFETYNET(II) AND IN BULLETIN WONT54 EGRR AVAILABLE VIA SOME INTERNET AND FTPMAIL

Ilustración 151. Boletín meteorológico emitido por el Coordinador Metarea 1 con prioridad Safety.

Fuente: Inmarsat Maritime – SafetyNet Handbook.

*En la parte 3, pronósticos, de la imagen anterior, se muestran solo para West Sole y East Sole y se han omitido la predicción para el resto de subzonas de la Metarea 1.

En la imagen anterior se observa la misma estructura de tres partes descrita para los boletines meteorológicos.

El formato del encabezado puede ser diferente dependiendo del modelo del equipo que recibe el mensaje.

La MSI debe ser emitida con una clave en su encabezado, donde se indica la prioridad del mensaje que puede ser Distress, Urgent, Pan Pan o **Safety** que es como en el caso mostrado de ejemplo.

El termino PosOK, indica que la posición del terminal ha sido actualizada en las últimas 4 horas. Si en su lugar indicara NoPos, debemos actualizar la posición manualmente en el sistema.

RECEPTOR RADIOTÉLEX (IMPRESIÓN DIRECTA DE BANDA ESTRECHA EN HF)

Los terminales de Radiotélex consisten en un ordenador que utiliza el equipo de radio MF/HF como módem.

Para que pueden recibir MSI, el receptor de MF/HF tendrá que ir sintonizado en modo Télex y mantener la escucha en las frecuencias de emisión de los centros que emiten la MSI. La información sobre la transmisión de MSI por radiotélex se puede consultar en las publicaciones de radioseñales oficiales descritas anteriormente.

El sistema del radiotelex se debe programar para que realice escaneos automáticos en las frecuencias en las que se emite la MSI. Para introducir las frecuencias de las estaciones Radiotelex indicadas en las publicaciones de radioseñales, en algunos modelos se podrá configurar la lista de escaneo automático directamente en la pantalla del ordenador y en otros habrá que hacerlo en el equipo de radio MF/HF.



Ilustración 152. Radiotelex y equipo asociado MF/HF en modo télex.

Fuente: Tutorial Radiotelex, Naval Academy de Bulgaria.

4.4.2. OTROS MEDIOS PARA OBTENER INFORMACIÓN METEOROLÓGICA

MSI POR INTERNET

Desde el año 2003, existe la posibilidad de acceder a través de internet a la página web del Worldwide Met-Ocean Information and Warning Service (WWMIWS) donde se puede acceder a la información meteorológica de todas las Metareas del mundo, que es la misma que se difunde también vía Navtex y EGC. Esta página web es un servicio que ofrece la OMM, a través del WWMIWS y es alojada en los servidores de Meteo-France.

En la propia página web nos avisan de que la información que se muestra, es transmitida por los SMHNs a través del Sistema de Información (WIS) de la OMM y que la disponibilidad de los productos, ocasionalmente, puede ser interrumpida o retrasada.

MAPAS METEOROLÓGICOS EN ECDIS (ELECTRONIC CHART DISPLAY)

Una de las maneras de potenciar el ECDIS como ayuda a la navegación es añadiendo información adicional en las propias cartas de navegación. Para este propósito existen lo que se conoce como, Marine Information Overlays (MIOs). Existen diferentes tipos de información que se pueden mostrar a través de las MIOs, entre los que se incluyen la información meteorológica. Para que se pueda intercambiar y mostrar la información entre diferentes organizaciones, existen estándares internacionales que se desarrollan en el marco del estándar, IHO S-100 para el desarrollo de productos y servicios digitales para las comunidades hidrográficas, el sector marítimo y el GIS (Geographical Information System). A continuación, se muestra en una imagen diferentes tipos de información que se pueden superponer a las cartas electrónicas y la referencia de sus estándares asociados.

Con la utilización de las MIOs se puede potenciar el uso del ECDIS como ayuda a la navegación, de manera que, además de aportarnos la información sobre elementos relevantes de la cartografía necesarios para la seguridad en la navegación, se les pueda añadir otra información relevante para la navegación y/o planificación de una derrota.



Ilustración 153. Diferentes tipos de datos que pueden ser utilizados bajo los estándares S-100.

Fuente: IHO, International Hydrographic Organization.

En este contexto, desde hace varios años existen sistemas ECDIS capaces de integrar información -meteorológica y oceanográfica- en capas que se superponen a la carta electrónica de navegación (ENC) y nos permiten observar los mapas meteorológicos superpuestos a nuestra derrota. No obstante, aún no se han desarrollado estándares internacionales para este tipo de productos. Los estándares S-41X que son los que corresponden a la información del tiempo y el oleaje, aún se están desarrollando desde la OMM en colaboración con la IHO (International Hydrographic Organization). El estado de desarrollo de estos estándares se presentó en la última reunión del *Hydrographic Services and Standards Committee de la IHO (IHO HSSC)* en Mayo de 2024. A continuación, se muestra la línea temporal del futuro desarrollo de los estándares S-41X presentada en el comité.

S-41X PS Developments and Timeline

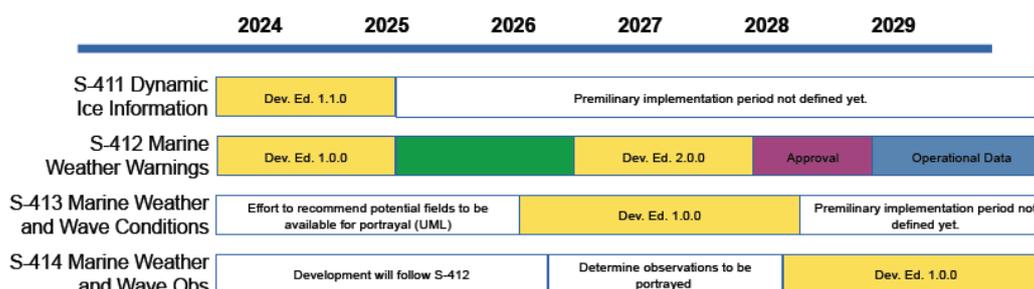


Ilustración 154. Estado de desarrollo de los estándares S-41X para incluir la información meteorológica en los ECDIS como MIOs.

Fuente: IHO, Hydrographic Services and Standards Committee HSSC16 (2024). Doc. Number: HSSC16-07.9A

Aunque aún no se han desarrollado los estándares necesarios para un producto oficial de MIOs con información meteorológica para los ECDIS. Dependiendo del sistema ECDIS instalado y de la disponibilidad de internet a bordo, algunos usuarios pueden suscribirse a diferentes proveedores predicciones meteorológicas como el UK Met Office o la NOAA.

Para superponer los mapas de predicción meteorológica en las cartas electrónicas se utilizan archivos en formato GRIB, que se cargan en el software del ECDIS. Los archivos en formato GRIB son generados directamente por los modelos de predicción numérica del tiempo (PNT) y son usados por los centros de predicción meteorológica del mundo para transferir y procesar información.

Existen varias aplicaciones y sistemas ECDIS para reproducir este tipo de archivos. Los archivos GRIB con pronósticos del tiempo, están disponibles a través de diversas fuentes como páginas web, e-mail, FTP y muchos de ellos son gratuitos.

Una manera de poder obtener archivos GRIB de manera gratuita es con el uso de aplicaciones como “XyGrib”. Con esta aplicación podremos seleccionar el área de interés sobre un mapa y descargar los archivos GRIB obtenidos a partir de diferentes modelos de predicción numérica del tiempo tanto globales como regionales. La aplicación integra los modelos de PNT más utilizados como GFS, ECMWF, ICON, AROME NAM, etc., que

Los archivos GRIB son generados automáticamente por los modelos de PNT y no están sujetos a revisión por parte de meteorólogos o pronosticadores. Los mapas obtenidos de los archivos GRIB se pueden utilizar como una ayuda a la navegación, pero se debe tener en cuenta que las predicciones de los archivos GRIB, al no ser revisadas por una persona, pueden estar desactualizadas o ser erróneas. Por tanto, se deben usar en conjunto con la

información que se difunde a través de los medios oficiales del GMDSS como el Navtex o el EGC.

4.5. PREDICCIONES METEOROLÓGICAS EN INTERNET

Además de la información meteorológica que se recibe incluida en la MSI, la cual, los oficiales de guardia de los buques mercantes están obligados a tener en cuenta como medios oficiales de información, actualmente a través de internet, existen varias páginas web y aplicaciones que ofrecen productos muy completos para consultar el estado y los pronósticos del tiempo. De hecho, los SMHNS normalmente mantienen su información meteorológica actualizada en páginas web oficiales, de acceso público y gratuito. A continuación, se enumeran algunas webs y/o aplicaciones que pueden ser una herramienta muy eficaz para consultar información meteorológica en internet:

4.5.1. PÁGINAS OFICIALES DE SMHNS

AEMET- Predicción Marítima

<https://www.aemet.es/es/eltiempo/prediccion/maritima>

Página web de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) de España para las predicciones marítimas. Contiene productos gráficos y de texto con las condiciones meteorológicas para alta mar y zonas costeras. Las predicciones en formato texto son las mismas que se emiten como parte de la MSI -meteorológica- para las zonas de responsabilidad española (subzonas de las Metarea II (Atlántico) y Metarea III (Mediterráneo)).

AEMET - METEONAV - <http://meteonav.aemet.es/MeteoNav/>

Meteonav es una aplicación web de AEMET para la navegación marítima. Permite conocer las condiciones de mar y viento para un trayecto determinado. Se introduce en un mapa los waypoints de la ruta, fecha de salida y fecha de llegada y la aplicación web nos dará la predicción de mar y viento en todos los puntos del trayecto para cada 10 minutos.



Ilustración 155. Información durante la travesía que se muestra en la aplicación web Meteonav de AEMET.

Fuente: Meteonav, adaptada por el autor.

OCEAN PREDICTION CENTER (OPC)- <https://ocean.weather.gov/>

El **Ocean Prediction Centre (OPC)** es uno de los 6 centros del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) del National Weather Service, el SMHN de los EEUU.

El OPC elabora productos de avisos y pronósticos meteorológicos de texto y también gráficos con **cobertura** para el Atlántico Norte desde la costa de Europa occidental hasta el Pacífico Central.

En su página web se difunden pronósticos y avisos meteorológicos a través de productos especializados para la navegación marítima. A continuación, se explican algunos de los productos que se pueden encontrar en su web:

- Análisis de presión en superficie (Unified Surface Analysis).

El análisis cubre casi todo el hemisferio norte excepto Europa oriental y Asia. En los análisis se muestran, además de los sistemas de presión, otras características que están dominando el tiempo como los frentes (fríos, cálidos y ocluidos), zonas de frontólisis o frontogénesis, la ZCIT o Vaguada Monzónica, vaguadas, ondas tropicales, etc.

El OPC elabora mapas de análisis de presión en superficie unificando los análisis que provienen de diferentes centros del NCEP. Cada centro, el WPC (Weather Prediction Center), OPC, el NHC (National Hurricane Center) y el HFO (Honolulu Forecast Office) elaboran el análisis de presión en superficie para su área de responsabilidad y el OPC los unifica para crear el "Unified Surface Analysis". El OPC.

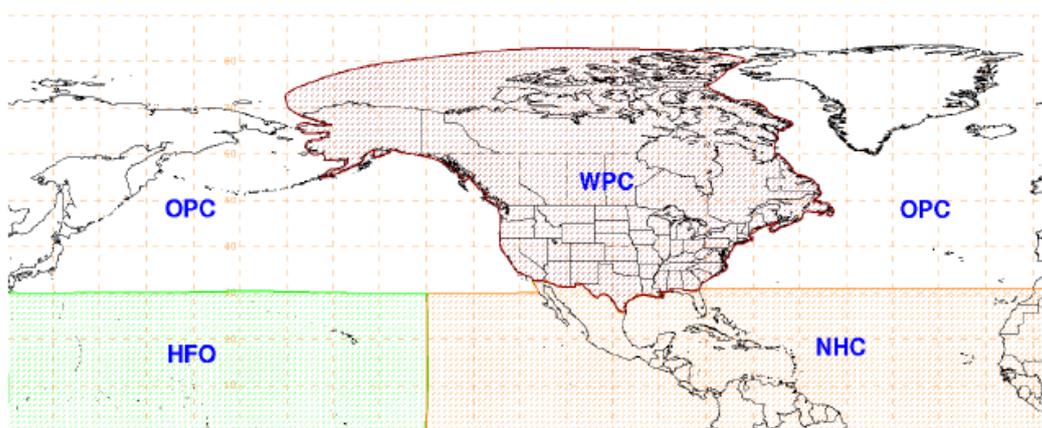


Ilustración 156. Áreas de responsabilidad de las diferentes oficinas/centros del NCEP.

Fuente: *Unified Surface Analysis Manual, OPC.*

La terminología y los símbolos utilizados en los mapas de análisis en superficie se puede consultar en la página web del OPC:

- https://ocean.weather.gov/product_description/keyterm.php.

PRODUCTOS GRÁFICOS Y DE TEXTO PARA CADA REGIÓN. Para las diferentes regiones que cubre el OPC en el hemisferio norte, Alaska, Atlántico y Pacífico se publican los siguientes productos de análisis y pronóstico del tiempo de hasta 5 días.

- Productos gráficos:
 - Mapas de altura geopotencial 500mb.
 - Presión en superficie.
 - Viento y olas. Dirección y velocidad del viento; y altura y dirección del mar de viento.
 - Olas, periodo y dirección. Muestra la dirección y el periodo de la mar de fondo.
- Productos de texto (Text Forecast). En la web están disponibles los avisos y pronósticos que forman parte de la MSI y se difunden también vía Navtex y EGC para las METAREAS IV (Atlántico occidental) y XII (Pacífico Nororiental):
 - **NAVTEX Coastal and Offshore Waters Forecast.** Pronóstico que cubre las zonas NAVTEX que son zonas más amplias que las “Offshore Waters” y por tanto se da un pronóstico más general o menos detallado.
 - **High Frequency Voice Broadcast for Offshore Waters (VOBRA).** Es transmitido por la U.S. Coast Guard. Se emite por voz en VHF y HF cada 6 horas con pronósticos para 5 días. En la web está disponible el texto.
 - **High Seas Forecast.** Pronóstico general, se transmite en las horas sinópticas para las METAREAS IV y XII. Este producto es elaborado en conjunto por el OPC, NHC y la HFO.
 - **Offshore Waters Forecast.** Pronósticos y avisos a los marinos que navegan cerca de las costas de los Estados Unidos y sus aguas costeras territoriales. Los pronósticos son más detallados ya que cubren zonas más pequeñas. Este producto se elabora por el OPC y NHC para las regiones del atlántico de Norteamérica (AN y AM), Caribe (AM), Golfo de México (GM), Pacífico (PZ), Alaska (PK) y Hawái (PH). Entre paréntesis, iniciales que se usan en el encabezado de los mensajes.

