



UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA
BARCELONATECH

Facultat de Nàutica de Barcelona

Autor: Imad El Bali

Tutor: Xavier Martínez de Osés

DNM, Julio de 2013

DESCRIPCIÓN, ANÁLISIS Y CONSECUENCIA QUE TUVO EN LA NAVEGACIÓN DE LA ÉPOCA, EL ÓPTIMO CLIMÁTICO EN LA EDAD MEDIA.



Índice

1. Resumen	6
2. Introducción	7
3. Evolución histórica	10
4. Climatología	16
4.1. Concepto	16
4.2. Factores	17
4.2.1. Factores astronómicos	18
4.2.2. Factores geográficos	22
4.2.3. Factores meteorológicos	24
4.3. Clasificación	27
4.3.1. Climas propicios para la vida	27
4.3.2. Climas extremos	52
4.3.3. Climas locales	66
5. Optimo climático	76
5.1. Cronología del clima medieval	80
5.2. El Pequeño Óptimo	85
5.3. Terminan las incertidumbres de la Edad Media	91
5.4. El clima del siglo XVI	103
6. Fenómenos climáticos	105
6.1. Variaciones de Milankovich	105
7. Cómo será el tiempo del futuro?	109
8. Conclusiones	112
9. Bibliografía	113

Índice de ilustraciones

Ilustración 1: La humedad constante y las temperaturas moderadas.....	28
Ilustración 2: El viento.....	29
Ilustración 3: El clima continental	30
Ilustración 4: Para la vegetación.	31
Ilustración 5: En Europa, el olivo constituye un buen indicador de los límites del clima mediterráneo..	33
Ilustración 6: En la región mediterránea, la vegetación se caracteriza por su aptitud para soportar los veranos secos.....	34
Ilustración 7: En los grandes macizos forestales de la zona ecuatorial	46
Ilustración 8: La sabana es la formación vegetal característica del clima tropical..	47
Ilustración 9: Algunos árboles se adaptan a la estación seca desarrollando troncos enormes.....	48
Ilustración 10: En el sur y el sudeste asiáticos, más del 80 % de la pluviosidad se produce durante los monzones.....	51
Ilustración 11: Debido a la escasez de estaciones meteorológicas en las altas latitudes.....	53
Ilustración 12: El oso polar está perfectamente adaptado al frío intenso de estas regiones.....	54
Ilustración 13: Originario de Asia central, el camello se ha adaptado a la aridez del desierto	63
Ilustración 14: La estepa es la formación vegetal característica del clima desértico frío.....	64
Ilustración 15: Particularmente hostil, el clima desértico de tipo cálido no excluye totalmente la vida.	65
Ilustración 16: Con grandes orejas que le permiten regular mejor su temperatura interna	66
Ilustración 17: En las latitudes medias, los valles de montañas se caracterizan por un escalonamiento	68
Ilustración 18: En las bajas latitudes, el escalonamiento de la vegetación se produce por el descenso de las temperaturas	69
Ilustración 19: Incluso las islas situadas a bajas latitudes son propicias para el desarrollo de ascensiones y la formación de nubes.....	73
Ilustración 20: En invierno, en las regiones frías, es cuando más se aprecia la «cúpula» de calor urbano	75

Índice de Figuras

Figura 1: Estaciones: Equinoccios y solsticios..	19
Figura 2: los meridianos son círculos máximos imaginarios que pasan por los polos..	20
Figura 3: los rayos solares no llegan a todos los puntos de la Tierra en igualdad de condiciones..	21
Figura 4: En el caso de un valle, forma inversa de una cordillera.	23
Figura 5: Efecto Föhn. Fuente.	24
Figura 6: estructura vertical de la atmósfera.	25
Figura 7: El cosmos mediterráneo según el Dr. Fontseré.	35
Figura 8: Esquema de las condiciones sinópticas en las que sopla el mistral	36
Figura 9: Imagen Meteosat de una tormenta en el Mediterráneo, el 16 de enero de 1995.	37
Figura 10: La zona de convergencia intertropical	44
Figura 11: El contraste continente sobrecalentado.	50
Figura 12: Estadística de depresiones muy profundas.	56
Figura 13: La tormenta del Braer.	57
Figura 14: Gráfico con el número de días con tormentas de invierno en las proximidades de las islas británicas en los últimos cien años,	59
Figura 15: La tierra se calienta más deprisa y en mayor grado que el agua.	71
Figura 16: Cuando hace buen tiempo, sobre las ciudades se sitúa una capa de aire más cálida.	74
Figura 17: Reconstrucción de la temperatura en los últimos 2000 años.	77
Figura 18: Registro de la temperatura superficial del agua en primavera en la Bahía Chesapeake.	79
Figura 19: Periodización reciente glacioclimática de acuerdo con una ciénaga subglaciar.	84
Figura 20: El mar de Hielo.	95
Figura 21: Primer mapa científico del Mar de Hielo (1842). Mapa tomado de Forbes, 1843	95
Figura 22: El Glaciar de Argentière en 1780.	96
Figura 23: La misma perspectiva en 1966.)	96
Figura 24: El glaciar de Argentière hacia 1850-1860.	97
Figura 25: El glaciar de Argentière en 1966.	97
Figura 26.	98
Figura 27: 26 y 27. El glaciar de los Bossons (Siglos XIX y XX).	98
Figura 28.	99
Figura 29: 28 y 29. El glaciar de la Brenva (1767 y 1966).	99
Figura 30.	100
Figura 31. 30 y 31. Glaciar de la Avenida Blanca y el lago de Combal (Región de Courmayeur).	100
Figura 32: El lago de Combal en el año VII (1798).	101
Figura 33.	102
Figura 34: 33 y 34. El Monténvers.	102
Figura 35: Variaciones de la excentricidad de la órbita terrestre. Fuente: wordpress.com	105
Figura 36: Variaciones de oblicuidad del eje de rotación. Fuente: wordpress.com	106
Figura 37: Precisión del eje de rotación y rotación de la órbita terrestre.	107
Figura 38: Ciclos de Milankovich.	108

Índice de tablas

Tabla 1: Fluctuaciones Naturales del Clima Terrestre.....	13
Tabla 2: el clima postglacial.....	15
Tabla 3: Principales vientos en el Mediterráneo.....	41

1. Resumen

El presente trabajo tiene como objetivo principal como su nombre lo indica hacer un análisis y explicar cómo era el clima en la época medieval, y por otra parte pretende explicar y ayudar a entender mejor y más a fondo los diferentes tipos de climas mundiales.

Sabemos que existen una gran variedad de climas. Se diferencian por sus promedios anuales de temperatura, los montos de sus precipitaciones y la estación del año en que estas se presentan.

Asimismo, además de los conocimientos generales sobre el clima y sus factores que se explicarán con detalle, se concentrará en la explicación y el análisis del óptimo climático medieval.

El Período Medieval Cálido fue un lapso de tiempo de un clima caliente poco común en Europa, desde aproximadamente 700 hasta 1250 AdC. El clima cálido coincidió con un período de gran actividad solar conocido como Máximo Medieval.

Este clima cálido generó eventos históricos tales como la diseminación de colonias Vikingas en el norte de Europa. A causa del clima cálido, los Vikingos pudieron explorar y colonizar muchas áreas del norte de Europa. Viajaron por mar, en botes, hacia pastizales y otras áreas, ya que en climas más fríos estos mares hubiesen estado repletos de peligros o hielo marino. Durante esta época, los viñedos de uvas, los cuales requieren de temperaturas moderadas y prolongadas estaciones de crecimiento, se encontraban distantes en el norte de Inglaterra. En comparación, hoy en día los viñedos de uvas se encuentran típicamente sólo muy al norte de Europa, como en Francia.

El Período Medieval Cálido ocurrió antes de la Pequeña Edad de Hielo (1350 - 1850), un período particularmente frío en Europa y en otros lugares alrededor del mundo.

Evidencia:

- Islandia y Groenlandia fueron colonizadas
- Retirada del hielo marino del Ártico
- Cosechas de viñedos de uvas en Inglaterra
- Líneas más altas de árboles en los Alpes

2. Introducción

El clima se caracteriza por su dinamismo y desde el origen de la Tierra ha experimentado grandes cambios. Los científicos han logrado establecer la alternancia de largos períodos fríos y largos períodos de recalentamiento. La variación de unos pocos grados de temperatura en el planeta genera cambios en el clima, en la vegetación y en las condiciones en que se desarrolla la vida de animales y seres humanos.

El clima influye en la vida presente de la Tierra y, a más largo plazo, modela los relieves terrestres. El frío, el calor, la sequía, el viento condicionan el ritmo vital de los hombres; en este sentido determinan su alimentación, la forma en que se visten, el hábitat y los desplazamientos por el planeta.

Las sociedades modernas a veces parecen olvidar la importancia del clima y desarrollan tecnologías cuyo objetivo persigue estar menos sujeto al clima. Sin embargo, cada vez que se produce un acontecimiento climático atípico se constata, a menudo con estupor, que nuestro entorno inmediato todavía depende, en gran medida, de los caprichos del cielo.

Los excesos del clima provocan, si cabe, más inquietud, ya que los científicos a la opinión pública y a los responsables políticos del riesgo que implica un cambio climático global: las actividades humanas modifican la composición de la atmósfera, lo que puede llevar a un calentamiento que repercuta en todos los componentes del clima.

Conocer y comprender el clima es, pues, un reto importante.

El clima puede considerarse a diferentes escalas de tiempo (día, estación, año, milenio) y espacio (macroclima que afecta a todo un continente o microclima, que afecta a una calle o incluso a una planta).

La atmósfera y sus movimientos, la radiación solar que proporciona energía y calor y el agua que hace posible la vida determinan el clima tal y como lo percibimos. Las estaciones de medida y los satélites de observación recogen datos sobre el clima y lo utilizan para llevar a cabo previsiones meteorológicas y poder comprender mejor los climas del pasado, del presente y del futuro.

Durante milenios, la Tierra ha pasado por períodos de cambio climático que han sido etiquetados de acuerdo a sus eventos.

Es muy probable que en el último milenio, especialmente en Europa, hayan existido dos períodos con diferencias térmicas apreciables: un Período Cálido Medieval (PCM), Clima Óptimo Medieval o Anomalía Climática Medieval y una Pequeña Edad de Hielo posterior, a los que ha seguido un calentamiento

reciente. Existen, sin embargo, bastantes incertidumbres sobre la duración y el alcance espacial de estos períodos.

En distintos momentos de la historia, hubo cambios climáticos significativos en el planeta. Para comenzar es necesario remontarse al período jurásico inferior (período geológico que se extendió desde alrededor de 200 a 140 millones de años atrás; éste período se divide en: jurásico inferior o temprano, jurásico medio y en jurásico superior o tardío, respectivamente) donde se experimentó un calentamiento global con temperaturas medias que llegaron a los 5°C como consecuencia de la erosión de las rocas, proceso que tardó 150.000 años en devolver los valores normales de dióxido de carbono. Así como ocurrió en esta era, el calentamiento global también se hizo notar con el correr del tiempo.

Entre el siglo X al siglo XIV se experimentó un clima extremadamente caluroso en el Atlántico Norte, al fenómeno se lo denominó “Óptimo climático medieval”.

Este cambio se hizo muy fuerte en Europa y es ahí donde se realizó la principal investigación que se inicia con el Óptimo climático medieval (desde el 700-1200 D.C.) y continúa con la Pequeña edad de hielo (desde el 1300-1840 D.C.); asignándoles a éstos como el período más caluroso y el período más frío respectivamente.

Desde el año 700 hasta principios del siglo XIV, Europa vivió un período cálido, con un clima estable, que se conoce como Período Cálido Medieval. Durante este período, los hielos del Atlántico norte retrocedieron, lo que permitió viajes más fáciles a Islandia, el establecimiento de colonias estables en Groenlandia y la expansión de los vikingos hacia el sur de Europa.

Hacia el año 1.250, los viajes a Islandia y Groenlandia se hicieron más complicados, conforme los hielos árticos volvían a avanzar. Sin embargo, este principio del final del período cálido no llegó al continente europeo hasta el año 1.315.

Del año 800 al 1.300, la producción agrícola de Europa había aumentado de forma constante. Aunque localmente había habido escasez de alimentos en las que muchas personas murieron de hambre, el nivel de vida en Europa occidental en su conjunto había aumentado, aún a pesar de que la población había aumentado constantemente: a finales del siglo XI, Inglaterra tenía 1,4 millones de habitantes, mientras que a comienzos del XIV había alcanzado los 5. En lo que hoy es Francia, la población había pasado de 6,2 a 17,6 millones de habitantes.

A principios del siglo XIV, sin embargo, la población había crecido de tal manera que la tierra podía proporcionar los recursos suficientes para su sustento sólo en

las mejores condiciones. Ya no había ningún margen para la pérdida de las cosechas o incluso para cosechas deficientes. Al mismo tiempo, sin embargo, el clima de Europa occidental estaba experimentando un ligero cambio, con veranos más fríos y húmedos y con tormentas a principios de otoño. Las condiciones ya no eran óptimas para la agricultura.

La investigación de sedimentos ha verificado la existencia de estos fenómenos, como por ejemplo sedimentos del lago Nakatsuna en Japón, perforación del hielo al este de Bransfield Basin en la península Antártica; se deduce que este episodio coincide con la máxima actividad solar.