NATIONAL HURRICANE CENTER (NHC) - <https://www.nhc.noaa.gov/>

El NHC es la división de la NOAA/NWS de los EEUU responsable del seguimiento y la predicción de los sistemas tropicales. Aunque el NHC es una agencia de los EEUU, la OMM la ha designado como el “Regional Specialized Meteorological Center, RSMC” para el Atlántico Norte y el Pacífico Nororiental.

El NHC elabora también productos marinos gráficos y de texto, para su área de responsabilidad, similares a los ya explicados para el OPC. En estos productos se incluyen los que se transmiten vía NAVTEX y EGC para las Metareas IV y XII.

En la página del NHC, están disponibles los productos relacionados con el seguimiento y pronóstico de ciclones tropicales y subtropicales para sus zonas de responsabilidad: Pacífico central y oriental y Atlántico Norte. A continuación, se explican algunos productos relacionados con CTs que son de especial interés para la navegación:

- **Tropical Weather Outlook (TWO).** Disponible en texto y gráfico, este producto se emite cada 6 horas y es de utilidad para anticiparnos a la formación y posible intensificación de los CTs. El TWO es un análisis donde existe áreas de perturbaciones y su potencial para desarrollarse durante los próximos 7 días, incluyendo por separado, el pronóstico de la posibilidad en las próximas 48 horas de la transformación a cualquier categoría de Ciclón Tropical. Las probabilidades de formación en 2 días y en 7 días para cada perturbación (disturbance) son dadas en porcentajes que representan las siguientes categorías: baja (0-30%), media (40-60%) y alta (70–80%).
- **Tropical Forecast/Advisory, TCM.** El TCM es el producto de texto más importante para la navegación. Se emite siempre que haya un ciclón subtropical o tropical activo. Contiene información sobre la posición actual, intensidad, rumbo y velocidad del ciclón, el radio de vientos (wind-radi) de 34, 50 y 64 nudos, y el radio de oleaje de 12 pies (3.7m), con predicción hasta 72 horas.

Un pronóstico extendido de la intensidad y posición puede llegar hasta 96-120 horas. Los TCMs son específicos para cada tormenta y se emiten cada 6 horas (0300, 0900, 1500, 2100 UTC) cubriendo toda la duración sistema. Se emiten avisos adicionales especiales en las horas sinópticas (0000, 0600, 1200 y 1800) cuando hay alertas o avisos costeros para proveer actualizaciones cada 3 horas de la intensidad y posición de la tormenta. Este producto se difunde vía EGC (Inmarsat-C SafetyNet o Iridium SafetyCast). A continuación, se muestra un ejemplo de TCM.

```

HURRICANE DORIAN FORECAST/ADVISORY NUMBER 21
NWS NATIONAL HURRICANE CENTER MIAMI FL AL052019
1500 UTC THU AUG 29 2019

THERE ARE NO COASTAL WATCHES OR WARNINGS IN EFFECT.
INTERESTS IN THE NORTHWESTERN AND CENTRAL BAHAMAS SHOULD MONITOR THE
PROGRESS OF DORIAN.

HURRICANE CENTER LOCATED NEAR 21.4N 67.2W AT 29/1500Z
POSITION ACCURATE WITHIN 20 NM

PRESENT MOVEMENT TOWARD THE NORTHWEST OR 325 DEGREES AT 11 KT

ESTIMATED MINIMUM CENTRAL PRESSURE 986 MB
MAX SUSTAINED WINDS 75 KT WITH GUSTS TO 90 KT.
64 KT... 15NE 05E 05W 10NN.
50 KT... 30NE 20SE 10SW 20NN.
34 KT... 80NE 40SE 20SW 60NN.
12 FT SEAS.. 60NE 45SE 15SW 45NN.
WINDS AND SEAS VARY GREATLY IN EACH QUADRANT. RADII IN NAUTICAL
MILES ARE THE LARGEST RADII EXPECTED ANYWHERE IN THAT QUADRANT.

REPEAT...CENTER LOCATED NEAR 21.4N 67.2W AT 29/1500Z
AT 29/1200Z CENTER WAS LOCATED NEAR 21.0N 66.9W

FORECAST VALID 30/0000Z 22.9N 68.1W
MAX WIND 85 KT...GUSTS 105 KT.
64 KT... 15NE 10SE 05W 10NN.
50 KT... 30NE 20SE 10SW 20NN.
34 KT... 80NE 50SE 30SW 60NN.

FORECAST VALID 30/1200Z 24.5N 69.6W
MAX WIND 100 KT...GUSTS 120 KT.
64 KT... 15NE 10SE 05W 10NN.
50 KT... 30NE 20SE 10SW 20NN.
34 KT... 80NE 60SE 40SW 60NN.

FORECAST VALID 31/0000Z 25.0N 71.4W
MAX WIND 105 KT...GUSTS 130 KT.
64 KT... 20NE 10SE 10SW 10NN.
50 KT... 30NE 30SE 20SW 20NN.
34 KT... 80NE 60SE 40SW 60NN.

FORECAST VALID 31/1200Z 26.3N 73.4W
MAX WIND 110 KT...GUSTS 135 KT.
64 KT... 20NE 10SE 10SW 10NN.
50 KT... 30NE 30SE 20SW 30NN.
34 KT... 80NE 60SE 40SW 60NN.

FORECAST VALID 01/0000Z 26.7N 75.2W
MAX WIND 110 KT...GUSTS 135 KT.
50 KT... 40NE 30SE 20SW 30NN.
34 KT... 80NE 70SE 40SW 70NN.

FORECAST VALID 01/1200Z 27.0N 76.9W
MAX WIND 115 KT...GUSTS 140 KT.
50 KT... 40NE 40SE 30SW 30NN.
34 KT... 80NE 80SE 50SW 80NN.

EXTENDED OUTLOOK, NOTE...ERRORS FOR TRACK HAVE AVERAGED NEAR 150 NM
ON DAY 4 AND 175 NM ON DAY 5...AND FOR INTENSITY NEAR 15 KT EACH DAY

OUTLOOK VALID 02/1200Z 27.5N 79.0N
MAX WIND 115 KT...GUSTS 140 KT.

OUTLOOK VALID 03/1200Z 28.1N 81.5N...INLAND
MAX WIND 65 KT...GUSTS 80 KT.

REQUEST FOR 3 HOURLY SHIP REPORTS WITHIN 500 MILES OF 21.4N 67.2W

NEXT ADVISORY AT 29/2100Z

$$
FORECASTER BROWN
    
```

Tropical cyclone name, advisory number and valid time

Current center location and motion

Current central pressure, max winds, 34/50/64-kt wind radii, 12-ft (3.7-m) sea radii

12-hourly forecasts with wind radii through day 3

Extended outlook for day 4 and 5

Ilustración 157. Ejemplo de Tropical Cyclone Forecast/Advisory (TCM) con anotaciones.

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.)

Con la información del TCM podríamos trazar sobre una carta de navegación la trayectoria pronosticada de un ciclón tropical con su radio de vientos asociados y compararla con nuestra derrota. Cabe puntualizar que las trayectorias y sobre todo la intensidad de los ciclones tropicales es muy difícil de predecir y a partir de tres días pierde bastante precisión, por lo que es necesario estar pendientes a cada actualización.

El NHC emite también otros productos que pueden ser de utilidad.

PRODUCTOS PARA CICLONES TROPICALES DE OTROS RSMCS

Los RSMCs de todo el mundo emiten productos para el pronóstico y seguimiento de los CTs, similares a los explicados para el NHC, estos productos están disponibles en sus páginas web oficiales, incluidos los que se emiten por EGC y Navtex para las Metareas. A continuación, se muestra la lista de los RSMC del mundo con enlaces a sus páginas web oficiales:

Tabla 6. Lista RSMCs del mundo y enlace a sus páginas web oficiales.

Región	Descripción	Links a Centros (RSMC y TCWC)
I-II	Atlántico y Pacífico Nororiental	U.S. National Hurricane Center (RSMC Miami)
III	Pacífico central	U.S. Central Pacific Hurricane Center (RSMC Honolulu)
IV	Pacífico Noroccidental	Japan Meteorological Agency (RSMC Tokyo)
V	Océano Índico Norte	India Meteorological Department (RSMC New Delhi)
VI	Océano Índico Sudoeste	Météo France (RSMC La Réunion)
VII-XI	Pacífico Sudoeste y Océano Índico Sudeste	VII: Australian Bureau of Meteorology (TCWC Perth) VIII: Indonesian Agency for Meteorology (TCWC Jakarta) IX: Australian Bureau of Meteorology (TCWC Darwin) X: Papua New Guinea (TCWC Port Moresby) XI: Australian Bureau of Meteorology (TCWC Brisbane)
XII-XIII	Pacífico Sur	XII: Fiji Meteorological Service (RSMC Nadi) XIII: Meteorological Service of New Zealand, Ltd. (TCWC Wellington)

Fuentes: NHC, National Hurricane Center y OMM, Organización Meteorológica Mundial.

Definiciones para Ciclones Tropicales y el tiempo en los trópicos [48]:

A continuación, se muestran una serie de definiciones, a parte de las que ya se han explicado durante el desarrollo de este trabajo, que pueden ser útiles para entender la información que se da en los boletines meteorológicos relacionados con sistemas tropicales.

Invest. Un sistema meteorológico para el cual un centro de pronóstico de ciclones tropicales (CTWC o JTWC) está interesado en recopilar conjuntos de datos especializados (por ejemplo, imágenes de microondas) y/o ejecutar guías de modelos. Una vez que un sistema ha sido designado como “invest”, se inicia la recopilación y el procesamiento de datos en varios sitios web gubernamentales y académicos. La designación de un sistema como “invest” no corresponde a ninguna probabilidad particular de que el sistema se convierta en un ciclón tropical; Para este fin, se deben consultar productos operativos como Tropical Weather Outlook o JTWC/TCFA.

Ciclón Post-tropical, Post-tropical Cyclone. Este término genérico describe un ciclón que ya no posee suficientes características tropicales para ser considerado como ciclón tropical. Los ciclones post-tropicales pueden seguir provocando fuertes lluvias y fuertes vientos. Los antiguos ciclones tropicales se pueden transformar a completamente extratropicales o continuar como bajas remanentes (“remanent low”), que son dos clases de ciclones post-tropicales.

Baja remanente, Remanant Low. Un ciclón posttropical que ya no posee la organización convectiva requerida de un ciclón tropical y tiene vientos máximos sostenidos de menos de 34 nudos. El término se aplica más comúnmente a los remolinos de estratocúmulos que no presentan convección profunda en el Pacífico Nororiental.

Perturbación Tropical, Tropical Disturbance. Un sistema tropical discreto con convección aparentemente organizada, generalmente de 100 a 300 millas náuticas de diámetro, que se origina en los trópicos o subtrópicos, tiene un carácter migratorio no frontal y mantiene su identidad durante 24 horas o más. Puede estar asociado o no con una perturbación detectable del campo de viento. Un ejemplo puede ser una Onda Tropical.

4.5.2. OTROS RECURSOS EN INTERNET – NO OFICIALES

WINDY - <https://www.windy.com>

Aplicación disponible a través de la web para consultar online y para descargar, tiene una interfaz gráfica que requiere bastante carga por lo que necesitaríamos una conexión con suficiente ancho de banda.

La aplicación cuenta con un menú en el que podremos elegir entre una variedad bastante amplia de parámetros que queramos observar. Además, cuenta con las predicciones de diferentes modelos numéricos que podremos ir cambiando para contrastar la predicción. Cuenta con el modelo numérico de pago ECMWF 9km, que, aunque es de pago, Windy lo ha comprado y lo ofrece gratuitamente para los usuarios.

Para la navegación algunos parámetros que pueden ser interesantes en Windy y que se muestran como capas encima del mapa pueden ser:

- Viento y rachas de viento. Podremos seleccionar entre las diferentes capas de la atmosfera.
- Olas. En el parámetro olas nos dará la altura media y el período de todos los trenes de olas que estén afectando a la zona, lo que se suele llamar también “mar combinada”. Podremos seleccionar “Oleaje”, para ver solo la mar de fondo que está llegando a la zona, “Oleaje 2 y 3, Mar de viento” para observar por separado cada componente de la “mar combinada”.
- Temperatura, P. de Rocío, Humedad.
- Lluvia y/o acumulación de lluvia.
- Visibilidad.

Nos permite superponer, a las anteriores, capas donde podremos observar: Isolíneas de presión en superficie, altura geopotencial, temperatura y altura de congelación; podremos poner que nos de información desde puntos de observación en tiempo real del viento.

Windy dispone de la herramienta, “Hurricane Tracker” para el seguimiento de ciclones tropicales. Esta herramienta nos muestra el cono de predicción de la trayectoria del centro del ciclón. Los conos de predicción de trayectoria se obtienen de varios SMHNs: NOAA, JMA, BoM y ECMWF. Se puede superponer el cono de predicción de la trayectoria con cualquiera de las capas de Windy, lo cual, resulta útil para ver los patrones de nubosidad y tiempo asociados al ciclón tropical.

PASSAGE WEATHER - <https://www.passageweather.com/>

Aplicación web especializada en pronósticos del tiempo para la navegación, muestra la predicción para 7 días y requiere poca carga por lo que es una buena opción si tenemos una conexión a internet lenta.

Obtiene datos de los SMHNs de Estados Unidos (NWS, NOAA, NCEP y ECMWF) y de Europa (ECMWF).

Passage Weather, en su página web, muestra diferentes mapas para observar los parámetros de: viento en superficie, presión en superficie y altura del oleaje (mar combinada); visibilidad, precipitación y superficie de la temperatura del mar.

Los gráficos de los mapas son simples y eficaces con lo que requieren poca carga y ocupan poco espacio. Los mapas, con las predicciones a 7 días, se pueden descargar y almacenar en el ordenador o cualquier dispositivo para consultarlos cuando estemos sin conexión.

4.6. OBSERVACIONES A BORDO

Existen gran cantidad y variedad de factores que determinan el tiempo. El desarrollo de las investigaciones en meteorología hace que los servicios meteorológicos estén mejorando continuamente. Sin embargo, en la mar, las estaciones meteorológicas no se encuentran distribuidas uniformemente, existen áreas relativamente extensas con falta de datos, o sin datos. En el hemisferio sur, por ejemplo, el número de estaciones de observación es mucho menor que en el hemisferio norte. Bajo esas condiciones, puede haber errores en las posiciones de los ciclones, frentes, etc.