Estos son algunos ejemplos que revelan que se han producido cambios climáticos importantes y que han afectado en distinta medida a los cambios climáticos actuales, es decir, fueron los cambios predecesores del llamado calentamiento global actual. La gran diferencia que se reconoce hoy en día es que los grandes cambios que hoy se pueden corroborar con sus posibles consecuencias tiene un valor agregado. Este es el nuevo factor incidente: la industria.

3. Evolución histórica

El clima de la tierra es por naturaleza, cambiante. Históricamente ha estado sometido a cambios tanto o más importantes como el que se discute en la actual hipótesis de cambio climático por efecto invernadero. La historia del clima terrestre se resume en una sucesión antagónica de períodos o episodios fríos y cálidos. La perspectiva histórica en el estudio del clima terrestre ayuda a relativizar las visiones apocalípticas que acompañan el debate actual del cambio climático, y lo sitúa en un contexto de evolución constante de las condiciones climáticas del planeta.

En efecto mucho antes de que el hombre existiera como tal, o incluso en su corta andadura como *Homo sapiens* sobre la faz de la tierra, el clima planetario siempre ha estado sujeto a fluctuaciones y comportamientos periódicos debido al juego de factores astronómicos y físicos cuyo conocimiento todavía no es completo.

Los factores más decisivos tienen relación con el balance energético terrestre, en especial con las irregularidades que rigen el comportamiento de la actividad solar y con el reparto de la energía solar que, en forma de radiación, alcanza la atmósfera terrestre, aunque el vulcanismo y otros factores geográficos son también capaces de influir decisivamente. En efecto, los cambios en la inclinación del eje de rotación terrestre respecto del plano de la eclíptica, con ciclos de 41.000 años, señalados por el astrónomo serbio Milutin Milankovitch, afectan al reparto de la radiación solar. Cuanta mayor inclinación, más extremados se tornan los inviernos y veranos. Por otra parte, la excentricidad de la órbita terrestre con un ciclo de 100.000 años, influye en la mayor o menor cercanía del planeta al sol. A mayor cercanía, mayor cantidad de radiación global. Asimismo, la precisión o giro en peonza del eje terrestre respecto a la eclíptica o al resto de las estrellas, con un período de 23.000 años, varía el perihelio y el afelio con el calendario. El hecho de que el perihelio actual se sitúe en el 3 de enero hace que los inviernos del hemisferio norte sean más benignos que los del hemisferio sur.

Las variaciones en la radiación solar incidente son capaces de provocar alteraciones notables en la biosfera terrestre. Y ello porque una modificación de sólo 2% de la intensidad de la radiación solar podría causar un enfriamiento muy acusado en todo el planeta o, en su caso, la fusión total o parcial del hielo acumulado en los casquetes glaciares. Hay que recordar que los ciclos de manchas solares (de aproximadamente 11 años, los más conocidos) sólo suponen variaciones de intensidad de la radiación solar del 1 por mil y se reequilibran constantemente.

Los factores astronómicos combinados entre si explican el comportamiento del clima terrestre, al menos desde el pleistoceno superior, como una sucesión de períodos fríos y períodos cálidos. Son períodos en las que las temperaturas marcan tendencias al refrescamiento o calentamiento de las condiciones ambientales, sin que ello suponga la desaparición de episodios atmosféricos propios de cada una de las regiones climáticas. Así en la región mediterránea las tendencias al calentamiento o enfriamiento no impiden el desarrollo de períodos secos o más lluviosos como rasgo condigno a estas condiciones climáticas. En Europa occidental no faltan crudos inviernos en épocas de calentamiento ni veranos cálidos en épocas frías. Es lo normal del comportamiento del sistema climático sometido a mecanismos de reajuste energético en el marco de tendencias más generales.

Conviene indagar en el comportamiento del clima durante el Holoceno para ponderar la naturaleza de los cambios experimentados por el clima terrestre.

La primera cuestión interesante es conocer en qué condiciones hacen su aparición los homínidos en la escena terrestre. Por los restos encontrados hasta ahora en el continente africano, se puede afirmar con Gribbin (1992) que el mundo cambió lo suficiente hace cinco millones de años como para que los geólogos elijan esa fecha como el final de la época miocena, dando paso a una nueva, el Plioceno, que para los humanos es la más especial de todas las épocas geológicas, puesto que en su transcurso aparecieron en el escenario evolutivo los primeros homínidos de verdad. Como señalan John y Mary Gribbin, cuando finalizó el plioceno «nuestros antepasados eran ya lo suficientemente humanos para merecer el nombre de *homo*».

Sin olvidar los antecedentes remotos de lo que se denomina antropoides (*parapithecus*, *dryopithecus*, *ramapithecus*), de los que se han conocido restos en yacimientos de Europa, Asia y África, pertenecientes a las épocas miocena y pliocena inferior, el primer antepasado del hombre, reconocido hasta el momento presente, aparece hace 4,4 millones de años, en época pliocena reciente, el *Australopithecus ramidus*, descubierto en 1994 en el triángulo de Afar. En 1995, se descubrió un antepasado próximo en el tiempo a aquel, en Turkana, el *Australopithecus anamensis*, cuya antigüedad oscilaría entre 4,1 y 3,5 millones de años. A estos antepasados remotos había que sumar el *Australopithecus afarensis* (entre 3,8 y 3 millones de años), la especie de *Lucy* encontrada en Hadar por Donald Johanson, en 1974; el *Australopithecus Barhelghazai*, llamado Abel, encontrado en 1995, con una antigüedad de 3,5 millones de años; y el *Australopithecus africanus*, encontrado en 1924 en el yacimiento sudafricano de Sterkfontein (entre 3 y 2,5 millones de años).

Hace 20.000 años, aproximadamente, se produce el último gran cambio climático, durante el máximo glacial, en el cual un vasto manto de hielo de más de 4 millones de kilómetros cuadrados cubría la Europa Nórdica y Central, con importantes glaciares sobre los Pirineos, Macizo Central y Alpes. Las temperaturas se situarían entre 6 y 8 °C por debajo de las actuales y el nivel del mar sería unos 100 metros inferior al presente, mientras que la línea de costa habría ganado unos 50 km. dentro del mar, debido a la gran cantidad de agua inmovilizada por los glaciares.

En las franjas planetarias no afectadas directamente por las lenguas glaciares (África, sur de Asia) se habla de períodos o épocas pluviales, que habrían caracterizado el clima de estos sectores en respuesta a los avances de los glaciares de latitudes más septentrionales.

Las fluctuaciones del clima eran continuas, si no en períodos seculares, sí en los milenarios, aunque tampoco faltan cambios en el comportamiento de lluvias y temperaturas con períodos de apenas dos o tres siglos. Así, los textos clásicos señalan cómo los glaciares alpinos del norte de Italia muestran una extensión máxima entre el 900 y el 350 a.C., para decrecer en el siglo III a.C., hecho que permitiría a Aníbal adentrarse en Italia camino de Roma.

Tabla 1: Fluctuaciones Naturales del Clima Terrestre. Fuente: Montón Chiva, E. y Querida Sala, J. (1997). García Gordón, J.C. (1986); LAMB, H.H. (1979).

DENOMINACIÓN	CRONOLOGÍA	REPERCUSIONES MÁS NOTABLES
ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAR	Apogeo hace 20.000 años. Concluyó hace 8.000 años	—Un inlandsis de 4 millones de km ² cubría Europa nórdica y central —Glaciares en cadenas alpinas y macizos antiguos. —Temperaturas entre 6y 8°C inferiores a las actuales. —Nivel del mar 100 metros por debajo del actual
ETAPAS INICIALES DELHOLOCENO	Período Atlántico (6.000-4000 a.C.)	—Calentamiento y aumento de la humedad —Expansión de vegetación mediterránea hacia Centroeuropa —Se estabiliza el Sahara con sus rasgos actuales
PULSACIONES FRÍAS INTRAHOLOCENAS	Entre el 900 y el 350 a.C	—Enfriamiento. —Se revitalizan los glaciares alpinos. —Decrece los glaciares en el siglo III a.C.
SE RECOBRA LA NORMALIDAD HOLOCENA	Pequeño Óptimo Climático (700 y 1200 d.C.)	—El clima vuelve a ser cálido y húmedo. —Desplazamiento hacia el norte del casquete glacial ártico (descubrimientos de los marinos nórdicos) —Expansión hcída el norte de los viñedos.
PEQUEÑA EDAD DEL HIELO	Mediados del s. XVI a mediados del s. XIX	—Descensos térmicos entre 1,5 y 2°C. —Aumento de la niviosidad. —Veranos más cortos y húmedos. —En la Península Ibérica persisten episodios meteorológicos extremos (sequías e inundaciones). —Auge del comercio de la nieve.
CICLO CLIMÁTICO ACTUAL	Mediados del s. XIX a la actualidad	—Se inicia la etapa estadística en el mango de datos analíticos. —El análisis de registros térmicos permite distinguir tres etapas: 1. - calentamiento en el período 1880-1950 con elevación media entre 0,4°C y 0,6°C. 2. - enfriamiento entre 1950 y 1970. 3. - calentamiento a partir de 1970.

Desde entonces, y durante el primer milenio de nuestra era todos los datos apuntan a que el clima debió de ser cálido y húmedo en toda la cuenca del Mediterráneo, y mucho menos irregular que hoy. Por ejemplo, Ptolomeo, refiriéndose a Alejandría en el año 120 d.C., afirmaba que la ciudad registraba precipitaciones durante 11 meses del año, con temperaturas máximas en julio y agosto. La primera oleada de invasiones de pueblos germánicos, que, a la

postre, acabarían con el imperio romano de Occidente en el siglo V de nuestra era, se atribuye, entre otras causas, al empeoramiento que experimentó el clima del occidente europeo entre los siglos IV y V.

A finales el primer milenio, entre los años 700 y 880, y entre el 900 y el 1000, se sitúa el llamado *Pequeño Óptimo Climático*, que acabaría en el año 1200, en los inicios de la Baja Edad Media. El casquete glacial ártico sufrió un desplazamiento hacia el norte, facilitando así los descubrimientos de los marinos nórdicos. De esta época data el establecimiento de colonias vikingas en el «Verde País» (Groenlandia). Musset (1982) ha indicado que fueron tres las causas que explican las oleadas de expansión vikinga entre los siglos VIII y IX: la superpoblación de las regiones escandinavas, sobre todo de Noruega, la revolución de las técnicas náuticas y la fase cálida que experimentó el clima en estos siglos. Entre los siglos X a XII las colonias establecidas en Groenlandia fueron florecientes. La posibilidad de unas cosechas sólo se puede explicar en un contexto climático más favorable que el actual. Señalan Duplessy y Morel que a partir del siglo XIV el deterioro climático, manifestado en una mayor frecuencia de tempestades, provocó el inicio del fin de la expansión vikinga en estas tierras. Hacia 1340 la ruta marítima que enlazaba Islandia con las colonias tuvo que modificarse. La ruta tradicional, poniendo rumbo al oeste hasta alcanzar la costa sureste de Groenlandia ya no podía realizarse por la presencia de hielos frecuentes en este sector. Debería darse un rodeo y alcanzar tierra por el suroeste. Hacia 1347 se interrumpió el tráfico regular con las colonias.

En Europa los viñedos se expandieron de tres a cinco grados de latitud hacia el norte respecto de su posición actual, y minas de oro como las del Höhe Tauern, situadas a gran altitud en los Alpes, pudieron ser explotadas durante este período para ser luego abandonadas en el siglo XIII ante el avance de los glaciares. En efecto, desde mediados del siglo XIII la vuelta a unas condiciones de clima más riguroso modificó las condiciones agrarias y de vida social del ámbito europeo.

Este descenso de las temperaturas, con recrudescimiento de los inviernos, provocó que todos los países de Europa septentrional sufrieran hambrunas, calamidades y desórdenes sociales. Tampoco faltan documentos históricos que reflejan manadas de lobos hambrientos cruzando el Báltico helado desde Noruega a Dinamarca, o la congelación invernal del Támesis o el Ródano interrumpiendo la navegación. Al respecto hay que recordar la hambruna que azotó Europa entre 1315 y 1317 debido a una sucesión de años de malas cosechas por abundantes lluvias estivales. Pirenne señala los efectos de esta hambruna en Ypres, donde entre mayo y octubre de 1316 el magistrado comunal mandó enterrar 2794 cadáveres,

el 10% de la población total. A este desastre se sumó, treinta años más tarde, otro de consecuencias peores, la «peste negra de 1348» que, según estimaciones, fue la causa de que desapareciera la tercera parte de la población europea a mediados del siglo XIV. Como señala el cronista francés Froissart «en este tiempo por todo el mundo corría una enfermedad, llamada epidemia, de la que murió un tercio de la humanidad». Recordemos que la peste negra requiere algunas circunstancias de tipo meteorológico para su propagación: la pulga de la rata vive entre 15-20 °C y con humedades relativas del 90%, de ahí que encuentre condiciones ideales de reproducción en la estación cálida y tras grandes lluvias. Las formas pulmonares, por su parte, aparecen en los meses fríos. En los inicios de la Pequeña Edad de Hielo, las condiciones climáticas en Europa no podían ser más favorables para la propagación de la enfermedad, lo que provocó altas mortandades en la práctica totalidad de la Europa mediterránea y occidental.