En este contexto, cabe mencionar que los fenómenos meteorológicos de escala más reducida y en los que su intensificación sea relativamente rápida, son los más difíciles de predecir por los modelos de PNT, ya que, para los más pequeños en escala, se necesita mayor resolución; y para los de rápida intensificación, cuando se produce un error en la predicción, se dispone de menos tiempo para corregirlo. En ocasiones los procesos físicos involucrados en ciertos fenómenos, como la ciclogénesis tropical, aún no se conocen al completo y se requiere de investigación para mejorar su predicción. Como ejemplo se nombran los siguientes fenómenos, que, debido a los factores explicados, su predicción presenta ciertas dificultades:

- Ciclogénesis explosiva. Al intensificarse en un corto periodo de tiempo, en caso de que exista algún fallo en las predicciones será más difícil de corregir.
- Bajas Polares.

- Ciclones Subtropicales.
- Ciclones Tropicales. Sobre todo, a la hora de predecir la intensificación, aunque las predicciones en su trayectoria también presentan cierta incertidumbre. La incertidumbre se incrementa cuando un ciclón se comporta de manera atípica (con trayectorias que no son normales) o existen condiciones ambientales sin precedentes.
- Tornados y trombas marinas.

Teniendo en cuenta todo lo explicado, una observación meteorológica a bordo es una forma que tienen los marinos de contrastar la información aportada por los pronósticos meteorológicos que se reciban a bordo. Uno de los errores más comunes en la mayoría de los accidentes marítimos relacionados con el tiempo, se debe a creer ciegamente en una predicción o pronóstico meteorológico.

Para saber el nivel de incertidumbre que puede haber en un pronóstico o predicción, se debe contrastar la información entre diferentes pronósticos obtenidos de diferentes medios y/o modelos de PNT cuando sea posible. Además, es fundamental contrastar la información con las observaciones del tiempo que realicemos a bordo y tener en cuenta que la predicción del tiempo no es una ciencia exacta (las leyes del caos dominan la atmosfera), y de ahí la importancia de ser conscientes de la incertidumbre que pueda haber en los pronósticos.

4.6.1. INSTRUMENTOS Y EQUIPO A BORDO PARA REALIZAR OBSERVACIONES PRESIÓN ATMOSFÉRICA – BARÓMETRO Y BARÓGRAFO

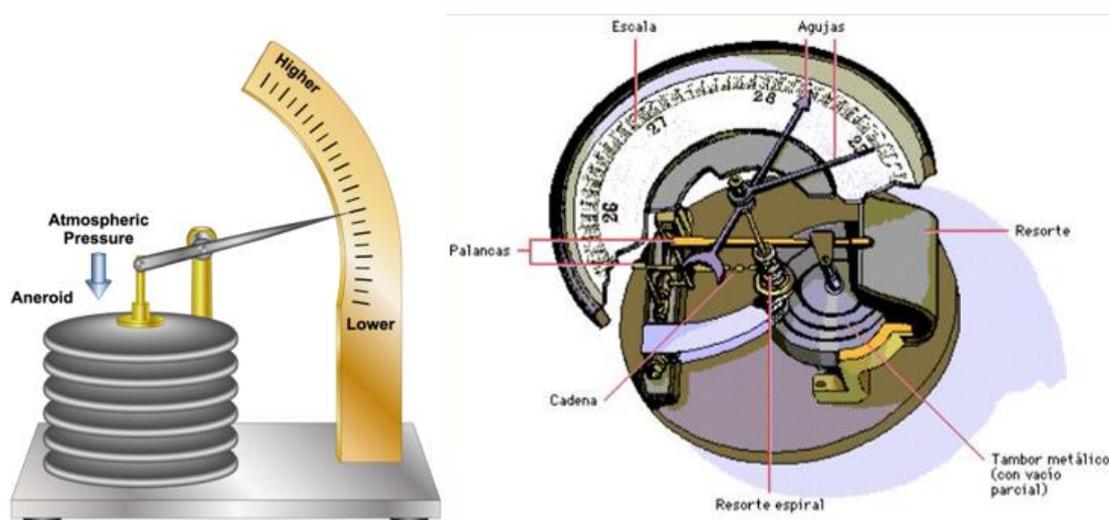


Ilustración 158. Barómetro Aneroid.

Fuente: <https://image2.slideserve.com/3640615/slide7-n.jpg>

La presión atmosférica es uno de los elementos básicos de una observación meteorológica, para medirla a bordo se utiliza un **barómetro aneroide**. El barómetro aneroide utiliza una pequeña caja metálica con paredes “elásticas”, llamada cápsula aneroide, donde previamente se forma un vacío parcial. La presión atmosférica provoca una deformación de la cápsula aneroide que se expande o se contrae y mueve la aguja que indica la presión atmosférica. La presión atmosférica indicada por un barómetro o barógrafo puede estar sujeta a diferentes tipos de error:

- Error instrumental. Debido a la imperfección o ajuste incorrecto del equipo. Este error puede ser determinado comparando la medición con la de otro barómetro con una precisión estándar.
- Marea atmosférica o barométrica. No es un error en sí, sino más bien se refiere a la variación rítmica, regular y periódica de la presión semidiurna en la superficie de la tierra. Aunque la causante no se conoce al completo, el componente dominante en la marea atmosférica es el **forzamiento radiativo (luz solar)**. Los máximos y mínimos de presión ocurren en cada lugar aproximadamente a la misma hora del día. Estas variaciones son máximas en los trópicos (hasta 3 hPa) y mínimas en las regiones polares (alrededor de 0,3 hPa). Esto se debe a que la radiación solar entrante en los trópicos es mayor. En los trópicos es importante conocer y sustraer el efecto de la marea barométrica de las medidas de presión ya que valores anómalos podrían indicar la presencia de un ciclón tropical [2].
- Error de altura. La presión atmosférica leída a la altura donde se encuentra el barómetro se llama “presión de estación” y está sujeta a correcciones por altura para saber la presión a nivel del mar.
- Error de temperatura. Los barómetros están calibrados a una temperatura estándar de 32°F. Los barómetros modernos, compensan este error utilizando metales que tienen un coeficiente desigual de expansión lineal, este tipo de metales se llaman bimetales, pueden ser por ejemplo de cobre-berilio.

Existen tablas que se dan en publicaciones como el “American Practical Navigator, volumen II”, donde se dan tablas para corregir estos errores.

Estos errores, sobre todo los dos últimos suelen ser del orden de 1 mbar. La importancia de medir la presión atmosférica a bordo, reside en tener una lectura de la tendencia barométrica, lo cual nos puede indicar, por ejemplo, cuando un ciclón o una baja presión se nos está acercando o alejando. Además, en ocasiones las observaciones del

tiempo realizadas por marinos en los barcos pueden ser solicitadas por los SMHNs, como es, por ejemplo, para el caso de buques que se encuentre en un radio de 300 millas de un Ciclón Tropical con nombre.

El barómetro debe estar instalado en un lugar protegido de los rayos directos del sol, alejado de fuentes de calor y aislado de posibles rachas de viento.

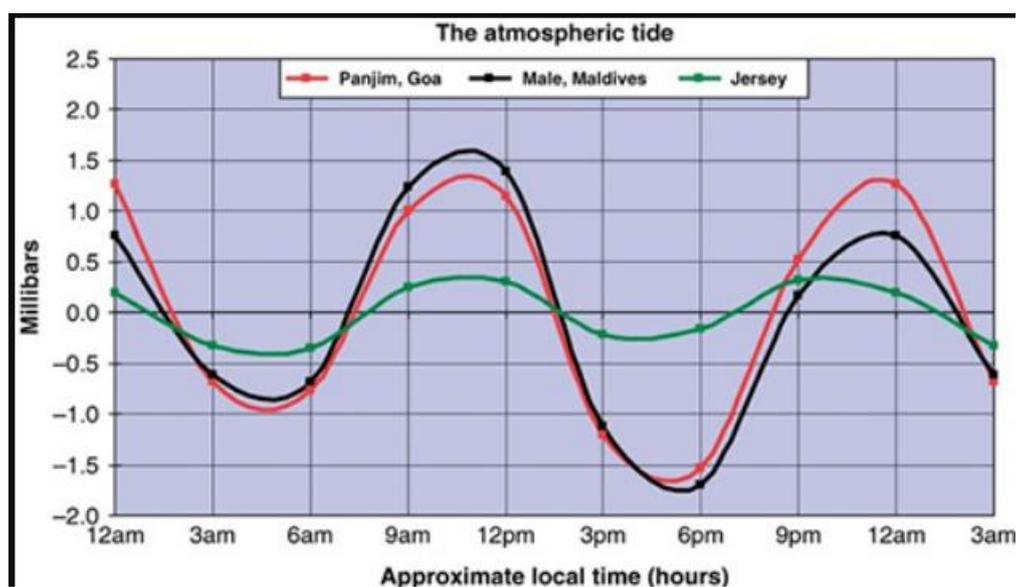


Ilustración 159. Fluctuación de la presión debido a la marea atmosférica. En verde para Jersey (canal de la mancha) y en rojo y negro para regiones tropicales del océano indico.

Fuente: Ocean Navigator, revista online.

BARÓGRAFO

El barógrafo funciona bajo los mismos principios del barómetro. Se utiliza para registrar continuamente la presión barométrica en una hoja de papel cuadrulado milimétricamente llamado barograma. Consta de varias cápsulas aneroides que hacen mover a una pluma o plumilla la cual va dibujando los cambios de presión atmosférica en un cilindro de papel que va girando.

Para que el cilindro gire suelen llevar un mecanismo de reloj de cuerda o de cuarzo. Los barógrafos marinos llevan amortiguadores y resortes para compensar el movimiento del barco.

Estos equipos requieren de cierto mantenimiento, de vez en cuando se debe ajustar la posición de la plumilla para que indique lecturas de presión correctas, hay que darles cuerda para que el cilindro se mantenga girando, cambiarles el barograma cuando se termina y también la punta de la plumilla cuando se queda sin tinta. Las hojas de registro se guardan en un archivo a bordo.



Ilustración 160. Barógrafo.

Fuente: https://www.depositohidrografico.com/data/productos/d_barografo.jpg

TEMPERATURA Y HÚMEDAD RELATIVA – TERMÓMETRO SECO Y HÚMEDO

A bordo de los buques se suele disponer de un termómetro de bulbo húmedo y otro de bulbo seco. El termómetro de bulbo húmedo, es un termómetro común al cual se le coloca un algodón húmedo en el bulbo. Dependiendo de la humedad relativa en el ambiente, el agua del algodón se evaporará en mayor o menor medida, haciendo bajar la temperatura del bulbo húmedo, con lo cual, medirá una temperatura inferior a la del bulbo seco.

La humedad relativa (HR) del aire se puede calcular a partir de la diferencia de temperatura de ambos termómetros usando tablas psicrométricas.

Las tablas psicrométricas, son tablas de doble entrada, normalmente se entra en la primera columna con la temperatura del termómetro seco y en la primera fila con la diferencia de temperaturas para obtener la Humedad Relativa. Existen también tablas similares para calcular el punto de rocío.

Tabla psicrométrica										
Temperatura de un termómetro seco	Diferencia de temperatura entre los termómetros seco y húmedo (en °C)									
	(El valor de la lectura medida especifica la humedad relativa en %)									
°C	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	100	82	64	47	31	14				
1	100	83	66	60	34	18				
2	100	84	68	52	37	22				
3	100	84	69	54	40	25	12			
4	100	85	70	56	42	28	18			
5	100	86	72	58	45	32	19	7		
6	100	86	73	60	47	35	23	11		
7	100	87	75	61	49	37	26	14		
8	100	87	75	62	51	40	29	18	7	
9	100	88	76	64	53	42	31	21	11	
10	100	88	77	65	55	44	34	24	14	5
11	100	88	77	66	56	46	36	26	17	8
12	100	89	78	68	57	48	38	29	20	11
13	100	89	79	69	59	49	40	31	23	14
14	100	90	79	70	60	51	42	33	25	17
15	100	90	80	71	61	53	44	36	27	20
16	100	90	81	71	62	54	46	37	30	22
17	100	90	81	72	63	56	47	39	32	24
18	100	91	82	73	65	56	49	41	34	27
19	100	91	82	74	65	58	50	43	36	29
20	100	91	83	74	66	59	51	44	37	31
21	100	91	83	75	67	60	52	45	39	32
22	100	92	83	75	68	61	54	47	40	34
23	100	92	84	76	69	62	55	48	42	36
24	100	92	84	77	70	62	56	49	43	37
25	100	92	85	77	70	63	57	51	44	39
26	100	92	85	78	71	64	58	51	45	40
27	100	93	85	78	71	65	59	53	47	41
28	100	93	86	79	72	65	59	53	48	42
29	100	93	86	79	72	66	60	54	49	43
30	100	93	86	79	73	67	61	55	50	44

Ilustración 161. Tabla psicrométrica para calcular la humedad relativa.

Fuente: https://www.academiatesto.com.ar/cms/sites/default/files/444_02_7.jpg

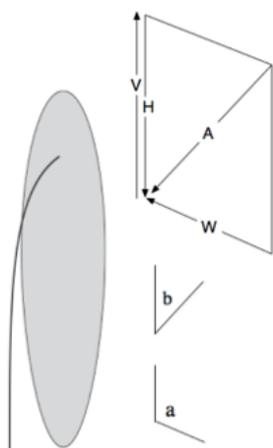
Conocer el punto de rocío nos puede ayudar a predecir la formación de niebla, escarcha y rocío. Cuando la temperatura ambiente desciende hasta el punto de rocío, se puede formar condensación, lo que provoca este tipo de fenómenos.

Los termómetros a bordo deben instalarse en el exterior, protegidos en una garita termométrica, en la cubierta superior, evitando los humos y lejos de posibles fuentes de calentamiento del buque.

VIENTO – VELOCIDAD Y DIRECCIÓN – ANEMÓMETRO Y VELETA

Los aparatos utilizados para medir el viento son el anemómetro y la veleta, siendo el primero el que mide la velocidad y el segundo la dirección de donde sopla el viento.

El viento que se observa a bordo de un buque en movimiento no es el viento real, sino que es el viento aparente o relativo. Para calcular el viento real (VR) necesitaremos hacer una resta vectorial entre el viento aparente (VA) y el viento generado por el movimiento del barco (VP), tal y como se muestra en la siguiente imagen. Viento Real = Viento aparente – Viento Generado (VP); En el ejemplo más simple, si navegamos con una velocidad de 5 nudos y nos viene un viento aparente de 20 nudos por la proa, el viento real sería de $20 - 5 = 15$ nudos. Normalmente habría que usar fórmulas de trigonometría para obtener la dirección y velocidad del viento real. Existen otros métodos como la ley del paralelogramo, que es básicamente hacer la resta vectorial usando una escala para los vectores.



$$W = \sqrt{A^2 + V^2 - 2AV \cos \beta}$$

$$\alpha = \arccos\left(\frac{A \cos \beta - V}{W}\right) = \arccos\left(\frac{A \cos \beta - V}{\sqrt{A^2 + V^2 - 2AV \cos \beta}}\right)$$

Donde, **W = Velocidad del Viento Real**; A = Velocidad viento aparente; V = Velocidad del barco

α = Dirección del Viento real; β = Dirección del viento aparente.