Tabla 2: el clima postglacial. Fuente: cambio climático, glaciaciones y calentamiento global.

Años	Características	Época o período
13000	En la península Ibérica las temperaturas son hasta 10 °C más altas que la temperatura actual.	Época cálida
12000	Las temperaturas tienen un descenso, dejando condiciones muy frías sobre el planeta.	Período frío
10000	En éste período las temperaturas aumentan, y además se presenta bastante humedad.	Período boreal
8000	En este momento el Sahara se convierte en el desierto como se conoce hoy en día, y en el Mediterráneo se establece el clima actual.	Época atlántica

4. Climatología

4.1. Concepto

La climatología puede definirse como la ciencia que se ocupa del estudio de la distribución de los climas sobre la superficie terrestre y de sus relaciones con los restantes componentes del medio geográfico (Pita, 1997)¹. Esta definición no resulta suficientemente esclarecedora si no se explicita a su vez la propia noción de clima.

La climatología es el estudio del clima y del tiempo, ha sido un asunto que ha ocupado a la Geografía desde sus comienzos. De las condiciones atmosféricas dependen muchas actividades humanas, desde la agricultura hasta un simple paseo por el campo. Por eso, se ha hecho un esfuerzo ingente por predecir el tiempo tanto a corto como a medio plazo.

Existen infinidad de definiciones del concepto del clima, y entre las más conocidas y utilizadas se pueden citar la de Hahn, para el cual el clima es «el conjunto de los fenómenos meteorológicos que caracterizan el estado medio de la atmósfera en un punto cualquiera de la Tierra»; la de Max Sorre, que denomina clima a «la serie de los estados de la atmósfera por encima de un lugar en su sucesión habitual», o la de Gibbs², que utiliza el término clima para indicar «la probabilidad estadística de ocurrencia de los distintos estados de la atmósfera (presión, humedad, temperatura, viento, etc.) sobre una localidad o región dadas, durante un período cronológico determinado».

No obstante, a pesar de esta diversidad, se pueden encontrar ciertos caracteres comunes en estas definiciones, las cuales en todos los casos atribuyen al clima los rasgos de estado "medio" o "habitual" o "característico" de la atmósfera. El clima sería, pues, lo permanente, lo habitual, lo característico de la atmósfera sobre un lugar; en suma, aquellas condiciones atmosféricas susceptibles, por su permanencia, de generar un medio propio.

Lo primero que debemos aclarar son los conceptos de tiempo y clima, que hacen referencia a escalas temporales diferentes.

Frente a esta noción, lo efímero, lo coyuntural, lo fugaz de la atmósfera sería el *tiempo*, definido clásicamente como «el conjunto de valores que en un momento dado y en un lugar determinado caracterizan el estado atmosférico». Así pues, el tiempo sería una combinación atmosférica coyuntural y efímera, mientras que el clima sería el conjunto de tendencias resultantes de condiciones habituales durante un largo período, que como mínimo, se suele establecer en treinta años.³

¹ Cuadrat, J. M^a y Pita, M^a Fda. (1997): Climatología. Madrid, Cátedra.

² Gibbs: "Definiendo el clima". Boletín O.M.M. nº 3, 1987

³ Valor mínimo estándar establecido por la O.M.M., pero que en la mayoría de los casos resulta

Cuando una comarca, ciudad, etc., tiene un clima diferenciado del clima zonal decimos que es un topoclima. Además, llamamos microclima al que no tiene divisiones inferiores, como el que hay en una habitación, debajo de un árbol o en una determinada esquina de una calle.

El clima tiende a ser regular en períodos de tiempos muy largos, incluso geológicos, lo que permite el desarrollo de una determinada vegetación y un suelo perfectamente equilibrado, suelos climáticos. Pero, en períodos de tiempo geológicos, el clima también cambia de forma natural, los tipos de tiempo se modifican y se pasa de un clima a otro en la misma zona.

El tiempo, y el clima tienen lugar en la atmósfera. Para estudiar un clima es necesaria la observación durante un lapso de tiempo largo (mínimo quince años). Las observaciones de temperatura, precipitaciones, humedad y tipo de tiempo se recogen en las estaciones meteorológicas. Con estos datos se elaboran tablas que se expresan en climogramas.

En consecuencia, la climatología sería la ciencia que se ocuparía de estudiar lo "característico" de la atmósfera sobre los distintos lugares de la Tierra, a partir de esa sucesión de combinaciones atmosféricas efímeras y coyunturales.

4.2. Factores

Los factores del clima son también factores del tiempo, sin embargo, es necesario precisar esta afirmación. Si se consideran los factores del tiempo actúan causas físicas, si son factores del clima cobran un valor estadístico. Por ejemplo, un relieve condiciona las lluvias de una comarca o región (causa física). Este relieve condiciona la distribución de las lluvias anualmente (valor estadístico).

A continuación citaré los tres factores que más influyen en el clima. Los factores astronómicos actúan periódicamente, por ejemplo, la insolación. Los factores geográficos fijos e invariables, por ejemplo, el relieve. Y los factores meteorológicos que actúan de modo aleatorio, por ejemplo, los vientos.

insuficiente para la realización de los estudios climáticos.

4.2.1. Factores astronómicos

Factores astronómicos derivados de la situación relativa entre la Tierra y el Sol.

La principal fuente de energía de los procesos atmosféricos es la radiación que recibimos del sol. *Insolación*, incidencia de la radiación sobre una superficie horizontal.

Los elementos climáticos como la temperatura, la presión, atmosférica o la pluviosidad alcanzan una intensidad en un lugar dado; pero también, tienen *gradientes*, o lo que es lo mismo, proporciones de cambio, de un lugar a otro. Estas intensidades y gradientes climáticos están determinados por la insolación. Las fluctuaciones de la insolación originan los gradientes de temperatura, éstos determinan los gradientes de presión. Los gradientes de presión y los vientos determinan dónde se forman las masas de aire y hacia dónde se dirigen.

De este modo, la insolación no sólo produce diferencias climáticas, sino que también afecta a todos los fenómenos, como la vegetación y los suelos.

La energía irradiada por la radiación se percibe en forma de ondas. Una radiación de ondas muy cortas, como la radiación de los rayos X o ultravioleta, no es visible por el ojo humano. La radiación visible al ojo humano se manifiesta en colores según la longitud de onda (violeta, índigo, azul, verde amarillo, anaranjado, rojo), el color de menor longitud de onda será el violeta y el de mayor longitud de onda será el rojo, una radiación de onda muy larga, como la infrarroja, la percibimos como calor.

La unidad que se emplea para medir la radiación en forma de energía o de calor es la caloría. Una caloría es la cantidad energía que se necesita para aumentar 1°C la temperatura de un gramo de agua.

La cantidad de insolación recibida en la superficie de la Tierra varía según las estaciones del año y la latitud. Tres factores inciden directamente en la radiación solar: altura del Sol, duración de la luz solar y los efectos de la atmósfera.

1. Altura del Sol. Ángulo de los rayos del Sol respecto a una superficie horizontal u horizonte. Varía de un punto a otro, y de una época del año a otra, debido a la forma esférica de la Tierra y a la inclinación permanente de su eje al efectuar su órbita alrededor del Sol.

El 21 de marzo, los rayos del Sol a mediodía inciden sobre la superficie de la Tierra en el Ecuador formando un ángulo de 90°, el Sol está en su cénit (máxima altura), y a latitudes superiores corresponde a un ángulo menor. Cuanto más cerca de la vertical está el sol, menor es la superficie afectada por la radiación, pero la intensidad es mayor.

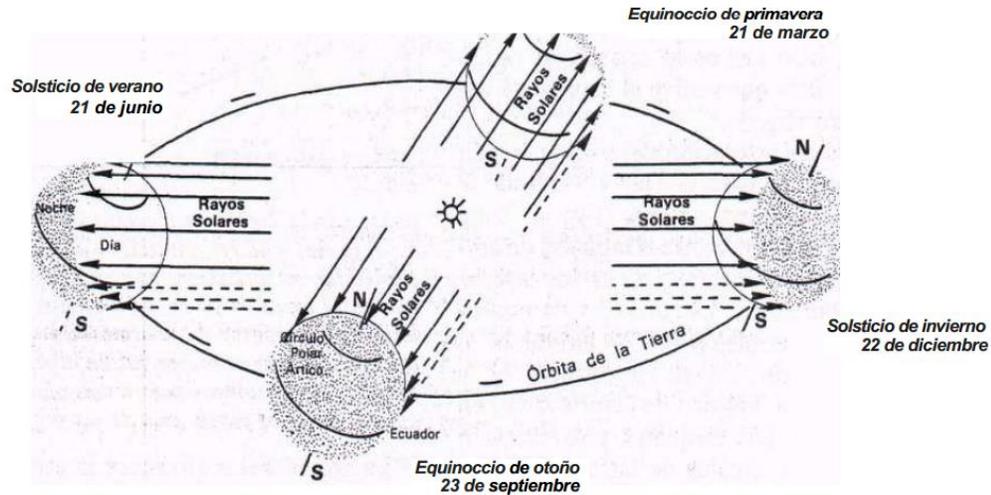


Figura 1: Estaciones: Equinoccios y solsticios. Fuente: Climatología básica. Alfredo Mingorance.

El 22 de diciembre, en el hemisferio Norte, tenemos el día más corto del año, el solsticio de invierno (día más corto en el Hemisferio Sur, 22 de junio). El día más largo del año en el Hemisferio Norte, 22 de junio, solsticio de verano (día más largo en el Hemisferio Sur, 22 de diciembre).

El término solsticio de verano indica que el día tiene más duración que la noche. El solsticio de invierno indica que la noche tiene más duración que el día.

Las estaciones de los equinoccios corresponden para el Hemisferio Norte, 21 de marzo, equinoccio de primavera, y 23 de septiembre, equinoccio de otoño. El término equinoccio indica que el día y la noche tienen la misma duración.

2. Duración de la luz solar. Segundo factor que afecta a la cantidad de radiación que llega a la superficie de la Tierra, es decir, la duración de la insolación o de la luz solar. Ésta varía también, como la altura, con la estación y la latitud. El círculo de iluminación es el círculo máximo que separa el lado oscuro de la tierra del iluminado por el Sol.

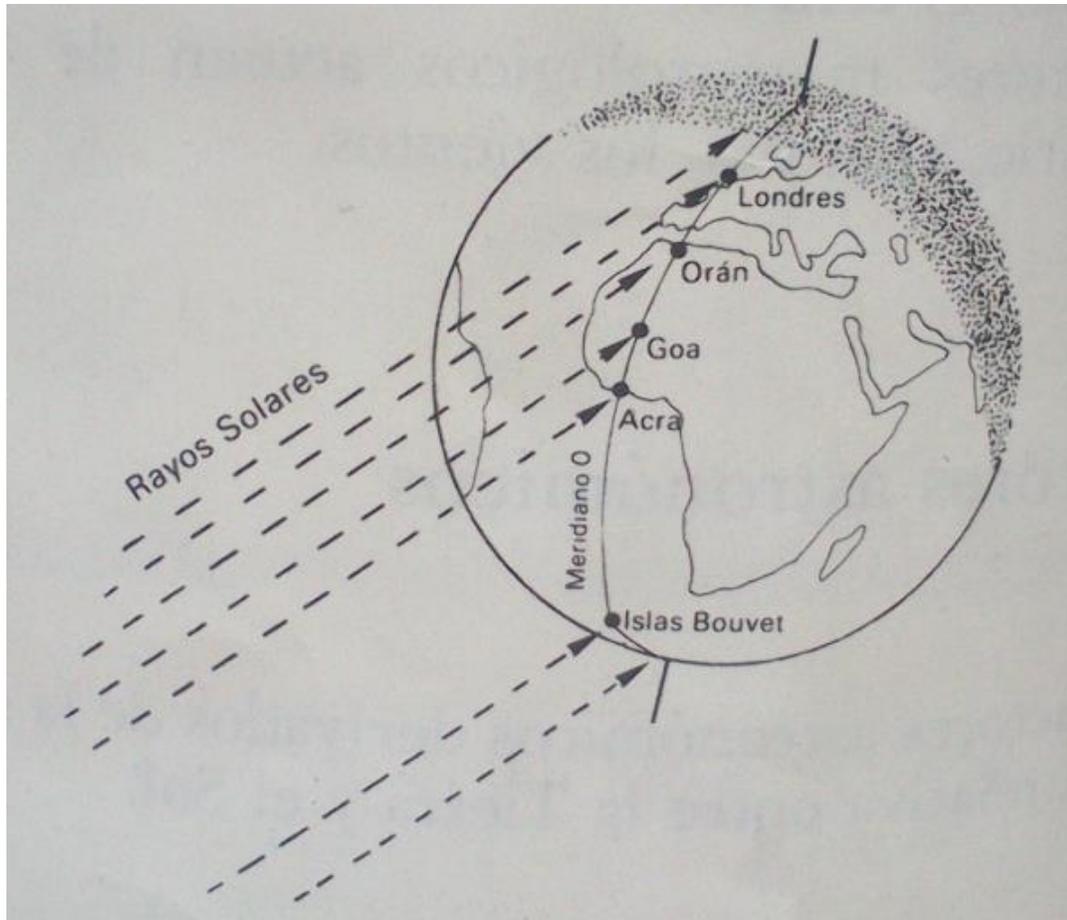


Figura 2: los meridianos son círculos máximos imaginarios que pasan por los polos. Todos los puntos situados sobre el mismo meridiano quedan igualmente iluminados por el sol al mediodía, cuando está en su cenit. Así, cuando es mediodía en Londres, lo es también en Orán, Gao, Acra y las islas Bouvet. Fuente: Climatología básica. Alfredo Mingorance.