Ilustración 162. Cálculo vectorial del viento real, a partir del viento aparente medido con anemómetro y veleta.

Fuente: Wikipedia.

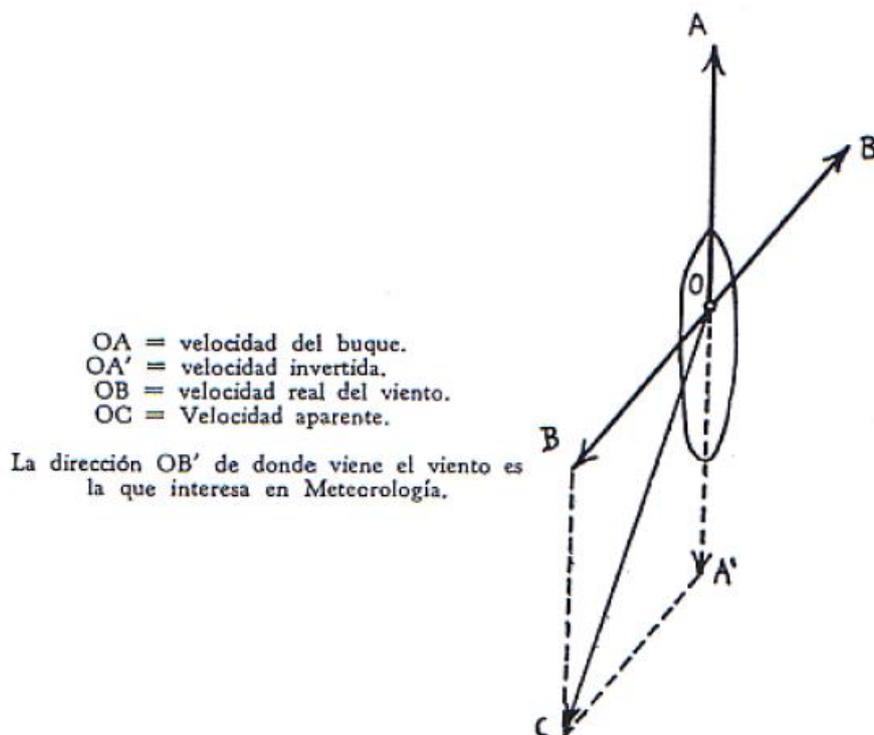


Ilustración 163. Ley del paralelogramo para calcular el viento real.

Fuente: [2] C.C. Luis Antonio García Martínez, Curso De Meteorología Y Oceanografía. Amada Española, 2007.

En muchos barcos, se lleva un ordenador conectado al anemómetro, la veleta y a la velocidad de la corredera o del GPS y calcula automáticamente el viento real.

OBSERVACIONES SIN INSTRUMENTOS

Además de las observaciones que se hacen utilizando los instrumentos o equipos explicados anteriormente, a bordo de los buques se hacen otras observaciones sin la utilización de ningún aparato específico como son: dirección y altura de las olas, nubosidad (tipo de nubes y cobertura en octavos) y visibilidad.

Todas las observaciones descritas anteriormente se registran, en cada cambio de la guardia de navegación, en el Cuaderno de Bitácoras y Diario de Navegación.

4.6.2. OBSERVACIONES DURANTE UN CICLÓN EXTRATROPICAL

La secuencia de tiempo, en concreto cambios de viento, presión, nubosidad y temperatura, al pasar un CE con sus frentes asociados, que se observaría durante el paso de un Ciclón Extratropical, siguiendo un patrón general, se explicó en detalle en la sección “Influencia en el tiempo atmosférico” de Ciclones Extratropicales. En este apartado se expone a modo de resumen los cambios que se observan sobre cada variable.

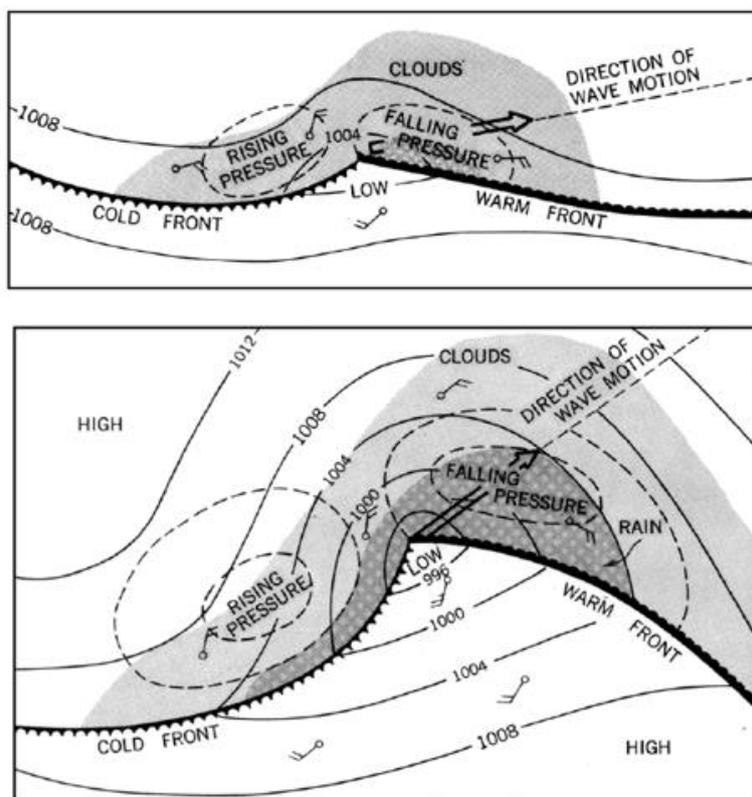


Ilustración 164. Cambios de viento, presión y nubosidad durante un Ciclón Extratropical.

Fuente: NGA, *American Practical Navigator*.

Cuando un Ciclón Extratropical bien desarrollado se aproxima desde el oeste y pasa más hacia el polo de la posición del observador, es decir, más al norte del observador en el hemisferio norte:

- **Cambios en la presión atmosférica.** El primer indicador de la aproximación de un ciclón es la disminución de la presión que nos indica el barómetro. En el caso de un ciclón bien desarrollado, el barómetro empezará a descender varios días antes de la llegada del ciclón. Al avanzar el frente frío, con aire más frío y denso por detrás, se observará un aumento de la presión atmosférica, es decir,

la tendencia barométrica será positiva, que es también un indicador de que el ciclón ya empieza a alejarse.

- **Cambios en el viento.** El viento aumentará su velocidad a medida que aumenta el gradiente de presión al acercarse el Ciclón. En cuanto a la dirección, irá rolando:
 - o Si el observador está al sur del ciclón en el hemisferio norte. En sentido horario, de SSO a NNO.
 - o Si el observador está al norte del ciclón en el hemisferio norte. En sentido antihorario, de SSE a NNE.

Estos cambios de la dirección del viento se cumplen cuando el Ciclón se mueve más rápido que el observador.

Los cambios en la dirección del viento son más pronunciados al paso de los frentes. Los vientos más intensos de un Ciclón Extratropical bien desarrollado se encuentran donde exista el mayor gradiente de presión y temperatura, que suelen estar en el lado ecuatorial del ciclón, es decir, en el hemisferio norte al SSO y en el hemisferio sur al NNO.

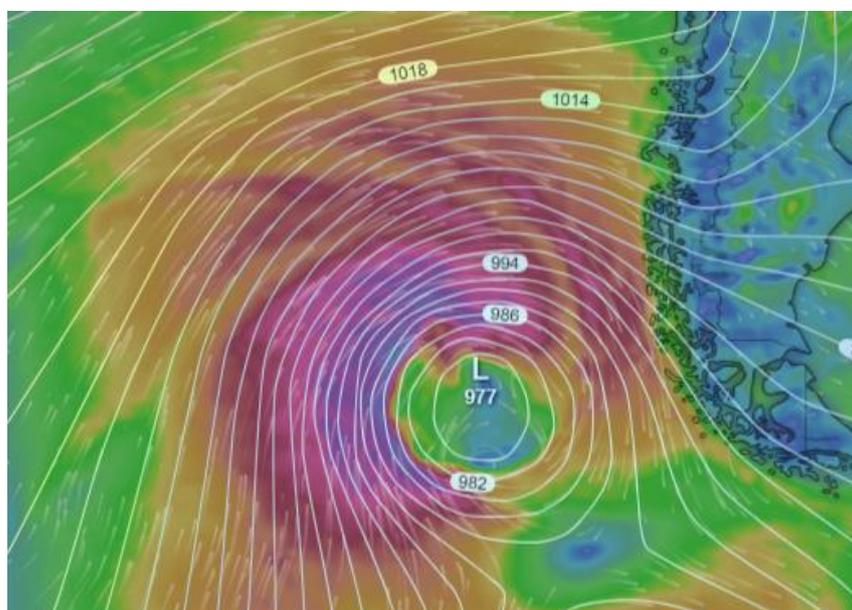


Ilustración 165. Ciclón extratropical en el hemisferio sur. Se muestra la presión y vientos en superficie. El mayor gradiente de presión (isobaras más juntas) y los vientos más fuertes, en este caso, se observan al NO.

Fuente: Windy.

- **Cambios en la nubosidad.** La nubosidad cuando se aproxima un ciclón extratropical se asocia con el paso de los frentes, de manera que estando al sur de la trayectoria del CE, en el hemisferio norte el patrón general sería:
 - Al pasar el frente cálido la secuencia de nubes suele ser, por delante del frente, nubes de tipo Cirros, Cirrostratos y altoestratos; a continuación, se observan Nimbostratos que pueden traer lluvias suaves, seguidas de estratocúmulos ya pasando el frente.
 - Al pasar el sector cálido. Los cielos son generalmente claros o parcialmente nublados, con nubes tipo cúmulo y estratocúmulos. El aire cálido está normalmente húmedo y puede formar neblina o niebla.
 - Al pasar el frente frío. la secuencia de nubes suele ser, por delante del frente, Altocúmulos y a continuación Cúmulos y Cumulonimbos con lluvias fuertes. Tras el paso del frente frío se presenta el cielo despejado con aire frío y seco.

La nubosidad durante los frentes cálidos suele ser de tipo estratiforme, mientras que en el paso de los frentes fríos suelen ser nubes con desarrollo más vertical.

- **Cambios en la temperatura.** Los cambios en la temperatura durante el paso del Ciclón Extratropical van asociados con los frentes con lo que nos encontraremos aire ligeramente más cálido tras el paso de un frente cálido, y aire más frío tras el paso de un frente frío.

Los cambios de tiempo al pasar un Ciclón Extratropical en el caso de que el observador se encuentre en el lado polar de su trayectoria, es decir, en el norte en el hemisferio norte son menos evidentes.

4.6.3. OBSERVACIONES DURANTE UN CICLÓN TROPICAL

A continuación, se explicade manera resumida tres observaciones que nos deben alertar de la aproximación de un Ciclón Tropical:

1. Un primer indicio de que se aproxima un ciclón tropical es el mar de fondo. Normalmente un CT, genera oleaje con bastante periodo que se propaga cientos de millas por delante del CT.
2. Bajada acusada de la presión atmosférica mientras se nos acerca el CT, que la podremos observar en el barómetro o barógrafo.
3. Finalmente se observará una actividad tormentosa profunda y persistente con gran cantidad de nubes altas tipo Cirros girando anticiclónicamente alrededor y hacia afuera del sistema.

A continuación, se explica con más detalle, cómo las observaciones a bordo pueden sernos de ayuda a la hora de advertir la aproximación de un ciclón Tropical

VIENTO

El viento de un Ciclón Tropical fluye ciclónicamente, contrario a las agujas del reloj en el Hemisferio Norte. Una manera sencilla de saber dónde estaría el centro del ciclón es aplicando lo que se conoce como la Ley de Buys Ballot para conocer los centros de altas y bajas presiones. En el Hemisferio Norte, si el viento nos da por la espalda, entonces el centro de la baja presión estaría a nuestra izquierda. En el hemisferio sur, el método se aplica al contrario ya que los Ciclones giran en sentido horario.

Los cambios en la dirección del viento nos pueden indicar en qué semicírculo del CT nos encontramos. En el hemisferio norte, cuando nos encontramos en el semicírculo peligroso y nos alcanza el ciclón, el viento rola en sentido horario de NNE a SSE. Mientras que si nos encontramos en el semicírculo navegable el viento rola en sentido antihorario de NNO a SSO. Esto se cumple cuando la velocidad de traslación del ciclón es mayor que la del observador, es decir, el ciclón nos alcanza y nos adelanta.

OLEAJE

Como se explicó, el oleaje con periodo largo es a veces el primer indicador de la aproximación de un CT. Un periodo normal en el Atlántico tropical es de entre 6-8 segundos. Este periodo puede casi duplicarse cuando hay un Ciclón Tropical activo.

El oleaje con mayor periodo se diferencia por la mayor separación entre las olas y por la forma más alargada (con mayor longitud de onda) y más suavizada, en comparación con la mar de poco periodo (o mar de viento) que presenta formas más cortas (menor longitud de onda) y más agudas o abruptas.

La dirección del mar también nos indica donde estaba el ciclón cuando ese oleaje fue generado. Se debe tener en cuenta que en aguas con poco fondo la dirección del oleaje puede ser modificada por refracción, con lo que este método es menos preciso.

NUBOSIDAD

Cuando el sistema se encuentra a unas 500-1000 millas alejado del buque, los cielos estarán relativamente claros, y no se observan nubes con desarrollo vertical profundo. A medida que el ciclón se aproxima a 300-600 millas, aparecen nubes altas tipo cirros que se extienden como un velo fino y tenue más allá del Ciclón Tropical. Si el ciclón se sigue aproximando, la capa de cirros se volverá más gruesa bajará un poco, adquiriendo la apariencia de cubiertas de Cirrostratos. Más cerca de la tormenta, comenzarán a aparecer capas de nubes altoestratos en los niveles medios de la atmósfera. Finalmente, aparecen las lluvias y paredes de nubes cumulonimbos espesas y densas que indican la proximidad de las “bandas de lluvia” exteriores del ciclón tropical. En este punto, el centro del sistema aún puede estar a 200-400 NM del buque.