La duración de la luz a lo largo del año varía considerablemente en las latitudes superiores, siendo la variación menor al acercarnos al Ecuador. El ecuador queda dividido exactamente por la mitad, por el círculo de iluminación en cualquier época del año. Es decir, la duración de la luz solar siempre es de 12 horas.

3. Efecto de la atmósfera sobre la insolación. Tercer factor. Pérdida de radiación debida a la atmósfera, afectando la insolación que llega a la superficie de la Tierra.

De todos los gases que constituyen la capa atmosférica, el de mayor importancia para el clima es el vapor de agua que, primero, origina lluvia y nieve; segundo, absorbe la mayor proporción de radiación solar de todos los gases. La pérdida de radiación, o lo que es lo mismo, la radiación de onda corta que vuelve al espacio se denomina *albedo*.

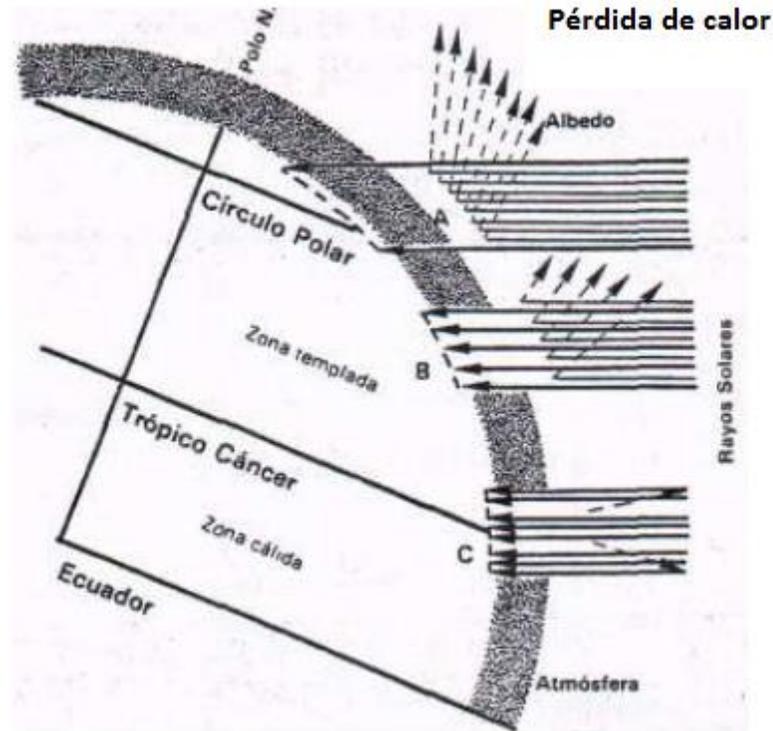


Figura 3: los rayos solares no llegan a todos los puntos de la Tierra en igualdad de condiciones. En las regiones polares, latitudes superiores, la radiación solar se distribuye por una superficie mayor que en el ecuador. La superficie de A es superior a la de C. El espesor de la atmósfera que atraviesan los rayos solares es mayor que en el ecuador. La pérdida de calor es mayor cuanto más oblicuamente llegan al suelo los rayos, caso de las regiones polares. Fuente: Climatología básica. Alfredo Mingorance.

La cantidad de insolación determina, según la latitud, cinco zonas en la Tierra, variando la inclinación de los rayos solares (*figura anterior*). Zona tórrida o intertropical, zonas templadas de ambos hemisferios, y zonas polares en los casquetes de cada hemisferio. La zona tórrida está limitada por los paralelos 23°27' latitud N, o Trópico de Cáncer, en el Hemisferio N, y 23°27' latitud S, o Trópico de Capricornio, en el Hemisferio S. los casquetes polares están indicados por los círculos de latitud 66°33' o Círculo Polar Ártico del Hemisferio N, y círculo Polar Antártico del Hemisferio S.

4.2.2. Factores geográficos

El clima no sólo está determinado por factores astronómicos (clasificación de los climas por latitud) sino que existe una complejidad de factores geográficos. De todos ellos, destacamos el más importante: la superficie del planeta está dividida en continentes y océanos o mares. La distribución es de una cuarta parte ocupada por las masas continentales, y las $\frac{3}{4}$ partes restantes ocupadas por las masas de agua.

La superficie del mar es relativamente homogénea. El agua posee mayor calor específico que los sólidos, esto es, absorción de grandes cantidades de calor, calentándose muy poco. Con la evaporación o redistribución de calor hacia el espacio contribuye al regulamiento térmico del planeta. Así, calor específico y evaporación actúan como termorreguladores.

Por el contrario, los continentes poseen un calor específico muy pequeño, lo que provoca grandes variaciones de temperatura, calentamiento y enfriamiento muy rápidos. Por eso, los continentes no actúan como termostato.

La acción del suelo sobre la atmósfera también es de gran importancia. Cuando una masa de aire permanece estable sobre una misma región, tiende a un equilibrio termodinámico con el medio, es decir, si el suelo se calienta también lo hace la masa de aire, si se enfría el suelo la masa procede a enfriarse. De esta manera se individualizan las masas de aire, de gran repercusión en la evolución general del tiempo.

De las masas de aire no sólo hay que considerar su región, sino su posterior evolución, al entrar en movimiento indicará los intercambios con el suelo. El mayor calentamiento del suelo inestabiliza el aire, y el enfriamiento lo estabiliza, por lo que la procedencia de la masa, marina u continental, sufre grandes cambios en su recorrido.

La desigual distribución de mares y continentes en los dos hemisferios repercute en la climatología. De ahí que se habla de un hemisferio continental, norte, y de un hemisferio marítimo, sur, con una gran diferencia climatológica entre ambos.

1. El relieve. Comporta un efecto térmico en todos los casos, montaña aislada, cordillera, o valle.

Una montaña aislada se calienta y se enfría más deprisa que una llanura en las mismas condiciones físicas. La temperatura disminuye con la altura. Los contrastes térmicos u oscilaciones son mayores en el clima de una montaña.

En una cordillera, el comportamiento térmico depende de su orientación. Las grandes cordilleras están generalmente orientadas de este a oeste, Pirineos, Alpes, Himalaya; o de norte a sur, Andes, Montañas Rocosas, Apalaches. En el primer caso, la vertiente orientada al sur recibe un mayor aporte de radiación solar, la otra

vertiente orientada al norte, apenas recibe radiación. En el segundo caso, cordillera orientada de norte a sur, no existe este contraste tan fuerte, la ladera orientada al este recibe el sol por la mañana, y la orientada al oeste lo recibe por la tarde.

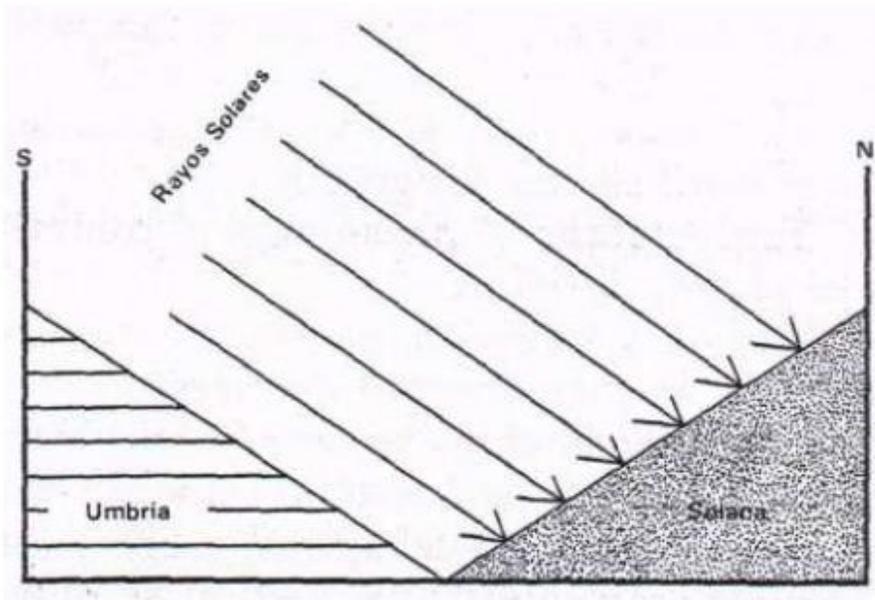


Figura 4: En el caso de un valle, forma inversa de una cordillera, la pendiente soleada, solana, refleja calor hacia la otra pendiente, umbría. Fuente: Climatología básica. Alfredo Mingorance.

En los valles el estancamiento del aire que se enfría, resbalando por las laderas y acumulándose en el fondo (vientos catabáticos) adquiere una gran estabilidad durante muchos días, produciéndose una inversión térmica, es decir, la temperatura es menor en el fondo, y mayor en las laderas.

El relieve comporta también un efecto dinámico. El viento es otro elemento climatológico afectado por el relieve. Una montaña presenta dos laderas, barlovento, expuesta al viento, y sotavento, resguardada del viento.

En las cordilleras, uno de los fenómenos más curiosos, provocados por el viento, es el efecto föhn, típico de la vertiente septentrional de los Alpes. Una corriente de aire húmedo choca con la ladera de barlovento, se eleva, se enfría adiabáticamente, se forman nubes y se producen abundantes lluvias. Al llegar a la cumbre, el aire ha perdido gran parte de su humedad. Al iniciar el descenso por la otra ladera de sotavento se calienta adiabáticamente (en unos 1.500 metros de descenso puede aumentar la temperatura 15°C) y llega al valle como viento caliente y seco.

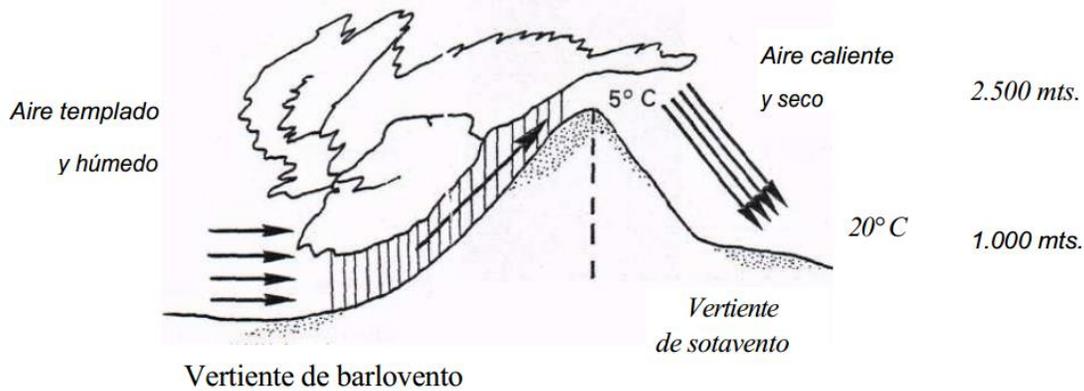


Figura 5: Efecto Föhn. Fuente: Climatología básica. Alfredo Mingorance.

El concepto adiabático es el cambio de temperatura de una masa gaseosa, aire, que experimenta una dilatación, enfriamiento por elevación de altura, o una compresión, calentamiento por descenso de altura, sin perder o aumentar el calor por contacto con el exterior.

La pluviosidad está relacionada directamente con el relieve, de manera que hay un paralelismo entre las curvas de nivel de los mapas topográficos con las isoyetas de los mapas de precipitaciones.

4.2.3. Factores meteorológicos

Los elementos y factores meteorológicos del clima se clasifican en dos grupos:

- Temperatura y precipitación, componentes básicos del clima.
- Presión y radiación, elementos que actúan sobre los componentes anteriores.

Para estudiar el clima se debe partir de la constitución de la atmósfera. Teniendo en cuenta: la composición del aire, el ozono y las capas sucesivas de desarrollo vertical de la atmósfera a partir del suelo, es decir, troposfera, estratosfera, mesosfera, termosfera.

- a) El aire está compuesto por una mezcla de gases, unos permanentes, otros variables. Los gases permanentes, el nitrógeno (N), el oxígeno (O), el hidrógeno (H) y los gases nobles (neón, argón, xenón, radón) en cantidades insignificantes. Los gases variables son el anhídrido carbónico (CO₂) que varía poco y el vapor de agua, con grandes variaciones. Otros gases que existen muy variables y en cantidades insignificantes son el dióxido de azufre (SO₂), el dióxido de nitrógeno (NO₂), el monóxido de nitrógeno (NO), el metano (CH₄), el amoníaco (NH₃)...

- b) El ozono es un estado alotrópico del oxígeno O_3 . Es un componente permanente del aire, pero su distribución no es uniforme. En la troposfera apenas es apreciable el ozono, éste comienza a manifestarse hacia los 20 Km de altura, alcanza su máxima concentración hacia los 25 Km y desaparece hacia los 45 Km.
- c) Capas de desarrollo vertical de la atmósfera: troposfera, estratosfera, mesosfera y termosfera.