PRESIÓN EN SUPERFICIE

El barómetro normalmente comienza a bajar cuando se acercan los cirros exteriores. Inicialmente, esto es tan gradual que puede quedar enmascarado por el ciclo diario típico de la marea atmosférica. A medida que la tormenta se acerca, la caída de presión se acelera hasta convertirse en una caída constante. En los barómetros de a bordo se pueden observar pequeños aumentos y caídas en la presión, como una fluctuación en la tendencia barométrica. La fluctuación de la tendencia barométrica está relacionada con los intensos movimientos ascendentes y las fuertes ráfagas de viento, asociadas a las bajas presiones superficiales cerca de las bandas de lluvia. Las presiones en el centro de los CTs suelen ser inferiores a 1008 mb para las Tormentas Tropicales y pueden alcanzar valores extremadamente bajos por debajo de 900 mb en los sistemas más fuertes. Dentro de los 30 grados del ecuador, lectura del barómetro inferior a 1010 mb durante la temporada de ciclones tropicales debe considerarse con cierta precaución.

ENVIAR OBSERVACIONES

Las observaciones meteorológicas normalmente se realizan, cada 6 horas, en las horas sinópticas (0000, 0600, 1200, 1800 UTC). Cuando un buque se encuentra en un radio de 300 millas de un Ciclón Tropical, los SMHNS suelen requerir el envío de observaciones meteorológicas desde el buque, ya que pueden ser de ayuda para los pronosticadores y los modelos meteorológicos a la hora de realizar el análisis del estado actualizado de la atmosfera, que es el primer paso para elaborar un pronóstico correcto. Para este propósito se suelen utilizar formularios en los que se rellenan datos de: hora, posición, viento verdadero, temperatura del aire y del mar, punto de rocío, presión en superficie, tendencia barométrica en 3 horas, tiempo observado, nubosidad, oleaje, acumulación de hielo y temperatura del bulbo húmedo. Los datos más importantes son los de la dirección y velocidad del viento y la presión en superficie.

4.7. INFORMACIÓN CLIMATOLÓGICA PARA NAVEGANTES

La climatología es la ciencia que, utilizando los mismos parámetros que la meteorología (temperatura, presión, viento, etc.) estudia las condiciones promedio del tiempo atmosférico. Mientras que la meteorología se centra en estudiar los procesos atmosféricos y en la predicción de los mismos.

Existen ramas de la climatología que estudian, por ejemplo, la variabilidad del clima (oscilaciones climáticas como El Niño), los mecanismos de cambio climático y el cambio climático moderno. El interés de la climatología para la navegación se basa en conocer las condiciones meteorológicas habituales de una región para tener un conocimiento de qué fenómenos meteorológicos cabe esperar en una zona y durante una época determinadas.

En línea con el objetivo de este trabajo, en este apartado se expone a continuación donde se puede obtener información climatológica a partir de publicaciones para estudiar la climatología para zonas determinadas.

Publicaciones de pago del **Admiralty de la UKHO (United Kingdom Hydrographic Office)** que contienen información climatológica:

- **Admiralty Sailing Directions (NP 1–72)**. Derroteros del Almirantazgo británico, actualmente hay 76 volúmenes que cubren todo el mundo y proporcionan información esencial para la navegación. En los derroteros encontraremos para todas las ubicaciones un apartado con información sobre las corrientes estacionales, hielos y condiciones climáticas.

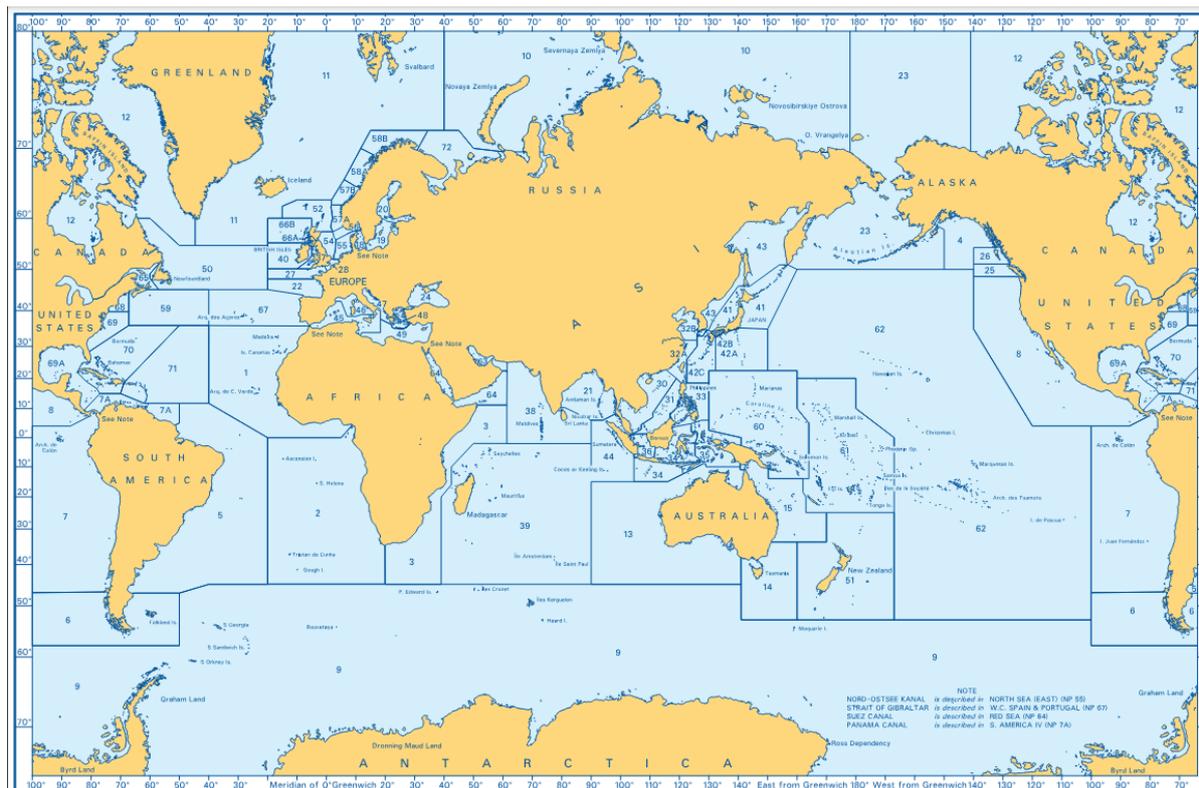


Ilustración 166. Mapa donde se muestran los límites de cada publicación Admiralty Sailing Directions.

Fuente: Página web de Admiralty.

- **ADMIRALTY Ocean Passages for the World (NP136) vol. 1 y 2.** Esta publicación consta de información para viajes oceánicos. Existen dos volúmenes que cubren todo el planeta y cada uno contiene, entre otras cosas, información climatológica para cada zona sobre:
 - Vientos predominantes y fenómenos atmosféricos que dominan el clima
 - corrientes,
 - hielos,
 - mapas climáticos mundiales (para enero y julio), donde se muestran las condiciones promedio de: sistemas de presión semipermanentes, corrientes oceánicas y vientos predominantes, frecuencia de tormentas, oleaje, temperatura del mar, niebla, límites de zonas de hielo, icebergs y lluvias
 - altura de las olas en porcentajes,
 - y temperatura del mar.

Esta publicación contiene información de manera general y cubre áreas relativamente grandes, por tanto, se debe usar conjuntamente con las publicaciones, Routeing Charts y Sailing Directions, que cubren áreas más pequeñas y nos darán, por tanto, información más detallada de cada zona.

- **ADMIRALTY Routeing Charts.** Provee información sobre las rutas de transporte marítimo y distancias entre los principales puertos. Consta de cartas con diferentes escalas como se observa en la siguiente imagen para cubrir todo el planeta, para cada región hay 12 cartas climatológicas que cubren los meses del año y e incluyen la siguiente información:

- Ubicación de puertos principales, rutas reconocidas entre ellos y distancia.
- Rosa de los **vientos** donde se muestra climatología de la frecuencia, intensidad, y dirección de los vientos.
- Frecuencia e intensidad de tormentas y condiciones de baja visibilidad.
- Corrientes oceánicas.
- Límites de las zonas del convenio sobre líneas de carga.

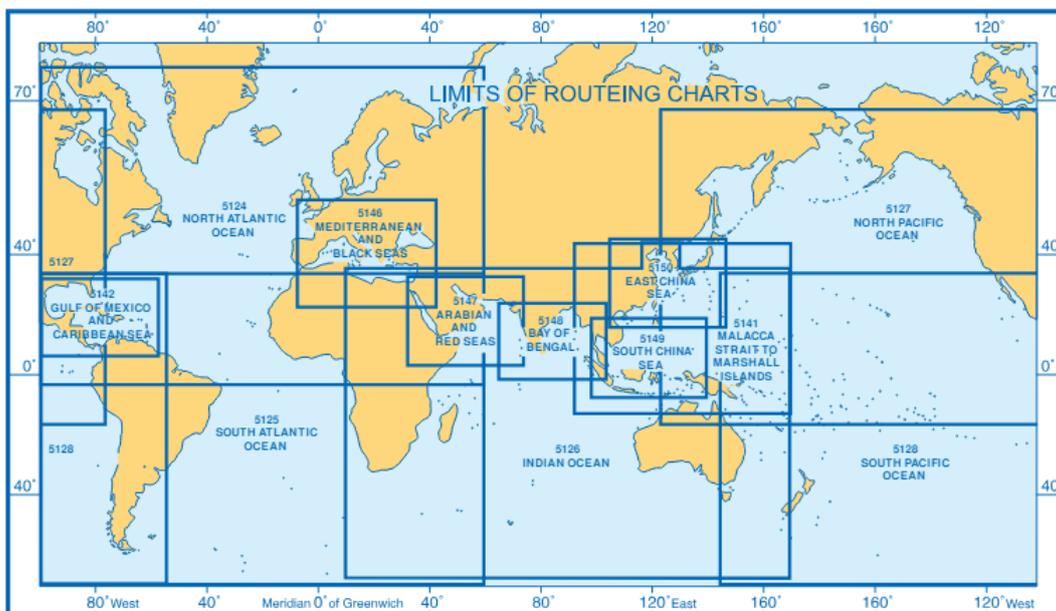


Ilustración 167. Límites de las áreas de las áreas de cobertura de las Admiralty Routing Charts. Para cada zona 12 cartas, una para cada mes del año.

Fuente: Página web de Admiralty.

Publicaciones gratuitas con información climatológica de la **National Geospatial-Intelligence Agency (NGA)**, del Departamento de Defensa de los EEUU:

- **Sailing Directions Enroute.** Similar al Sailing Directions de Admiralty, consta de varios volúmenes que cubren todo el planeta.

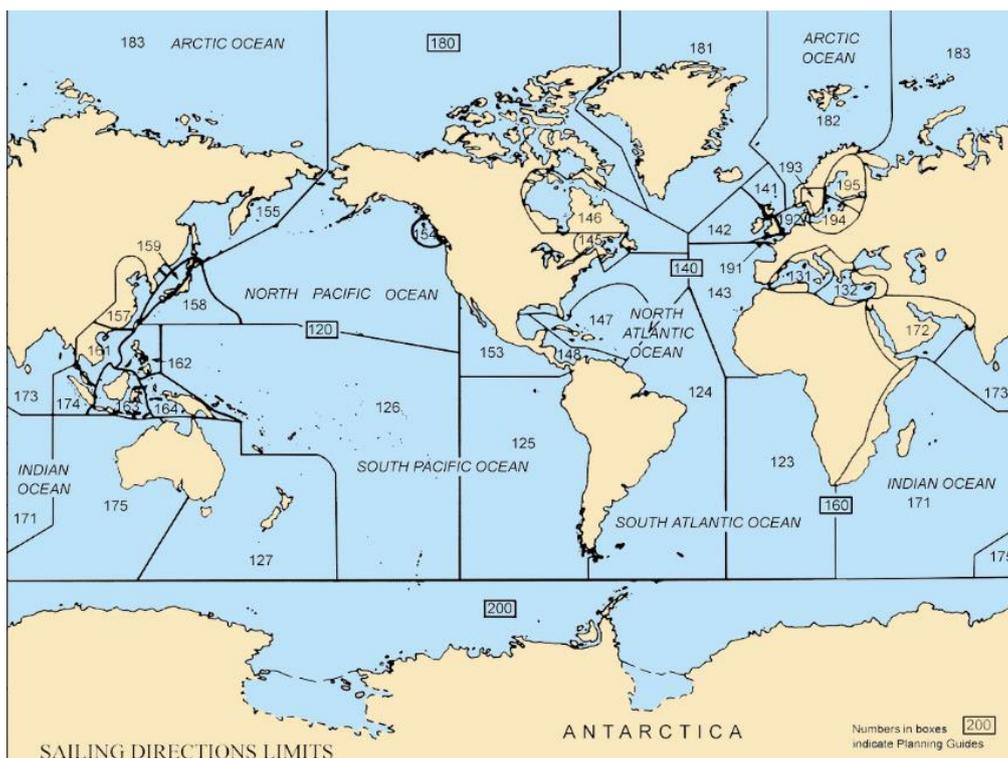


Ilustración 168. Límites de áreas que cubren las publicaciones de NGA, Saling Directions Enroute. Los números dentro de los recuadros indican las áreas de los volúmenes de la publicación Sailing Directions Planning Guide.

Fuente: Página web de Maritime Safety Information de la NGA.

- **Saling Directions Planning Guide.** Similar a “Ocean Passages for the World” de Admiralty.
- **Atlas of Pilot Charts.** Similar a las “Routeing Charts” de Admiralty, pero con menor resolución. Esta publicación consta de 5 volúmenes, cada uno cubriendo una región geográfica y para cada región, 12 cartas climatológicas, una para cada mes del año.

5. GESTIÓN DE LA NAVEGACIÓN

La navegación meteorológica se trata escoger la ruta más conveniente teniendo en cuenta los factores meteorológicos que nos afectarán durante la travesía y la capacidad de gobernar el buque en las condiciones de tiempo severo que se puedan presentar. Durante la planificación de un viaje en la que se estudien los factores meteorológicos, se pueden distinguir diferentes tipos de navegación meteorológica.

En la etapa inicial de un plan de viaje habrá que comparar entre la derrota óptima (distancia más corta) y teniendo en cuenta los factores meteorológicos, una derrota alternativa, esto lo haremos utilizando técnicas de navegación climatológica o sinóptica.

También durante la travesía se nos puede presentar cualquier inclemencia meteorológica que ocasionalmente nos hará desviar la ruta principalmente por dos razones:

- La primera, la seguridad de la vida de las personas a bordo, del buque y de la carga;
- y la segunda porque a veces el camino más corto en distancia no es el más breve en tiempo.