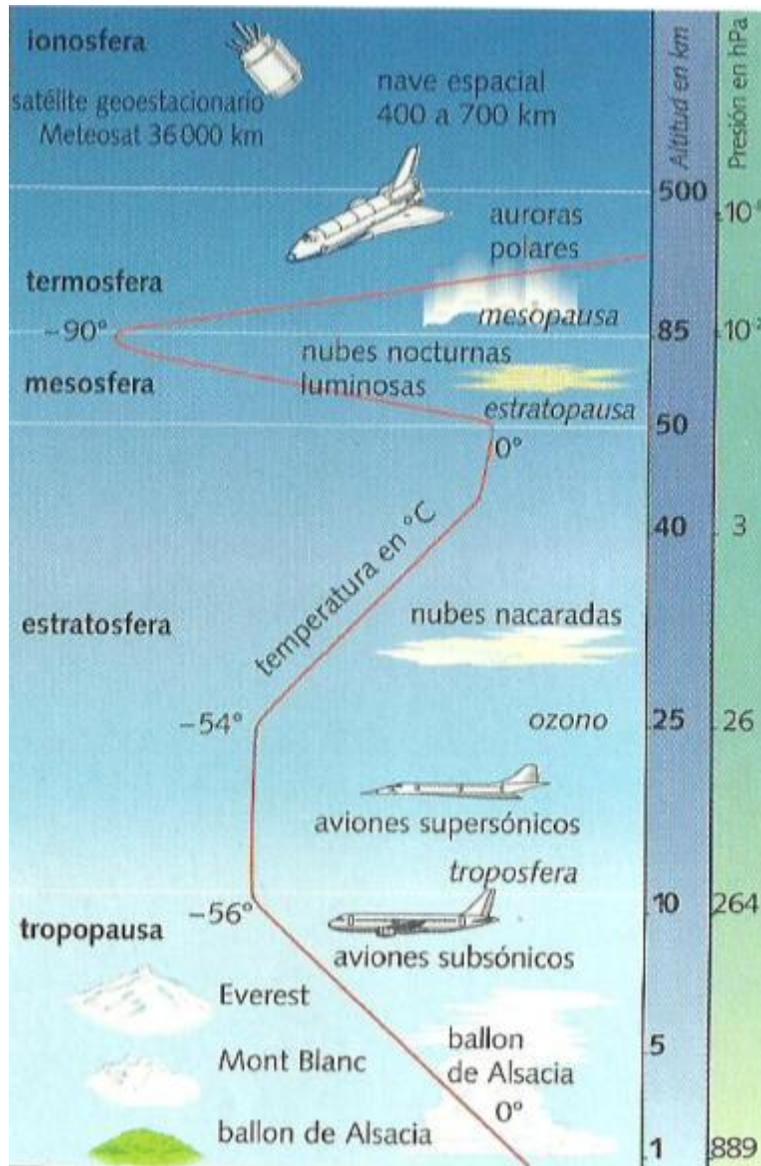


Figura 6: estructura vertical de la atmósfera. La troposfera, donde evolucionan los fenómenos meteorológicos, tiene un espesor de 8 km sobre los polos y de 17 km sobre el ecuador. La estratosfera se caracteriza por la presencia de ozono que absorbe una parte de los rayos ultravioleta del sol y protege así la vida terrestre. En el nivel superior, en la mesosfera, se producen las auroras boreales. La termosfera absorbe los rayos X y una parte de los rayos ultravioleta.

Fuente: wordpress.com

- Troposfera. Es la capa atmosférica más baja y la de mayor importancia para el hombre y el medio ambiente, porque en su interior tienen lugar prácticamente todas las manifestaciones del tiempo. Encierra el 75 % de la masa molecular y la mayor parte del vapor de agua, dióxido de carbono y aerosoles; por ello es el dominio de las nubes, las precipitaciones y otros fenómenos meteorológicos, originados por los torbellinos ciclónicos y anticiclónicos que se forman aquí. La temperatura disminuye con regularidad al subir, por término medio $6^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. La troposfera varía con la altitud. En el ecuador espesor medio de 16 Km, en las latitudes medias entre 10 y 12 Km, y en los polos 8 Km. La zona de transición a la capa siguiente, la tropopausa.
- Estratosfera. Llamada también capa isoterma, porque permanece constante la temperatura a lo largo de la vertical. Se extiende hasta una altura de 35 Km, donde aparece la estratopausa o zona de transición. Son frecuentes en esta región los vientos fuertes, con flujos alternantes del este y del oeste, cuyos sistemas de circulación son aún mal conocidos y objeto actual de estudio por el interés aplicado que tienen para la aviación y para conocer las posibles interacciones meteorológicas entre la estratosfera y la troposfera.
- Mesosfera. En esta capa tienen lugar cambios notables de temperatura. El máximo térmico se sitúa sobre los 50 Km, descendiendo a partir de los 70 Km.
- Termosfera. En torno a los 80 Km comienza nuevamente a subir la temperatura. La transición hacia las últimas capas todavía ligadas a la Tierra se llama Exosfera.

4.3. Clasificación

4.3.1. Climas propicios para la vida

Aunque los seres humanos pueden vivir en casi todos los tipos de climas, algunos les resultan más propicios que otros. Las regiones del mundo más pobladas tienen climas templados o cálidos. En estos lugares, que ofrecen unas buenas condiciones de vida, la actividad vegetal es también lo bastante activa como para hacer posible la vida de hombres y animales. En estos climas, la temperatura, la higrometría y la pluviometría no constituyen efectos limitativos, aunque la vegetación, los hombres y los animales han tenido que adaptarse: estaciones cálidas y frías, frente a otras secas o lluviosas.

4.3.1.1. *El clima templado oceánico*

El clima templado oceánico se caracteriza por la importancia de los vientos y por la escasa diferencia en la pluviometría y las temperaturas estacionales (inviernos suaves y veranos frescos).

El clima oceánico se encuentra en latitudes medias, entre 35° y 60°, en las fachadas occidentales de los continentes, es decir, es el propio de la franja costera del continente americano que bordea el Pacífico, limitada por las montañas Rocosas y los Andes; del pequeño extremo, meridional de Australia; de Tasmania y Nueva Zelanda y de Europa. En Europa es donde este clima está más desarrollado por la ausencia de barreras montañosas de Norte a Sur; se extiende desde las costas de Escandinavia y las del Norte de España hasta el Mar Negro y las llanuras del sur de Rusia. En esta zona es donde los matices son más variados; se pasa progresivamente del hiperoceánico (u <<oceánico auténtico>>) de las islas Británicas, a un régimen más continental (u <<oceánico de transición>>) propio de las llanuras de Europa central y oriental por el debilitamiento de la influencia oceánica a medida que se adentra en el continente.

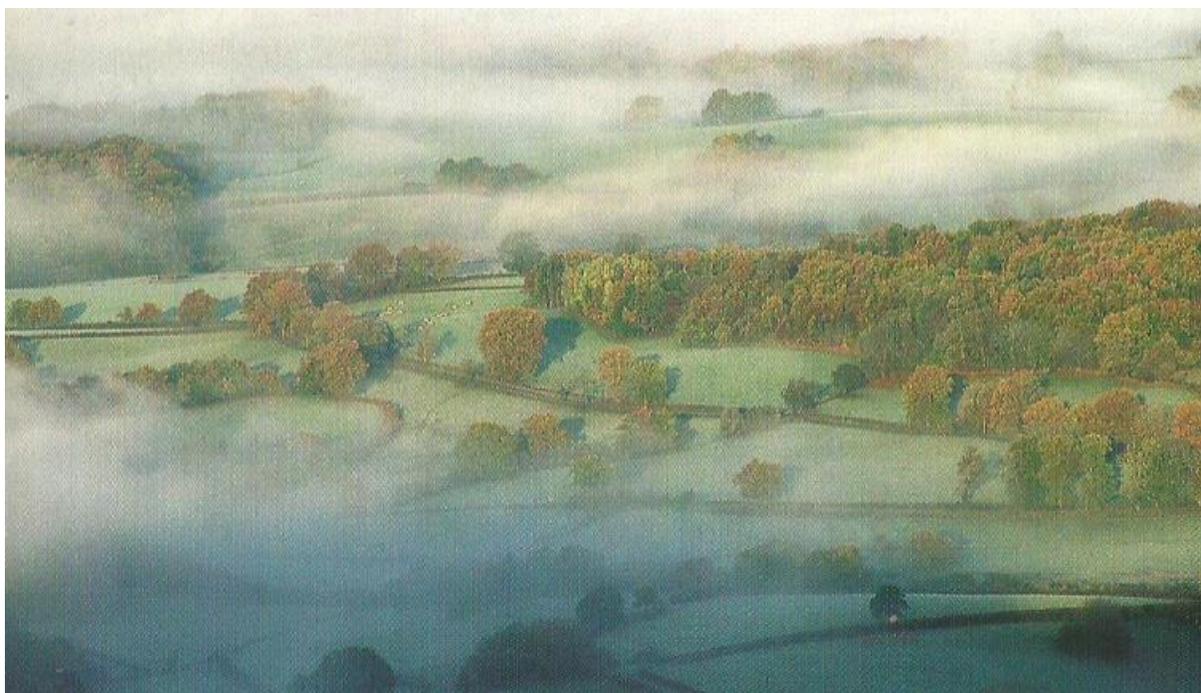


Ilustración 1: La humedad constante y las temperaturas moderadas son adecuadas para el desarrollo de la vegetación. Sin embargo, en la mayor parte de las especies se observa un período de latencia en invierno: los ritmos vegetales están determinados por la duración de la luz. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

En el clima <<océano auténtico>>, los inviernos son suaves y los veranos frescos; el hielo y la canícula son excepcionales y la variación térmica anual se sitúa entre los 5 y los 12 °C. Los vientos son frecuentes y fuertes y, a veces, adquieren la forma de intensas tormentas. El aire es húmedo durante todo el año, la nubosidad abundante y la insolación reducida. Las precipitaciones medias en las llanuras, más importantes en el norte que en el sur, varían entre 600 a 2200 mm/año. La estación fresca en general es lluviosa, aunque no existe un mes, o incluso, en la mayoría de las estaciones, un día, sin precipitaciones. Éstas adquieren forma de llovizna o chubascos, que pueden durar horas, aunque la característica del clima oceánico es precisamente la rapidez con que se alternan las precipitaciones y los claros, el tiempo en calma y las ráfagas de viento. Todos estos rasgos se van perdiendo con la continentalidad: las estaciones y las variaciones térmicas son más marcadas, los vientos más escasos y más débiles.

El clima oceánico se halla en las regiones que se encuentran bajo la influencia de la circulación del oeste y del *jet-stream* polar en altura. En esta región chocan las masas de aire polar con otras de aire tropical. En invierno, se produce un fuerte contraste entre estas dos masas de aire, las perturbaciones son muy activas y la nubosidad es elevada. En el Norte y el Este de esta zona, las incursiones del anticiclón frío pueden originar días secos, fríos y luminosos. En cambio, en verano, el flujo perturbado es menos activo porque el contraste térmico entre las dos masas

de aire es menos marcado. Los vientos son menos regulares y también menos fuertes. Además, el cinturón anticiclónico tropical (anticiclón de las Azores en Europa, de California en América del Norte y de la isla de Pascua en América del Sur) aumenta en latitud y provoca períodos secos, soleados y cálidos, sobre todo en las latitudes más bajas. Únicamente las regiones centrales (por ejemplo, Gran Bretaña) están afectadas todo el año por las corrientes perturbadas.



Ilustración 2: El viento, debido a los obstáculos mecánicos que impone, puede ser un factor que limite el desarrollo de la vegetación. En el caso de estos árboles, en Irlanda, que han desarrollado formas retorcidas. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

4.3.1.2. *El clima continental*

El clima continental se caracteriza por invierno riguroso y un verano suave o cálido y relativamente lluvioso, con matices, como la mayoría de los grandes tipos de climas.

El clima continental (o templado frío) es propio de las latitudes medias y altas del hemisferio Norte. En el hemisferio Sur, la ausencia de continentes en estas latitudes impide que se desarrolle. Así pues, se observa en el norte de los continentes americano y euroasiático. En Europa, se considera que abarca el interior de Escandinavia y la Rusia continental hasta los Urales. Más allá de estos límites, se habla de clima hipercontinental. Es también el clima propio del norte de China y del litoral siberiano hasta Kamchatka. En América del Norte, se extiende desde Alaska a Canadá y también es propio de la región de los Grandes Lagos.



Ilustración 3: El clima continental se caracteriza por estaciones diferenciadas: los inviernos son rigurosos y los veranos cálidos. Por el contrario, las estaciones de transición son breves y muy marcadas: la vegetación renace o bien se prepara para el invierno en sólo unos pocos días. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

Se caracteriza por tener inviernos fríos y marcados, veranos cálidos y una primavera y un otoño cortos, pero, a menudo, resplandecientes. El clima continental se distingue por unas diferencias térmicas anuales acentuadas: durante 3 o 4 meses la temperatura media desciende más allá de los 0°, con algunas puntas de -30°C o 40°C en periodos más o menos amplios. Entre junio y agosto, la temperatura media

alcanza y supera los 20 °C. La diferencia entre el mes más frío y el más cálido es prácticamente el doble que en las regiones oceánicas (se registra una diferencia de 29 °C en Moscú, por ejemplo, respecto a 18 °C en Copenhague que, sin embargo, está situada a la misma latitud).

Las precipitaciones son relativamente poco abundantes debido a la lejanía del océano y al debilitamiento o a la ausencia de los flujos del Oeste. Sin embargo, la pluviometría rara vez es un factor limitativo puesto que en invierno, en el momento en el que la vegetación necesita poca agua, es escasa, y en verano es relativamente abundante, a causa de la importancia de los fenómenos convectivos, que originan gran número de precipitaciones en toda la zona.



Ilustración 4: Para la vegetación, el invierno representa un trastorno importante, ya que durante varios meses el ritmo vegetativo se ralentiza debido al frío y a la nieve. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

En invierno, la situación de las altas latitudes hace que la radiación solar sea poco eficaz, ya que se originan altas presiones de origen térmico. Estos anticiclones impiden la penetración de las corrientes húmedas del Oeste que, de todas maneras, en esta estación afectan a latitudes más bajas. Sin embargo, a veces consiguen entrar, lo que conlleva algunas precipitaciones de nieve que cubren el suelo hasta que llega la bonanza primaveral. La nieve refuerza entonces las altas presiones térmicas. Tan sólo se originan precipitaciones invernales, más abundantes en los márgenes orientales de esta zona climática (Quebec, Costa este de Estados Unidos), debido a las advecciones de aire oceánico del Este. Entonces se producen

tormentas de nieve que pueden varios días y que dejan una capa mucho más espesa que en las regiones más occidentales. En verano, la radiación solar es extremadamente activa debido a la duración del día, se desarrolla la convección y la humedad se absorbe gracias a la evaporación de los suelos empapados de agua. Las masas de aire oceánico también se vuelven inestables por la convección.

Unos límites imprecisos.

En Europa, los límites entre el clima continental y el oceánico son difíciles de definir, ya que no existen barreras montañosas que permitan establecer una diferenciación clara. Este hecho planea inmediatamente la cuestión de los criterios que se utilizan para fijar los tipos de clima. Así, por ejemplo, se considera que el noroeste de Rusia tiene un clima continental si se pone el acento en las temperaturas invernales; lo mismo ocurre con el Norte de Italia si se da mayor énfasis a las frecuentes precipitaciones.

4.3.1.3. *El clima subtropical*

Fresco o suave, lluvioso en invierno y cálido en verano, el clima subtropical tiene unas marcadas diferencias térmicas anuales y dos regímenes de pluviometría estival.

El clima mediterráneo y el chino, ambos incluidos en la categoría subtropical, se observan en los climas de las latitudes medias y en los de la zona tropical. Asociado a la circulación del Oeste, el clima mediterráneo se encuentra, a menudo, en las fachadas occidentales de los continentes entre los 30 y los 45 °C de latitud, donde linda con el clima oceánico templado. Tal es el caso de la cuenca mediterráneo hasta Irán. California, Chile, suroeste de Sudáfrica y Australia. El clima chino es su equivalente, con una latitud ligeramente más baja (25 a 35°), y es el propio de las fachadas orientales de los continentes, tales como el extenso sureste de Estados Unidos, China y Japón, el sur de Brasil, el sureste de Sudáfrica, el este de Australia y el norte de Nueva Zelanda. Los climas mediterráneo y chino constituyen una transición entre la zona templada y la cálida. A causa de su situación geográfica de bisagra, las variaciones interanuales pueden ser marcadas: en verano, si la circulación del Oeste es relativamente baja en latitud, la pluviometría es elevada. Si, por el contrario, el cinturón anticiclónico subtropical tiene una latitud elevada, el verano es muy seco.



Ilustración 5: En Europa, el olivo constituye un buen indicador de los límites del clima mediterráneo. En algunos casos, la extensión de un clima se define utilizando como referencia la distribución de las formaciones vegetales (sabana, taiga...) o de especies determinadas. Así, el olivo tiene la característica de soportar mal las heladas constantes: su extensión corresponde aproximadamente al límite de la isoterma 0° para las temperaturas mínimas del mes más frío. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

El clima mediterráneo en la fachada occidental

La característica más destacable del clima mediterráneo es la ausencia de precipitaciones en verano. El período seco se alarga a medida que desciende la latitud o alejándose hacia el este, de manera que de tres meses en Niza se pasa a cinco meses en Argel y a nueve meses en Beirut. Las precipitaciones anuales, entre 300 y 1000 mm, tienen lugar, esencialmente, en la estación fría y, a veces, también en otoño, en forma de tormentas violentas y, en ocasiones, devastadoras. De hecho, el clima mediterráneo es muy luminoso y posee una nubosidad débil y una insolación elevada. Las temperaturas invernales, en general, son suaves; las heladas constituyen una excepción. En cuanto a las temperaturas estivales, son más elevadas al alejarse de los océanos y de su influencia moderadora.

Por su puesto, existen matices; algunas características se modifican en función de la geografía. Las invasiones frías son más frecuentes a medida que la latitud es más elevada, mientras que las sequías estivales son más marcadas en los márgenes tropicales. Hacia el Este se observa una cierta continentalidad, mientras que las advecciones de aire húmedo son más frecuentes en el Oeste. En los márgenes oceánicos (Marruecos, Chile, Sudáfrica), las nieblas matutinas pueden ser frecuentes, incluso en verano.

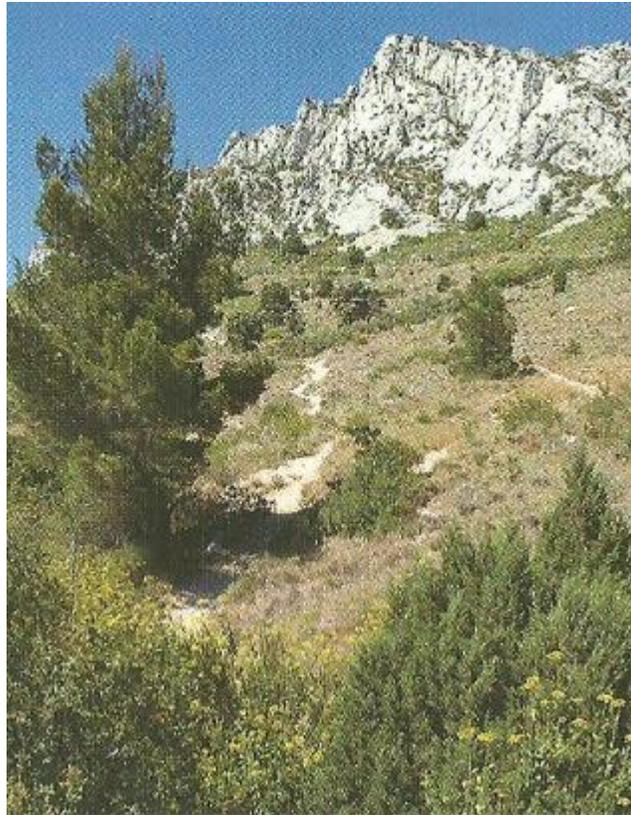


Ilustración 6: En la región mediterránea, la vegetación se caracteriza por su aptitud para soportar los veranos secos. En algunos casos, las plantas tienen hojas barnizadas, vellosas o espinosas, para reducir la evapotranspiración. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

El clima chino en la fachada oriental

En el clima chino, las precipitaciones son relativamente elevadas, entre 1000 y 1500 mm al año. Se producen durante todo el año, aunque el verano es la estación más húmeda por las masas de aire cálido y húmedo de la zona tropical que ascienden, arrastradas por los alisos o los monzones.

4.3.1.4. *La climatología del Mediterráneo*

Aunque el Mediterráneo da nombre a un tipo de clima caracterizado por inviernos húmedos y suaves, y veranos cálidos y secos, la vertiente mediterránea en sí misma tiene una climatología más compleja.

Este hecho es debido a que a diferencia de otras partes del mundo con un clima similar (California, centro de Chile, Sudáfrica Austral y el SW de Australia), el mar Mediterráneo está bordeado por masas de tierra. Este hecho que no hace variar el arquetipo de veranos secos e inviernos húmedos, pero precisamente en invierno se manifiesta un clima regional más dinámico, que supone un desafío superior para la navegación.

En tiempos pretéritos, la navegación se restringía al periodo entre los meses de mayo a octubre, incluso dicho de una manera más drástica, el invierno era un tiempo para preparar la guerra que estallaba en verano. Durante el mes de octubre, el invierno puede llegar en estas latitudes por el declinar y retirada de la alta presión de las Azores, que dejan que la influencia de su clima⁴ permita que las borrascas que discurren más al norte puedan sentirse.

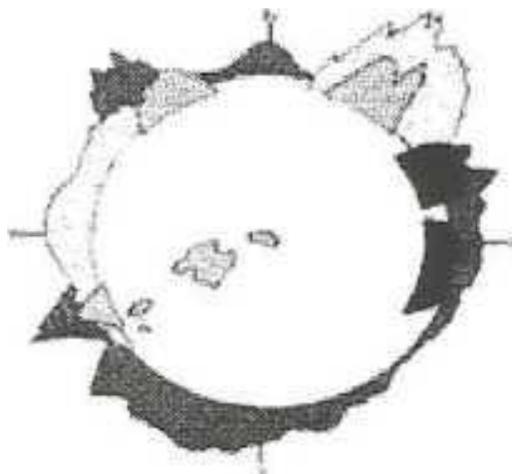


Figura 7: El cosmos mediterráneo según el Dr. Fontseré. (Fuente: *Associació Catalana de Meteorologia (Vilaclara i Ribas, E.), V jomades de meteorologia Eduard Fontseré, Barcelona, 1999.*)

En estas fechas, las masas de tierra de Eurasia más septentrionales se enfrían rápidamente, mientras que la temperatura en toda la vertiente mediterránea, se

⁴ Esta ruptura se puede producir incluso un mes antes. En setiembre de 1969, una baja explosiva al SE de Malta provocó el día 23 vientos atemporados y el hundimiento del petrolero de 20.000 Tm "Angel Gabriel". Después se desplazó al SW, produjo inundaciones en el norte de Africa y mató unas 600 personas al NE de Argelia y Túnez.

mantiene aún alta. Esto quiere decir que las masas de aire polar y ártico que llegan a la mar son mucho más frías que éste y se produce entonces una intensa convección. Estas condiciones se pueden producir cuando el aire marítimo Polar (mP) es empujado al sur por una baja que se sitúe entre Escandinavia y el norte de Francia y el oeste de Alemania.

La consecuencia inmediata de esta incursión de aire frío en el Mediterráneo es la ciclogénesis. La combinación de agua cálida y terreno montañoso en la vertiente norte son los condicionantes ideales para la generación de sistemas de bajas presiones eminentemente en el golfo de Génova, al sur del mar Jónico y alrededor de Chipre.

Todo ello, supone un Mediterráneo excepcionalmente tormentoso sobretodo durante el invierno. Por otro lado, como estos temporales se generan localmente (menos de un 10% provienen del Atlántico), su desarrollo es rápido y requiere de previsiones muy exactas que reflejen los efectos de la orografía local. Y a la vez, un conocimiento también local para saber interpretar las previsiones.

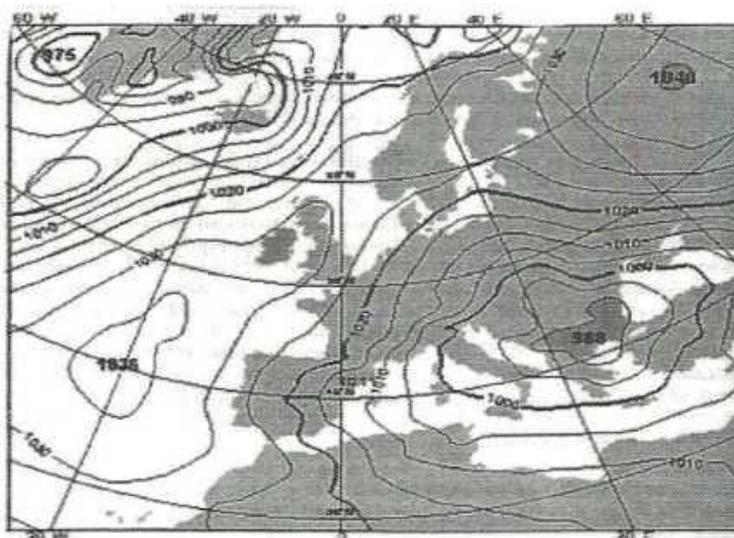


Figura 8: Esquema de las condiciones sinópticas en las que sopla el mistral por el valle del Ródano hacia el golfo de León. Esta previsión para el día 14 de febrero de 1996, parte del análisis del día 9 (cortesía deECMWF).

Ocasionalmente, los inviernos tempestuosos pueden tener comportamientos parecidos a los de los ciclones, aunque el hecho de que se desaten sobre una superficie marina relativamente fría (alrededor de 15°C) sugiere que deben ser más parecidas a las bajas polares. De hecho, cualquiera que sea su designación representa un serio fenómeno al que los buques se deben e enfrentar.