Las condiciones de tiempo de adverso pueden poner al buque en peligro y también pueden obligar a reducir la velocidad de navegación provocando, en ocasiones, retrasos que se podrían evitar desviando la ruta planificada inicialmente. La navegación táctica o evasiva es la que se define como aquella en la que, estando en ruta, se utiliza la información meteorológica, pronósticos a corto o medio plazo, para corregir la ruta con el objetivo de evitar las inclemencias del tiempo adverso.

La navegación meteorológica se puede llevar a cabo por la tripulación del propio buque o existen también empresas privadas que ofrecen servicios de “Weather Routing” y que elaboran la ruta desde tierra. Aunque se contraten servicios de “Weather Routing”, el capitán y la tripulación siguen siendo responsables de estar pendientes de las actualizaciones de la información meteorológica y de corroborar que la derrota provista es correcta.

En este apartado se explica cómo se debe proceder en caso de encontrarnos peligros asociados a fenómenos meteorológicos adversos como son el oleaje intenso, ciclones y las condiciones de heladas o acumulación de hielo sobre cubierta.

5.1. NAVEGACIÓN EN PRESENCIA DE CICLONES EXTRATROPICALES

Ante la presencia de Ciclones de cualquier tipo, para poder evitar el mal tiempo asociado a estos sistemas deberemos hallar de dónde está situado el centro de la baja presión y hacia donde se mueve (trayectoria).

Además de estudiar la información sinóptica que se recibe a bordo, ya sea a través de la MSI o de mapas gráficos sinópticos. Cuando no tengamos esta información disponible, una manera de poder estimar la posición del centro de una baja presión a partir del viento observado es aplicando la ley Buys-Ballot.

Según la **ley de Buys-Ballot**, en el hemisferio norte cuando el viento nos da por la espalda significa que el centro de una baja presión se encuentra a nuestra izquierda y el de una alta a la derecha, siendo al contrario en el hemisferio sur. Se debe tener en cuenta que esto es aplicable solamente cuando nos encontremos a cierta distancia del ecuador y en mar abierto donde el viento circula libre de obstáculos y libre de efectos debidos a la orografía.

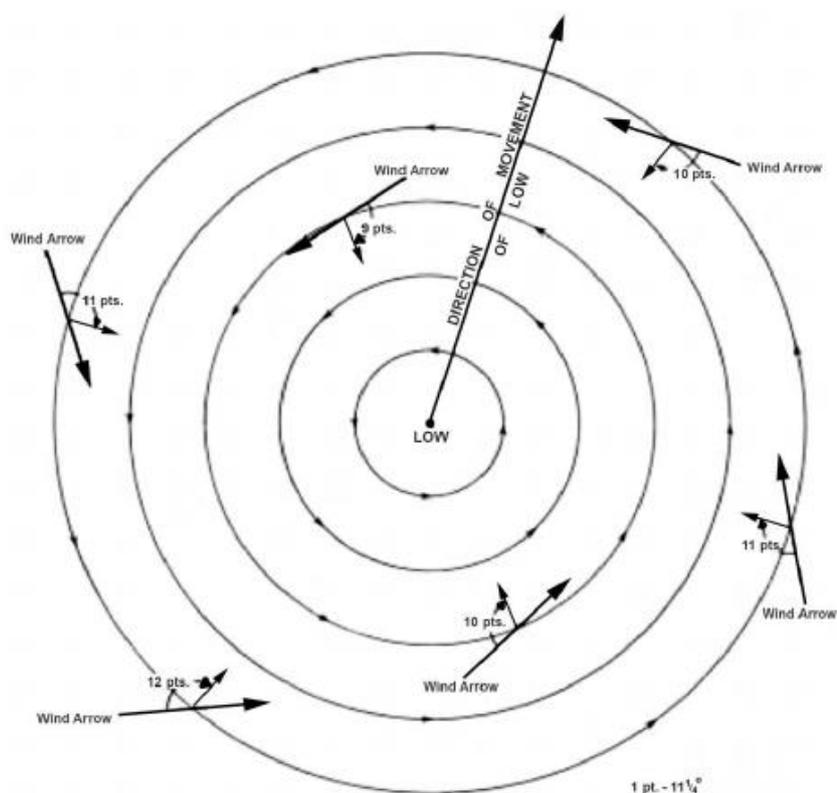


Ilustración 169. Ley de Buys-Ballot.

Fuente: Wikipedia.

Además, el viento no sopla totalmente paralelo a las isobaras, con lo que el centro no se encuentra a 90° a la izquierda, en su lugar en el caso de los ciclones se desvía hacia adentro (en los anticiclones hacia afuera) formando un ángulo con el centro que varía entre $90-135^\circ$, medido desde la popa, tal y como se observa en la imagen anterior. Como valores promedio de referencia se puede tomar 110° por delante del ciclón y $120-135^\circ$ por detrás. Esos valores se podrán aplicar cuando la tormenta se encuentre alejada varios cientos de millas.

Una vez teniendo ubicado el centro de la baja presión, para poder evitar encontrarnos con el ciclón, tendríamos que hallar su movimiento de traslación. Para ello, como es evidente estudiaremos los mapas y la información sinóptica. Como se explicó anteriormente los Ciclones Extratropicales generalmente se mueven siguiendo el flujo de las corrientes en chorro con lo que generalmente, pero no siempre, se moverán con rumbo NE (en hemisferio norte) y SE (en hemisferio sur).

Los ciclones extratropicales llevan asociados oleaje y vientos intensos. Las olas más grandes del océano se conoce que son producidas por ciclones extratropicales, debido a que, al ser los sistemas de mayor tamaño, también son los que generan una zona de fetch más extensa pudiendo, el viento, transferir una cantidad mayor de energía a las olas del mar. De los fenómenos adversos que nos podremos encontrar en la mar, el oleaje es el factor que obliga en mayor medida a reducir la velocidad del buque. A continuación, se explica cómo se debe maniobrar el buque en presencia de oleaje intenso.

5.2. NAVEGACIÓN CON MAL TIEMPO POR OLEAJE

En este apartado se explican distintas opciones a considerar cuando un buque se encuentra con un oleaje tan grande que por un tiempo tiene que apartarse del cometido de llegar a su destino y se tiene que gobernar el buque con el único objetivo de sobrevivir al temporal, lo que se conoce como “gobernar a la mar”. Para este propósito se explican dos opciones:

- **Capear el temporal**

Consiste en poner proa a la mar y con la máquina a poca velocidad, la mínima para poder mantener el rumbo, cuanto más reducida sea la velocidad más segura permanece el buque. En esta posición, se estará atento a la mar y rumbo, y cuando se observe que la mar va a golpear de forma alarmante, se para la máquina para continuar después adelante; si el rumbo varía, lo cual suele ocurrir por la tendencia a abatir de todos los buques tienen, se aumenta la velocidad para recibir la mar de la manera inicial; para conseguirlo es necesario

una acción enérgica del timón y al ir contra la mar padece la estructura, existiendo, además el peligro de embarcar grandes cantidades de agua [49].

Si la carga que conduce el buque es susceptible de correrse, no se debe atravesar el buque para evitar grandes balances; en estas circunstancias hay que mantenerse proa a la mar, aunque padezca la estructura y se reciban fuertes golpes de mar.

Con la mar abierta un poco por la amura, muchas veces se logra capear mejor que con la mar de proa, pues se da salida mejor a la ola rompiente a lo largo del costado.

- **Correr el temporal**

Para correr el temporal, se da la popa o la aleta a la mar y se navega a la velocidad que permita recibir mejor las olas. Si en estas condiciones los balances son violentos, se consigue disminuirlos haciendo que la popa cierre más el ángulo que forma con la mar, para ello se puede aumentar la máquina para nos de la velocidad mínima de gobierno [49].

En condiciones de mala mar, cuando se quiera cambiar el rumbo se debe esperar a un momento de calma entre las olas tratando de evitar que el buque se quede atravesado justo en el momento de recibir las olas más grandes.

A continuación, se explican algunas precauciones que se deben tomar para evitar accidentes en caso de mal tiempo. Si bien algunas ya se deben de tomar solo por el hecho de salir a la mar, revisten aún más importancia en caso de mal tiempo:

- Comprobar el trincaje y la estiba de la carga. Una carga grande y pesada que se destrinque, además de causar daños. Puede hacer perder estabilidad al buque.
- Mantener todas las puertas estancas cerradas, así como cualquier abertura por la que pueda entrar agua.
- Tapar las escobenes de las anclas para evitar que se inunde la caja de cadenas.
- Comprobar que los imbornales por cubierta están libres para desahogar el agua.
- No llevar tanques parcialmente llenos para evitar pérdidas de estabilidad.

5.3. NAVEGACIÓN EN PRESENCIA DE CICLONES TROPICALES

MANIOBRA DE EVASIÓN DEL CICLÓN TROPICAL

A continuación, se dan algunas pautas, que pueden servir como ayuda para evitar los peligros asociados a un ciclón tropical:

- **Evitar el semicírculo peligroso.** Como ya se explicó en el hemisferio norte al lado derecho del ciclón relativo a la trayectoria se encuentra el semicírculo peligroso.
- **No cruzar la trayectoria.** No se recomienda cruzar la trayectoria de un CT debido a que si el buque sufre cualquier avería que haga reducir la velocidad, podría quedar expuesto directamente en el camino del CT.
- **La regla 1-2-3.** Esta regla ha sido una regla de oro para los marinos durante décadas. Consiste en dar un margen de distancia al radio-34kt de viento de 100 millas para un pronóstico de 24h, 200 millas para 48h y 300 millas para 72h. Debido a los avances en la precisión de las predicciones de los CTs, esta norma está obsoleta. La precisión que se consigue hoy en día ha mejorado mucho permitiendo a los marinos utilizar estrategias más eficientes como la norma de 34-kt.
- **La regla de 34-kt.** Simplemente se trata de evitar el área potencial de vientos con fuerza de Tormenta Tropical (>34kt). Es evidente que el límite operativo de cada buque depende de sus características, no obstante, 34kts es el valor crítico para la mayoría de buques que realizan viajes oceánicos. Cuando se alcanza los 34kt de viento, el estado del mar empieza a limitar rápidamente la maniobrabilidad del buque, restringiendo las opciones de evasión cuando más se necesitan. Aproximadamente el radio de olas de 12 pies (3.7m) de un CT coincide con el de 34kt de viento.

En la zona de responsabilidad del NHC se puede utilizar el producto gráfico de probabilidad de vientos de 34-kt como referencia. Aunque los límites de referencia se establecen en cada buque, como referencia para los buques del U.S. Navy se utiliza el área de 5% de probabilidad de vientos de Tormenta Tropical (34kt) como área a evitar. En las zonas del JTWC se podrá utilizar el "Tropical Cyclone warning graphic" en su lugar.

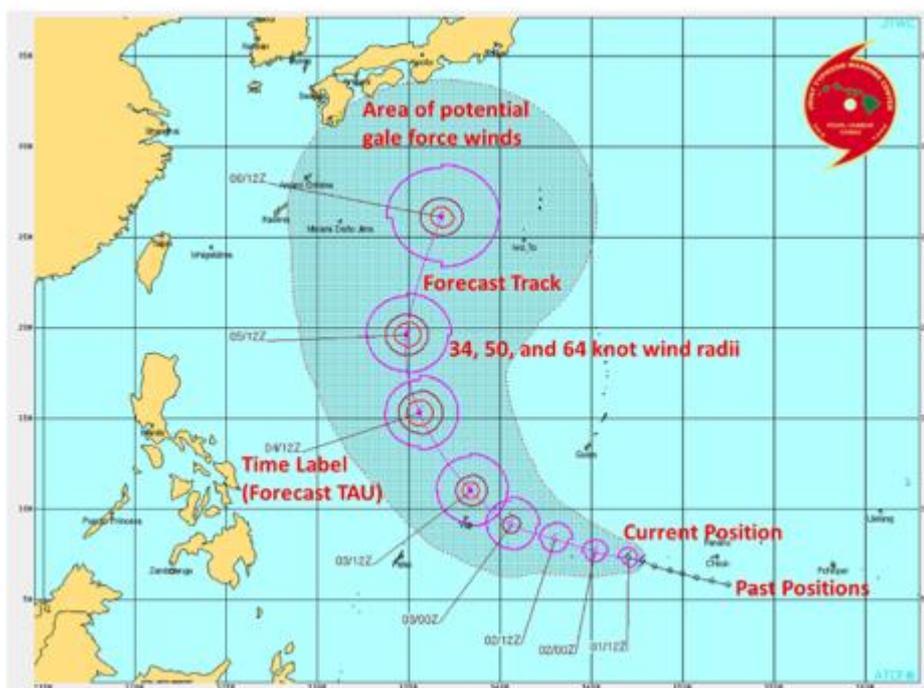


Ilustración 170. Productos donde se muestra la probabilidad de vientos de Tormenta Tropical del NHC, y de galerna del JTWC, que se pueden utilizar para trazar la derrota.

Fuentes: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.; JTWC).

- **Tomar decisiones con anticipación.** Las condiciones durante un Ciclón Tropical pueden empeorar rápidamente, restringiendo la maniobrabilidad del buque. El cierre de los puertos también puede limitar las opciones de buscar refugio. Conviene hacer seguimiento no solo de los CTs activos sino también de cualquier perturbación tropical que pueda desarrollarse.
- **Ajustar el plan según se necesite.** Se debe ser flexible. El pronóstico de los CTs aún sigue siendo un desafío. Todos los planes deben incluir alternativas, ya que los pronósticos pueden cambiar significativamente. Se debe evitar navegar a zonas que nos imposibiliten una maniobra de evasión. Las decisiones se deben basar en la información meteorológica más actualizada.

BUQUES EN PUERTO – EN CICLONES TROPICALES

Cuando un buque se encuentra en puerto y recibe un aviso de que un Ciclón Tropical va a tocar tierra, se debe tomar la decisión de salir o quedarse amarrado. Esta decisión irá en función de ciertos condicionantes como se expone a continuación:

Determinar límites para salir “sortie”

La U.S. Navy se refiere como “sortie” a la acción de salir de un puerto vulnerable para evadir un Ciclón Tropical. Antes de tomar la decisión de salir, el marino debe considerar ciertos límites a la hora de permanecer en puerto o salir. La variable más importante será la velocidad del viento, aunque también la marejada ciclónica puede ocasionar tener que dejar el puerto. Una buena referencia puede ser 50kt de viento sostenido y 4 pies (1.2m) de marejada ciclónica. Esos límites variaran en función del tamaño del buque, la calidad del amarre en puerto, y la protección natural que ofrece el puerto. Para ver puertos que se pueden usar como refugio se puede consultar las publicaciones “hurricane and typhoon haven handbooks”.

U.S. Coast Guard Port Conditions

Es posible que abandonar el puerto no siempre sea una decisión voluntaria. La Guardia Costera de Estados Unidos tiene autoridad para cerrar el puerto y ordenar a los buques que partan antes de que llegue un ciclón tropical. El umbral típico para esta acción es el pronóstico de vientos sostenidos con fuerza de tormenta tropical en tierra (al menos 34 nudos).

Tomar la decisión a tiempo

La decisión de salir a navegar debe tomarse cuanto antes. En algunos casos, debe realizarse antes de que la trayectoria pronosticada del CT para 5 días llegue al puerto. El problema es la gran distancia necesaria para alejarse de la tormenta, siendo el factor determinante la proximidad del mar embravecido. Además, la trayectoria de la tormenta puede alejarse de tierra después de que se toma la decisión de partir, y seguir detrás del buque. Una buena evasión se realiza con suficiente antelación para superar cualquier posibilidad razonable.

Establecer un plan de escape

El mejor plan de salida suele ser simplemente llegar a otro puerto con mejor protección o más alejado de los impactos esperados. Sólo se debe considerar refugiarse en un puerto si hay disponibilidad de amarre en el muelle, ya que fondear en condiciones de ciclones tropicales no es seguro. Una salida a mar abierto puede ser un plan alternativo viable. Lo que se suele hacer es salir mucho antes de la tormenta (para evitar “cruzar la Trayectoria”), permanecer en una zona mientras se espera a que pase la tormenta y con el mar en calma volver de regreso a puerto. Esta operación puede durar entre 5 y 7 días y puede requerir navegar más de 1000 millas. Sólo deben intentarlo los navegantes más conocedores del clima, idealmente con la ayuda de un servicio de “Weather Routing”. En la imagen a continuación se muestran dos ejemplos de planes de “rutas de salida / sortie routes”.

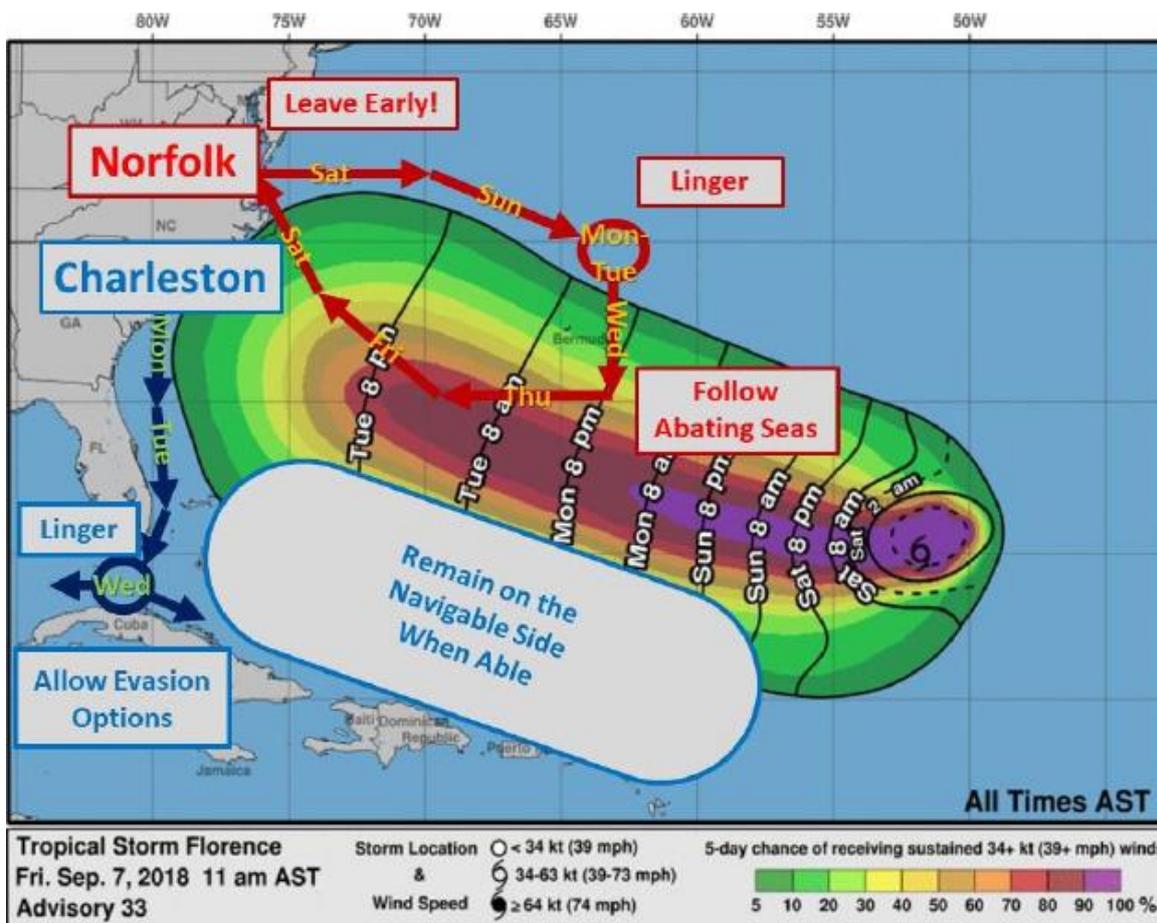


Ilustración 171. Ejemplo de rutas de salida de puerto para evadir un CT. En el momento de planear la ruta de salida, se esperaba que la Tormenta Tropical Florence tocará tierra el viernes como Huracán Mayor.

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed).

MANIOBRAS DE EMERGENCIA PARA LA EVASIÓN DE UN CICLÓN TROPICAL

El procedimiento más seguro con respecto a los Ciclones Tropicales es evitarlos. Si se toman acciones con la anticipación suficiente, evitarlos se trata simplemente de gobernar a un rumbo que nos mantenga bien alejados de la trayectoria del Ciclón Tropical e ir actualizando las futuras posiciones del centro del ciclón que se van pronosticando en los boletines meteorológicos y cambiando el rumbo cuando sea necesario.

Sin embargo, esto no siempre es posible. A continuación, se explican los pasos que se deben realizar cuando nos encontramos dentro de una tormenta para evitar las peores consecuencias:

Encontrar el centro del Ciclón Tropical

Lo primero que se debe hacer cuando un buque se encuentra dentro de la circulación ciclónica es determinar la posición del buque respecto al centro de la tormenta. Para ello ya se pueden utilizar los boletines meteorológicos, como el último "Tropical Cyclone Forecast/Advisory / TCM". Si el aviso no está disponible podríamos aproximar el centro utilizando la ley de Buys-Ballot.

Determinar el movimiento de la tormenta y el cuadrante

Por la tendencia barométrica, negativa si el ciclón se acerca y positiva si se aleja. Los cambios en la dirección del viento explicados anteriormente. En el hemisferio norte los vientos giran en sentido horario cuando la tormenta nos alcanza si estamos situados en el semicírculo peligroso. Si la dirección del viento no varía, estaremos por delante o la tormenta apenas se mueve.

Maniobrar el buque

Mientras que el buque se pueda gobernar, se debe poner un rumbo que lo aleje lo máximo posible del centro de la tormenta. Si el buque se puede mover más rápido que la tormenta puede ser sencillo escapar de la tormenta si se dispone de espacio navegable. Pero cuando la tormenta es más rápida, la solución no es tan simple. Si el buque se encuentra por delante de la tormenta, se debe poner un rumbo tal que cuando la tormenta pase al través se consiga obtener el mayor CPA posible. A continuación, se muestran tablas y gráficos, para ambos hemisferios, que son de utilidad a la hora de determinar en qué cuadrante de la tormenta nos encontramos y cómo maniobrar para conseguir el mayor CPA del centro de la tormenta.

Identify Quadrant (Northern Hemisphere)			
Wind Shift	Barometer Trend	Vessel Location	Code
Veering Clockwise	Falling	Dangerous semicircle, ahead of T.C.	RF
Backing Counterclockwise	Rising	Dangerous semicircle, behind T.C.	RR
Steady	Falling	Navigable semicircle, ahead of T.C.	LF
	Rising	Navigable semicircle, behind T.C.	LR
	Falling	Directly ahead of T.C.	A
	Rising	Directly behind T.C.	B

Table 9: Determine vessel quadrant in the Northern Hemisphere.

Navigation Actions (Northern Hemisphere)		
Vessel Location	Code	Navigation Action
Directly ahead of T.C.	A	Put the wind at 160° relative on the starboard quarter making best speed into the navigable semi-circle.
Ahead of T.C. Dangerous Semicircle	RF	Put the wind at 045° relative on the starboard bow and make best course and speed as the conditions allow.
Ahead of T.C. Navigable Semicircle	LF	Put the wind at 135° relative on the starboard quarter making best speed to increase distance to the tropical cyclone.
Behind T.C.	RR LR B	Keep the wind somewhere along the starboard side and adjust course and speed as needed to achieve best ride. Conditions should improve regardless of ship's speed.

Table 10: Emergency navigation actions in the Northern Hemisphere.

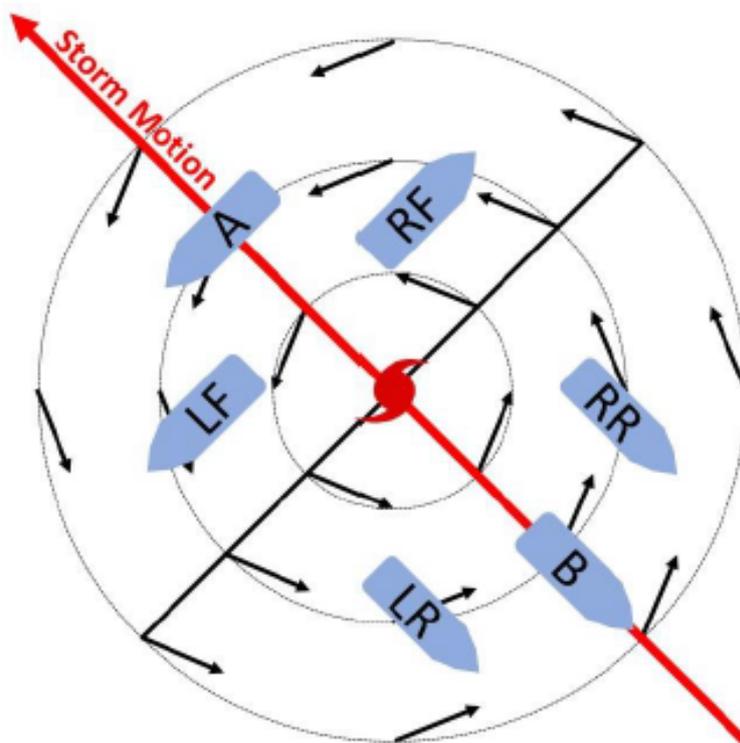


Ilustración 172. Plan de maniobras de emergencia en un Ciclón Tropical del Hemisferio Norte.

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed).

Identify Quadrant (Southern Hemisphere)			
Wind Shift	Barometer Trend	Vessel Location	Code
Veering Clockwise	Falling	Navigable semicircle, ahead of T.C.	RF
	Rising	Navigable semicircle, behind T.C.	RR
Backing Counterclockwise	Falling	Dangerous semicircle, ahead of T.C.	LF
	Rising	Dangerous semicircle, behind T.C.	LR
Steady	Falling	Directly ahead of T.C.	A
	Rising	Directly behind T.C.	B

Table 11: Determine vessel quadrant in the Southern Hemisphere.

Navigation Actions (Southern Hemisphere)		
Vessel Location	Code	Navigation Action
Directly ahead of T.C.	A	Put the wind at 200° relative on the port quarter making best speed into the navigable semi-circle.
Ahead of T.C. Dangerous Semicircle	LF	Put the wind at 315° relative on the port bow and make best course and speed as the conditions allow.
Ahead of T.C. Navigable Semicircle	RF	Put the wind at 225° relative on the port quarter making best speed to increase distance to the tropical cyclone.
Behind T.C.	RR LR B	Keep the wind somewhere along the port side and adjust course and speed as needed to achieve best ride. Conditions should improve regardless of ship's speed.

Table 12: Emergency navigation actions in the Southern Hemisphere.

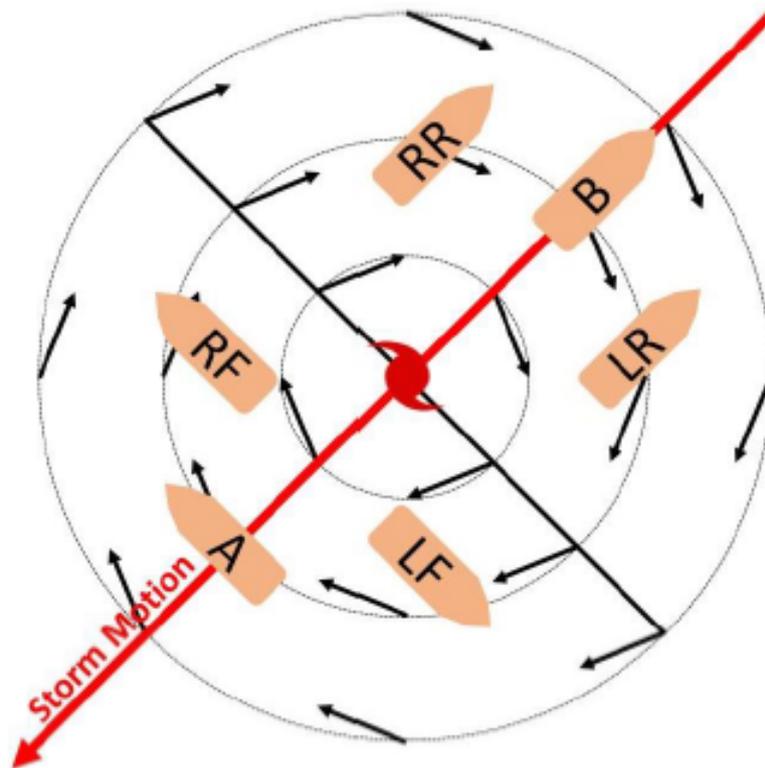


Ilustración 173. Plan de maniobras de emergencia en un Ciclón Tropical del Hemisferio Sur.

Fuente: [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed).

6. CONCLUSIONES

Los fenómenos atmosféricos que predominan en cada región del planeta son determinantes para definir su climatología, se puede entender cómo se distribuyen alrededor de nuestro planeta de manera lógica, a partir del conocimiento de las dinámicas atmosféricas.