Un ejemplo gráfico en el año 1995: un sistema de baja presión formado cerca de los 38° N y 014° E el 13 de enero y que se movía al este, posteriormente cambió a sur

durante los siguientes dos días, llegando a valores mínimos de presión de 990,6 mb durante el día 14. Al mediodía del 16 de enero, desde el espacio parecía un verdadero ciclón tropical, pero con el ojo ligeramente diferente y vientos máximos de 75-80 nudos al inicio del día. Un fenómeno similar ocurrió el día 26 de enero de 1998, y golpeó un buque porta contenedores en situación 37° N y 018° E con vientos de hasta fuerza 11, y mares montañosas. El barco perdió 37 contenedores que posteriormente fueron un peligro para la navegación.

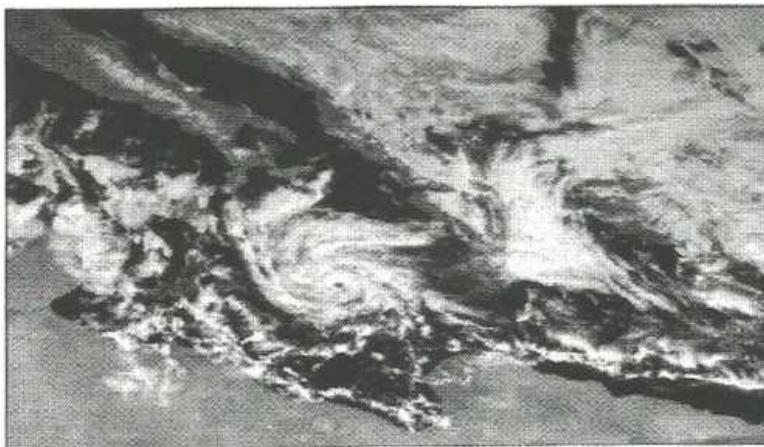


Figura 9: Imagen Meteosat de una tormenta en el Mediterráneo, el 16 de enero de 1995, que muestra una circulación tan simétrica como la de un ciclón tropical (© EUMETSAT2002).

El patrón de la ciclogénesis, se refleja en el comportamiento del viento y el de las olas.

Los vientos máximos cercanos a 25 nudos se desarrollan durante el mes de enero al oeste de Córcega y Cerdeña; y cuando las depresiones se desarrollan rápidamente, pueden producir vientos huracanados entre las dos islas.

Una área secundaria de fuertes vientos en aquel momento del año (invierno), se halla en el área desde el sur del mar Egeo, al sur de Creta, donde los vientos medios llegan a 25 nudos. La altura significativa de las olas alrededor de metro y medio es, en cambio, más modesta debido a la protección que ofrecen las masas de tierra cercanas.

El área de vientos más fuertes comentada a occidente de las islas Tirrenas se mueve dentro del golfo de León durante el mes de marzo y se reduce a unos veinte nudos. Entonces se va abatiendo hacia la costa española en el mes de mayo, mientras se disipa.

En verano, los vientos más fuertes se asocian con los efectos más locales, y en otoño los vientos medios más fuertes (hasta 25 nudos en noviembre) se desarrollan

en el estrecho de Gibraltar, aunque las zonas más abiertas del Mediterráneo experimentan vientos medios de alrededor de 15 nudos.

Un segundo hecho definitorio, que nos permite entender mejor la climatología local, es el papel que desarrollan los vientos locales. Alguno de ellos como el Mistral, son parte integrante de la climatología a gran escala de la región, mientras que otros no pasan de ser más locales.

El mistral, que sopla hacia abajo por el valle del Ródano y después desemboca en el golfo de León, usualmente se presenta con un patrón caracterizado por la situación de un centro de baja presión en los Balcanes, junto con el centro de altas presiones de las Azores, lo que genera de forma conjunta un patrón de situación del norte (vientos de norte) en territorio francés, que posteriormente la orografía dará la dirección final de mistral.

Durante el invierno, este viento se refuerza por el efecto enfriador de la cobertura nivosa de la zona citada, provocando que el flujo implique descendencia de aire desde los Alpes y el Massif Central. Este hundimiento gravitacional de aire frío, y por tanto denso, hacia el fondo de los valles, se denomina viento catabático. Es un viento seco y frío, generado por el contraste térmico explicado antes, que baja por el valle del Ródano y que cuando se combina con un fuerte patrón sinóptico de viento del norte puede producir velocidades de viento de hasta 80-85 nudos en las proximidades del delta del Ródano, con un cielo claro y sol brillante.

Entre los meses de diciembre y mayo se desata una media de unos 26 días, durante los cuales el mistral puede soplar a 3 nudos o más, con una ligera punta de actividad entre el mes de marzo y de abril (hasta 11 días entre ambos).

El resto del año sólo se producen episodios raros, aunque aún menos intensos a lo largo del verano. Estos vientos decrecen rápidamente cuando penetran en la mar, aunque ocasionalmente pueden extenderse hasta la isla de Malta o el norte de África.

El peligro para la navegación supone el levantamiento en muy poco tiempo de mares elevadas, fenómeno que se desata fundamentalmente en el mes de marzo, cuando la altura significativa de la ola en la parte meridional del golfo de León llega a los 2 metros, el valor más alto de entre las estadísticas del Mediterráneo.

Los mismos efectos catabáticos se asocian al Bora, el cual es un viento del NE que sopla en la costa oriental del Adriático septentrional en invierno, donde produce violentas tempestades y ráfagas a veces de hasta 100 nudos. Estas condiciones se intensifican cuando la baja presión mediterránea está bien desarrollada y se mantiene una alta presión persistente encima de Europa. En particular, detrás de un frente frío moviéndose al SE sobre el Adriático, el efecto se refuerza por el

descenso catabático de aire frío de las montañas Dálmatas. Y aunque podemos hallar estas características bien definidas a lo largo del año, nos encontramos también efectos más espontáneos que sí que suponen un mayor peligro para la navegación.

A lo largo de la costa este de España nos encontramos las levantades y vendavales, que son la manifestación invernal clásica aparte de los vientos locales. Las primeras características de estas tormentas patrón del NNE y ENE, asociadas a borrascas que pasan el Mediterráneo entre Francia y Argelia, pueden producir mares verdaderamente duras, cuando el viento se entabla del NE y encuentra un considerable fetch. Estas tormentas son más frecuentes y peligrosas en otoño y especialmente en primavera. Los vendavales se caracterizan por vientos fuertes del SW a través del estrecho de Gibraltar, subiendo por la costa española, asociados a depresiones que avanzan desde las postrimerías de otoño a principios de la primavera. El peligro principal son las violentas tempestades desencadenadas y el aparato eléctrico que comporta.

La transición de vientos dominantes entre las dos mitades del año altera completamente el carácter de los vientos locales. En ausencia de ciclogénesis, los patrones de vientos locales están dominados por las siguientes cuestiones: de dónde viene el viento y qué pasa mientras sopla.

Por ejemplo el Sirocco (conocido como Leveche en España o Llebeig en las islas Baleares, Ghibli en Libia o Khamsin en Egipto), es el viento cálido del SW, asociado al avance de una depresión que se mueva rumbo este a través del Mediterráneo. Es más común durante la primavera dado que la alta presión subtropical se mueve al norte.

Desde que se presenta cálido, seco y cargado de polvillo del Sahara, cuando atraviesa el Mediterráneo, absorbe grandes cantidades de humedad, que lo convierten en un cálido y bochornoso viento. La consecuencia más evidente del khamsin, es su surgir de forma casi espontánea sin indicios previos y en forma de estrecho canal de viento, lo que supone un peligro para las amarras en las terminales costeras abiertas, donde puedan estar atracados grandes buques (bulkcarriers, supertankers,...).

Otro problema para la navegación se da cuando este aire pasa por encima de aguas más frías en el Mediterráneo Septentrional, durante la primavera o principios de otoño, formando rápidamente una densa niebla.

Pero quizás los vientos más conocidos durante el verano son los Etesios (el meltemi turco) que soplan entre el NE y el NW en el mar Egeo. Esta es una de las consecuencias del sistema de baja presión, que se extiende desde Anatolia al NW de la India, formado por el intenso caldeamiento sufrido en la región (baja cálida).

Estos vientos, llegan a la máxima intensidad durante el mes de agosto, cuando rondan los 15 nudos en el Egeo meridional y produce condiciones de tiempo variable, hecho que beneficia a las regiones costeras pues moderan la temperatura. Ocasionalmente pueden asociarse a tormentas violentas que producen vientos repentinos y turbonadas (conocidas como bourini en Grecia) y causando daños considerables a la navegación local.

Estos episodios más extremos son más probables cuando el patrón de la circulación general atmosférica se combina con el influjo de aire frío a niveles superiores proveniente de latitudes más altas, mientras que en superficie el aire cálido continúa llegando a la baja térmica. Esta combinación hace de la atmósfera un mecanismo altamente inestable, que se convierte en un escenario ideal para la actividad convectiva y la formación, por tanto, de tormentas vigorosas.

Tabla 3: Principales vientos en el Mediterráneo

NOMBRE	DESCRIPCIÓN
BORA	Viento frío, muy seco, del NE y a menudo violentamente racheado y chubascoso, que sopla descendiente por las montañas en la costa oriental del Adriático. Más común en invierno.
GHIBLI	Viento cálido, seco, de mediodía, que sopla en Libia por delante de las depresiones y se mueve al este en el Mediterráneo. Más a menudo, al final de la primavera.
GREGALE	Viento fuerte del NE en la parte occidental y central del Mediterráneo, durante la mitad invernal, particularmente importante en Malta por la orientación norte de muchos de sus puertos.
KHAMSIN	Viento cálido, seco, de mediodía, que sopla en Egipto por delante de las depresiones que se mueven hacia el este en el Mediterráneo a menudo a finales de la primavera.
LEVANTE	Viento del este en el estrecho de Gibraltar. Más frecuente de julio a octubre y marzo.
LEVECHE, LLEBEIG	Viento cálido, seco y de mediodía que sopla en la costa SE de España por delante de una depresión avanzando.
LLEVANTADES	Tormentas del NE potencialmente peligrosas, que soplan a lo largo de la costa este de España en primavera y otoño; asociadas con el movimiento lento de las depresiones que cruzan el Mediterráneo occidental.
MELTEMI (ETESIOS)	Vientos del norte que soplan durante el verano en el Egeo.
MISTRAL	Viento del NNO que sopla en la costa mediterránea desde el Ebro a Génova. Puede desatarse durante cualquier momento del año pero es más intenso y frecuente entre diciembre y abril.
SIROCCO	Viento templado, cargado de polvillo y del sur, que proviene del Sahara, más común en primavera y otoño. Normalmente encabeza un frente frío.

VENDA VALES

Chubasco intenso del SO, en el estrecho de Gibraltar y en la costa este de España. Se asocia a las depresiones y es propio de la mitad invernal del año.

4.3.1.4.1. Situaciones características del Mediterráneo

La costa mediterránea española es una de las regiones meteorológicas más complicadas desde el punto de vista sinóptico. La mayoría de las perturbaciones que circulan por el Mediterráneo se forman en su mitad occidental, es decir la que linda con la costa española por el oeste, que es la bañada por aguas más templadas y con unas condiciones climáticas más favorables.

Por otra parte, esta zona del Mediterráneo se ve sometida con frecuencia a los efectos de las borrascas atlánticas pero de una forma distorsionada por la orografía y por la temperatura del agua. Es frecuente la situación, especialmente de verano a otoño, de que un frente atlántico poco activo se revitalice con el agua cálida del mar, formando una borrasca secundaria que suele provocar fuertes aguaceros en el caso de que en las capas altas de la atmósfera exista inestabilidad.

Los principales vientos de componente norte son: el mistral, la tramontana y el gregal, y todos son los que estadísticamente dan las situaciones más atemporaladas.

El mistral y la tramontana soplan encajonados por los valles del Ródano y del Ebro, que desembocan en el mar con notable violencia. Corresponde a los vientos de esas direcciones la máxima frecuencia observada de casos de temporal mediterráneo.

a) Situación del NW

Es la situación en la que se da el cierzo o mistral en el valle del Ebro, que sopla con especial intensidad en la zona de su desembocadura y que suele alcanzar con fuerza la zona media del mar balear. La presencia de una borrasca en la península escandinava suele generar estas situaciones cuando el anticiclón de las Azores se halla en suposición habitual. El NW también golpea con fuerza el golfo de León, y se puede registrar rachas de más de 30 nudos con frecuencia y situaciones atemporaladas de más de 40 nudos.

b) Situación del norte: la tramontana

La situación isobárica que origina el viento del norte en el golfo de León y el mar balear se caracteriza por la presencia de una borrasca en el norte de Italia. Esta suele devenir de la evolución de un frente atlántico que se ondula al llegar a las aguas cálidas del Mediterráneo o de la evolución de una situación del NO en la que la borrasca principal se desplaza desde las islas británicas en el sentido NW-SE gracias a que el anticiclón de las Azores no tiene una cuña fuerte en la península.