Las dinámicas que dominan en las diferentes regiones de la tierra, se han explicado en este trabajo desde la base, es decir a partir de las fuerzas que dan lugar a los movimientos del aire en la atmósfera y que son generadas por: la diferencia radiativa solar (gradiente térmico y de presión) y el giro de rotación de la tierra (fuerza aparente de Coriolis). Estas fuerzas hacen mover las masas de aire del planeta dando forma a la Circulación General Atmosférica y generando tres regiones con características ambientales y climáticas claramente diferenciadas. Las regiones tropicales, templadas y polares de cada hemisferio. De esta manera las características ambientales de cada región, como por ejemplo, la disponibilidad de calor, humedad, zonas de convergencia, zonas frontales, etc. son las que definen qué dinámicas atmosféricas se desarrollan y en consecuencia cuáles serán los sistemas atmosféricos dominantes del clima de cada región. Por ejemplo, debido a la mayor disponibilidad de agua caliente, los Ciclones Tropicales son característicos de las regiones tropicales y con mayor tendencia a desarrollarse, en las partes occidentales de los océanos que es hacia donde discurren las corrientes oceánicas cálidas. Los Ciclones Extratropicales característicos de las latitudes medias, se forman en zonas con gradientes de temperatura horizontales pronunciados, esto es, en los frentes polares asociados al chorro polar. Los Ciclones Polares, con estructura híbrida, encuentran los factores ambientales favorables para su génesis en las zonas polares.

Además de estudiar las dinámicas, otro factor que reviste importancia a la hora de planificar una navegación es, la climatología de cada sistema. En el desarrollo del trabajo, revisando investigaciones y estudios de carácter científico, se ha encontrado la distribución espacio-temporal de los elementos que definen la climatología de las diferentes regiones del planeta. Además se explican, publicaciones náuticas que se pueden consultar para obtener la información climatológica de cada zona.

En cuanto a la información meteorológica, es de vital importancia, conocer cómo se recibe a bordo a través del servicio de Información Marítima de Seguridad (MSI) que forma parte del Sistema Mundial de Socorro y Seguridad Marítima (SMSSM), y cómo se debe interpretar. En este trabajo se ha mostrado cuáles son los equipos obligatorios a bordo y cómo se deben programar para poder recibir la información meteorológica de las zonas por donde se vaya navegar.

Las predicciones que se pueden obtener a través de medios no oficiales, como aplicaciones o páginas de internet, que llegan a ser herramientas muy eficaces y potentes debido a que al usar imágenes (productos gráficos) se puede aportar mucha información de manera sencilla. Los movimientos de las masas de aire y sistemas atmosféricos se pueden entender de manera muy rápida con el uso de animaciones gráficas que cuando se quieren explicar o entender usando texto (boletines meteorológicos), se requiere de mucho texto, tiempo y capacidad de abstracción para llegar a comprenderlos. En este sentido se puede aplicar el dicho de que “una imagen vale más que mil palabras”. No obstante debemos tener en cuenta que una de las responsabilidades del oficial de guardia es, estar al corriente de los avisos y pronósticos meteorológicos que se divulgan por los medios oficiales, es decir que las predicciones obtenidas de otros medios las podemos usar para complementar a las que se reciben por los medios oficiales del SMSSM pero nunca en sustitución.

Debido a la naturaleza caótica de la atmosfera debemos ser conscientes de que la predicción meteorológica no es una ciencia exacta. Es importante tener conocimiento de la incertidumbre que existe en los pronósticos del tiempo, contrastar la información y cuando sea necesario aumentar los márgenes de seguridad. Los conocimientos aportados en este trabajo sirven de base para comprender la información que aparece en las publicaciones, predicciones y boletines meteorológicos. El valor de un pronóstico aumenta cuando uno tiene acceso a la información sobre la que está basado, y entiende los principios y procesos involucrados. A veces es tan importante conocer los diferentes tipos de tiempo que es probable que ocurran (predicción), como saber cuál de varias posibilidades es más probable que ocurra (climatología). En este contexto cabe mencionar la importancia de las observaciones meteorológicas realizadas a bordo, las cuales se deben usar como una herramienta para corroborar la información obtenida de los pronósticos.

En el último apartado se aportan conocimientos de meteorología aplicados a la navegación y la maniobra de los buques que nos pueden ayudar en la evaluación de riesgos y toma de decisiones; y nos aportan conocimientos para poder maniobrar el buque de la manera más segura posible cuando se presentan condiciones de tiempo adverso relacionadas con oleaje intenso y ciclones extratropicales y tropicales.

La importancia de adquirir los conocimientos de meteorología que se desarrollan en este trabajo reside en aumentar la capacidad de poder realizar un mejor desempeño a la hora de garantizar la seguridad de la navegación. Pues sabiendo cómo, cuándo y dónde se puede encontrar un fenómeno meteorológico adverso, un navegante, es consciente de los peligros meteorológicos que se puede encontrar por delante y podrá anticiparse mucho mejor a los

peligros asociados y por tanto hacer una evaluación de riesgos efectiva, que en casos extremos puede significar la diferencia entre la vida o la muerte.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Se dan las referencias bibliográficas utilizando el formato de la APA 6ª edición.

[1] J. Brown, Ocean Circulation. 2001.

[2] C.C. Luis Antonio García Martínez, Curso De Meteorología Y Oceanografía. Amada Española, 2007.

[3] E. Crespo del Arco, Meteorología Y Climatología. (1.th ed.) 1003.

[4] George Cramoisi 2009. Air Crash Investigations. 2.2 Storm activity in the ITCZ

[5] Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory, Hurricane Research Division. «Frequently Asked Questions: What is an easterly wave?». NOAA

[6] Roaring forties (2023). (3rd ed.) Oxford University Press. Retrieved from <http://www.oxfordreference.com/view/10.1093/acref/9780191988356.001.0001/acref-9780191988356-e-3290>

[7] Mikoley, K. (2023). Monsoons (1st ed.). New York: Gareth Stevens Publishing LLLP. Retrieved from [https://ebookcentral.proquest.com/lib/\[SITE_ID\]/detail.action?docID=30698742](https://ebookcentral.proquest.com/lib/[SITE_ID]/detail.action?docID=30698742)

[8] MetEd by the COMET® Program; Las Corrientes en Chorro.

[9] Francisco Martín León. (2018). Corrientes en chorro. Ram, Retrieved from <https://www.tiempo.com/ram/395862/variacion-la-altura-la-tropopausa-la-latitud-se-produce/>

[10] José Miguel Viñas, "Corrientes en chorro," Avión Y Piloto, (15)

[11] MetEd by the COMET® Program

Available: <https://www.meted.ucar.edu/index.php>.

[12] Christina Nunez. (2024). ¿Qué es una corriente de chorro? Retrieved from <https://www.nationalgeographic.es/medio-ambiente/que-es-una-corriente-de-chorro>

[13] NATIONAL GEOSPATIAL-INTELLIGENCE AGENCY, Pub. 160 Sailing Directions (Planning Guide), south Atlantic Ocean and Indian Ocean. (2019th ed.) NATIONAL GEOSPATIAL-INTELLIGENCE AGENCY, 2019.

[14] P. Ordóñez Pérez, "Principales Fuentes De Humedad Para La India Y Desarrollo De Fenómenos De Precipitación a Escala Sinóptica.", 2013.

- [15] R. Sanz Barajas, "Ondas tropicales en Canarias," 2021. Available: https://explore.openaire.eu/search/result?id=dedup_wf_001::fd678e34b8e379c636b28ab47e7ca25b.
- [16] Davison, M., & Gálvez, D. J. (2020). ¿Ondas tropicales o vaguadas inducidas por una TUTT?
- [17] Knippertz, P. (2003). Tropical–Extratropical interactions causing precipitation in northwest africa: Statistical analysis and seasonal variations. *Monthly Weather Review*, 131(12), 3069-3076. doi:10.1175/1520-0493(2003)131
- [18] Fuller, R. D., & Stensrud, D. J. (2000). The relationship between tropical easterly waves and surges over the gulf of california during the north american monsoon. *Monthly Weather Review*, 128(8), 2983-2989. doi:10.1175/1520-0493(2000)128
- [19] Riehl, H. (1951). *Waves in the easterlies and the polar front in the tropics: a report on research conducted at the Institute of Tropical Meteorology of the University of Chicago at the University of Puerto Rico, Rio Piedras, P.R.* University of Chicago Press.
- [20] Sadler, J. C. (1975). *The upper tropospheric circulation over the global tropics* Dept. of Meteorology, University of Hawaii.
- [21] FITZPATRICK, P. J., KNAFF, J. A., LANDSEA, C. W., & FINLEY, S. V. (1995). Documentation of a systematic bias in the aviation model's forecast of the atlantic tropical upper-tropospheric trough : Implications for tropical cyclone forecasting. *Weather and Forecasting*, 10(2), 433-446. doi:10.1175/1520-0434(1995)010<0433:DOASBI>2.0.CO;2
- [22] Grist, J. P. (2002). Easterly waves over africa. part I: The seasonal cycle and contrasts between wet and dry years. *Monthly Weather Review*, 130(2), 197-211. doi:10.1175/1520-0493(2002)130
- [23] Landsea, C. W. (1993). A Climatology of Intense (or Major) Atlantic Hurricanes. *Monthly Weather Review*, 121(6), 1703-1713. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<1703:ACOIMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<1703:ACOIMA>2.0.CO;2)
- [24] National Oceanic and Atmospheric Administration, N. (2023). <https://www.noaa.gov/jetstream>.
- Retrieved from <https://www.noaa.gov/jetstream/tropical/tropical-cyclone-introduction/tropical-cyclone-classification>

- [25] Gálvez, J. M. (2023). Frentes, líneas de cortante, y corriente en chorro de bajos niveles OACI, Organización de Aviación Civil Internacional.
- [26] Turner, J., & Bracegirdle, T. (2007). Polar lows and other high latitude weather systems.
- [27] Moreno-Ibáñez, M. (2024). Polar low research: Recent developments and promising courses of research. *Frontiers in Earth Science*, 12 doi:10.3389/feart.2024.1368179
- [28] EUMeTrain by EUMETSAT, Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos. (2023). SatManu. Retrieved from <https://resources.eumetrain.org/satmanu/index.html>
- [29] Stoll, P. J. (2022). A global climatology of polar lows investigated for local differences and wind-shear environments. *Weather and Climate Dynamics*, 3(2), 483-504. doi:10.5194/wcd-3-483-2022
- [30] Hollis, M. A., McCrary, R. R., Stachnik, J. P., Lewis-Merritt, C., & Martin, E. R. (2024). A global climatology of tropical easterly waves. *Climate Dynamics*, 62(3), 2317-2332. doi:10.1007/s00382-023-07025-w
- [31] Torres, V. M., Thorncroft, C. D., & Hall, N. M. J. (2021). Genesis of easterly waves over the tropical eastern pacific and the intra-americas sea. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 78(10), 3263-3279. doi:10.1175/JAS-D-20-0389.1
- [32] Dieng, A. L., Sall, S. M., Eymard, L., Leduc-Leballeur, M., & Lazar, A. (2017). Trains of african easterly waves and their relationship to tropical cyclone genesis in the eastern atlantic. *Monthly Weather Review*, 145(2), 599-616. doi:10.1175/MWR-D-15-0277.1
- [33] Dickinson, M., & Molinari, J. (2000). Climatology of sign reversals of the meridional potential vorticity gradient over africa and australia. *Monthly Weather Review*, 128(11), 3890-3900. doi:10.1175/1520-0493(2001)129
- [34] Schultz, D. M., & Vaughan, G. (2011). Occluded fronts and the occlusion process: A fresh look at conventional wisdom. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(4), 443-466. doi:10.1175/2010BAMS3057.1
- [35] Lodise, J., Merrifield, S., Collins, C., Rogowski, P., Behrens, J., & Terrill, E. (2022). Global climatology of extratropical cyclones from a new tracking approach and associated wave heights from satellite radar altimeter. *Journal of Geophysical Re*

- [36] Shaw, T. A., Miyawaki, O., & Donohoe, A. (2022). Stormier southern hemisphere induced by topography and ocean circulation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 119(50), e2123512119. doi:10.1073/pnas.2123512119
- [37] NATHANIEL BOWDITCH, L. D., & NATIONAL GEOSPATIAL-INTELLIGENCE AGENCY. (2019). Pub. no. 9, AMERICAN PRACTICAL NAVIGATOR volume I (2019th ed.). Springfield, Virginia: NATIONAL GEOSPATIAL-INTELLIGENCE AGENCY. doi:NSN 7642014014652
- [38] González Alemán, J. J. (2019). Cyclones with tropical characteristics over the northeastern Atlantic and mediterranean sea: Analysis in present climate and future projections Retrieved from <https://hdl.handle.net/20.500.14352/16847>
- [39] Morrison, I., & Businger, S. (2001). Synoptic structure and evolution of a kona low. *Weather and Forecasting - WEATHER FORECAST*, 16, 81-98. doi:10.1175/1520-0434(2001)016
- [40] Roth, D. (2002). A fifty-year history of subtropical cyclones Retrieved from <https://search.proquest.com/docview/18813789>
- [41] Rocha, R., Reboita, M., Gozzo, L., Dutra, L., & de Jesus, E. (2018). Subtropical cyclones over the oceanic basins: A review. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1436 doi:10.1111/nyas.13927
- [42] Evans, J., & Braun, A. (2012). A climatology of subtropical cyclones in the south Atlantic. *Journal of Climate*, 25, 7328-7340. doi:10.1175/JCLI-D-11-00212.1
- [43] Dylan J. Flynn. (2023). *Mariner's tropical cyclone guide* (National Oceanic and Atmospheric Administration ed.)
- [44] Rappaport, Edward N. and Fernández-Partagás, José J., 1935-1997 (1995). *The deadliest Atlantic tropical cyclones, 1492-1994*.
- [45] *Ciclones tropicales: guía de preparacion* (2013). (Revisado Mayo 2013. ed.). Silver Spring, Md.: Departamento de Comercio de los EE.UU., Agencia Nacional del Océano y la Atmósfera, Servicio Nacional de Meteorología. Retrieved from <https://purl.fdlp.gov/GPO/gpo85589>
- [46] WMO Worldwide Met-Ocean Information and Warning Service. (2024). *Metarea coordinator contacts for wmo worldwide met-ocean information and warning service*. Página web de la OMM.

[47] Zhang, F., Sun, Y., Magnusson, L., Buizza, R., Lin, S., Chen, J., & Emanuel, K. (2019). What is the predictability limit of midlatitude weather? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 76 doi:10.1175/JAS-D-18-0269.1

[48] NOAA / NWS / NHC, National Hurricane Center. Glossary of NHC terms. Retrieved from <https://www.nhc.noaa.gov/aboutgloss.shtml>

[49] Ignacio Barbudo Escobar, Enrique Barbudo Duarte, & Rafael Barbudo Escobar. (1995). *Tratado de maniobra* (8ª edición ed.). Barcelona [etc.]: Fragata.