El descenso de la temperatura es notable y las peores condiciones para la navegación se dan en el golfo de León y norte del mar balear, en especial en la zona situada a 90 millas del cabo Bagur sobre el paralelo 42. En la costa, la zona del cabo de Creus es la que registra las rachas más intensas, que con frecuencia sobrepasan los 40 nudos.

c) Situación del NE: El gregal

El viento del NE se suele dar en primavera, verano y otoño, tanto como una evolución de una situación de tramontana como de levante. En invierno se suele dar cuando el anticiclón de las Azores se alarga hacia las islas británicas y una borrasca se sitúa en la zona de Italia y los Balcanes; en esta situación se forma una corriente de aire frío continental que provoca las denominadas olas de frío que afectan preferentemente a la mitad este de la península. El aire es relativamente seco, por lo que genera pocas nubes y menos precipitaciones. Las situaciones suelen persistir unos 4 días de media y el viento, en estos casos, no suele sobrepasar los 20 nudos.

d) Situación del este: el levante

Las situaciones de levante son las más peculiares meteorológicamente y de mayor trascendencia climática en la costa mediterránea de la península ibérica. Se dan cuando un anticiclón se centra en la zona de Francia o Alemania, más o menos oval, y una depresión se sitúa en el norte de África.

En función del recorrido del viento sobre el agua del mar el viento se carga más o menos de humedad, con sensibles variaciones en cuanto a las precipitaciones, que pueden llegar a ser muy fuertes si el viento llega húmedo y en las capas altas de la atmósfera hay aire frío.

e) Situación del oeste: ponientes secos y calientes

En el Mediterráneo, las situaciones de poniente son poco frecuentes pero cuando se dan alteran sustancialmente las condiciones climáticas habituales originando temperaturas altas y ambiente seco en casi todas las costas levantinas y del sur de Cataluña.

El poniente alcanza especial intensidad cuando hay varias borrascas consecutivas en el Atlántico entre las latitudes 40 y 50. En estos casos, las costas de la Comunidad Valenciana reciben el máximo calentamiento y sequedad del aire por el efecto Foehn, mientras que en las costas Baleares se origina fuerte oleaje.

Cuando esta situación se da en verano aunque sea más frecuente en invierno se suelen originar los más devastadores incendios forestales.

4.3.1.5. *El clima ecuatorial*

Cálido y húmedo, sin contrastes estacionales marcados, el clima ecuatorial se observa cerca del ecuador, donde la duración del día es uniforme durante todo el año.

Contrariamente a lo que su nombre parece indicar, el clima ecuatorial no se desarrolla sólo a nivel del ecuador; también puede observarse hasta 10 ó 20° de latitud, en América Central, Amazonia, las Antillas, Indochina o Filipinas. Por otra parte, toda la franja ecuatorial no posee un clima ecuatorial; en África oriental, por ejemplo, hay estaciones secas muy marcadas, o en algunas regiones montañosas la topografía provoca importantes modificaciones climáticas de las latitudes bajas.

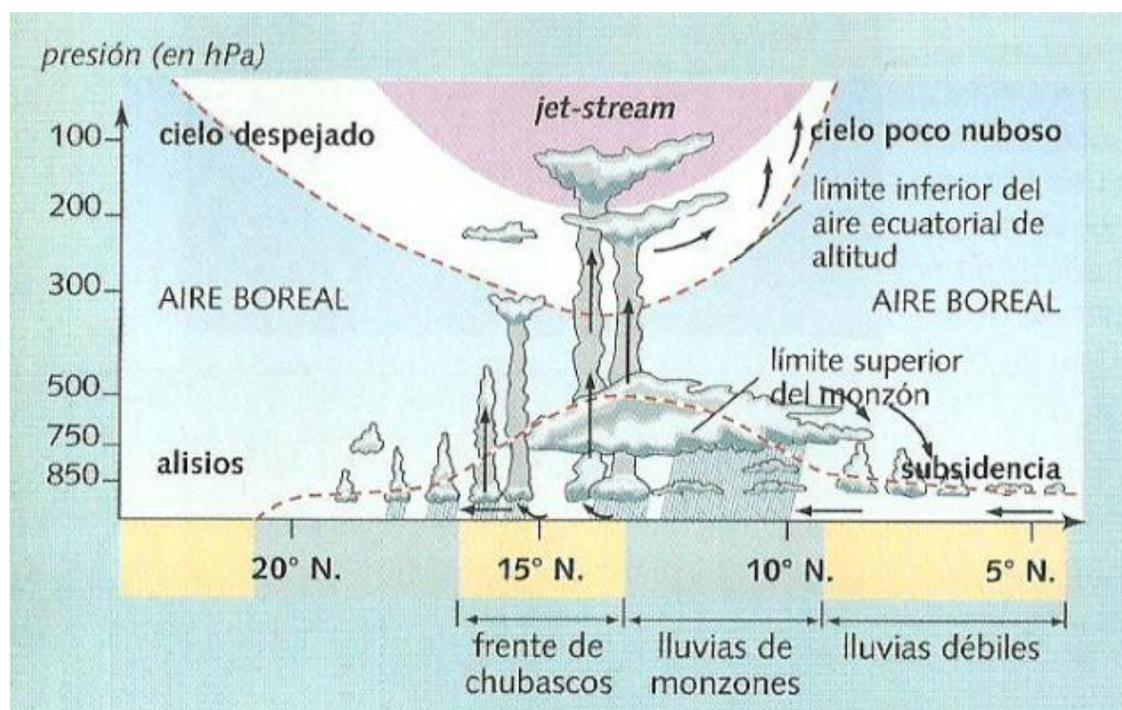


Figura 10: La zona de convergencia intertropical corresponde al límite entre la circulación atmosférica de cada uno de los hemisferios. Los alisos, formados en el flanco de los anticiclones subtropicales, soplan del Noreste hacia el Suroeste en el hemisferio Norte y del Sureste hacia el Noroeste en el hemisferio Sur: su <<encuentro>> ocasiona una ascensión, caracterizada por cumulonimbos, y un cinturón de bajas presiones coronado por una jet-stream. Fuente: Archivos Larousse, Laurent Blondel, Graziella Boutet, Jean-Yves Grall, Vincent Landrin, Tom Sam You, Léonie Schlosser.

El clima ecuatorial es cálido y húmedo durante todo el año. La temperatura media es del orden de 26°C y la diferencia anual es baja (de 1 a 6°C), en general inferior a las diferencias diurnas que llegan hasta 10°C. Esta gran homogeneidad permite que se desarrolle el bosque ombrófilo (verde todo el año). En las llanuras, las precipitaciones están comprendidas entre 1.5 y 2. M al año, excepto en los relieves expuestos a los vientos húmedos. En la montaña Pelada, a 1400 m de latitud, se recogen 8 m de agua al año. Estas precipitaciones se producen durante todo el año,

como en Indonesia o Nueva Zelanda, a veces con un ligero pico en los equinoccios. En otras regiones, como la Amazonia o el Congo, existe una estación seca; mientras esta inflexión no exceda los tres meses y las precipitaciones de los períodos precedentes sean suficientes para compensar este déficit, esta <<estación seca>> no resulta perjudicial para la vegetación. La higrometría, elevada durante todo el año (siempre es superior al 75 % y, a veces, incluso llega al 90%), está relacionada con la alta capacidad higrométrica del aire caliente y con la disponibilidad de agua debido a los océanos, los suelos y la vegetación.

Las temperaturas regularmente cálidas se explican por las aportaciones solares, importantes y regulares. Con 12 horas de luz y un sol que cae verticalmente, se recibe una cantidad importante de energía solar. Sin embargo, a causa de la intensidad de la evaporación, el cielo a menudo está cubierto, lo que hace que la insolación no llegue a la mitad de su duración máxima teórica. Esto limita el calentamiento del suelo durante el día y reduce el enfriamiento nocturno, originando una temperatura cálida y húmeda.

La importancia de las precipitaciones se debe a la convergencia intertropical. Las regiones que tienen un clima ecuatorial son, en efecto, las que se encuentran en la zona en que convergen los alisos. En esta franja llamada <<zona de convergencia intertropical>>, las presiones son bajas, el gradiente térmico es poco marcado y las ascendencias resultan fáciles. Como la zona de convergencia intertropical realiza una oscilación estacional relacionada con la de la declinación del sol, los períodos más lluviosos corresponden a aquéllos en los que la convergencia es más activa o más estable en el ecuador, es decir, en los equinoccios.

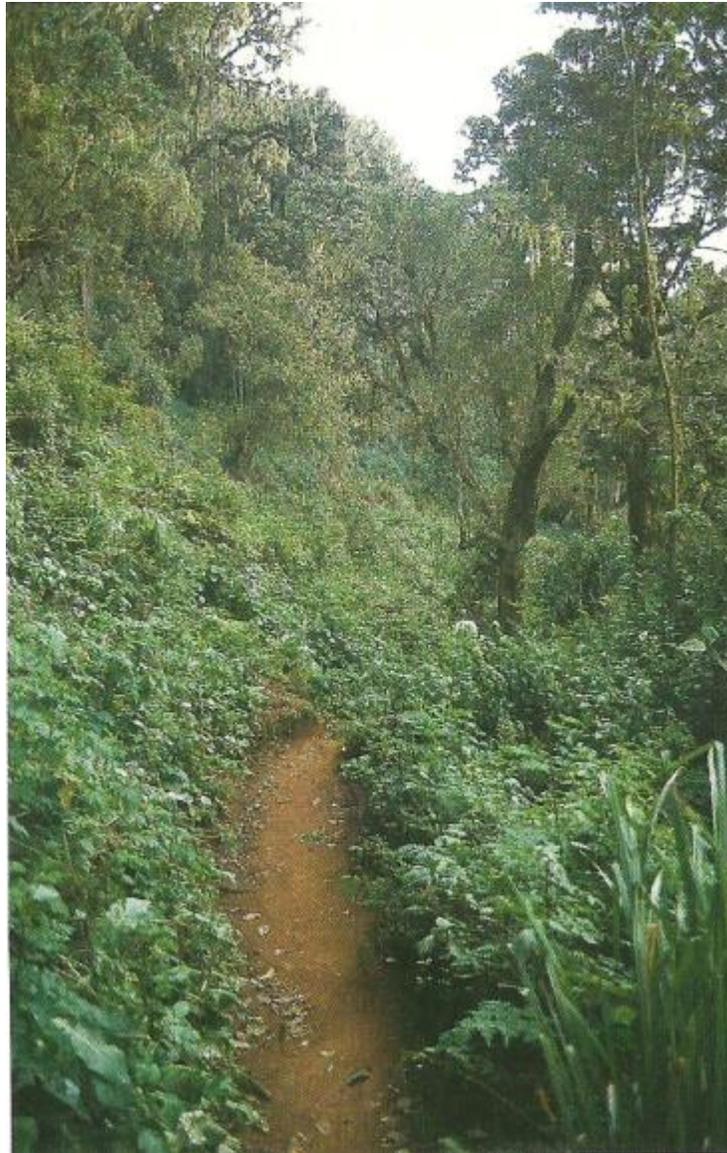


Ilustración 7: En los grandes macizos forestales de la zona ecuatorial, se estima que el ciclo de agua se efectúa casi completamente en un circuito cerrado: la evapotranspiración suministra la humedad necesaria, el calor permite la ascendencia y la condensación y las precipitaciones se desencadenan localmente. Sin embargo, las advecciones de aire húmedo son necesarias para mantener la reserva de agua, que es evacuada, en parte, por las flores.

Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

El ecuador en climatología

En climatología y en meteorología, a veces se habla de «ecuador meteorológico» y de «ecuador térmico». El primero corresponde a la línea que separa el límite entre la circulación atmosférica de cada uno de los hemisferios, y el segundo a la línea imaginaria que relaciona la temperatura media anual máxima con cada meridiano. Inversamente, se habla de «polo de frío» para referirse a la región de cada hemisferio donde se registran las temperaturas mínimas más bajas.

4.3.1.6. *El clima tropical*

El clima tropical se caracteriza por la inexistencia de una estación fría y la presencia de una o dos estaciones húmedas, entre las que se intercalan una o dos estaciones secas.

El clima tropical se observa en toda la zona intertropical. Sin embargo, excluye los climas tropicales áridos, en los que la estación seca se prolonga durante diez meses y donde las precipitaciones no pasan de 450 mm, y aquéllos en los que la estación seca está muy poco marcada, considerados climas ecuatoriales. Más seco en zonas desérticas (Anticiclón) y más húmeda en zonas costeras, el clima tropical se observa en las latitudes bajas, siguiendo dos franjas longitudinales: la primera, en el hemisferio Norte, pasa por América Central y el Norte de América del Sur, África Occidental y Central (costas meridionales de Senegal y golfo de Guinea, hasta los Grandes Lagos) y , por último. Asia, desde la India a Indochina. Una segunda franja, en el hemisferio Sur, engloba los márgenes meridionales, de la Amazonia hasta Paraguay, Angola, el Sur de Zaire, Zambia, las costas occidentales de Madagascar, el Sur de Indonesia y de Nueva Guinea y el Norte de Australia.



Ilustración 8: La sabana es la formación vegetal característica del clima tropical. En ella se encuentran más o menos árboles según la intensidad y la duración de la estación de las lluvias. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

En todas estas regiones, las temperaturas son elevadas: la media del mes más frío es superior a los 18 °C. Este hecho no impide que las temperaturas nocturnas descendan durante la estación seca, que corresponde al invierno, cuando los días son más cortos; son frecuentes las temperaturas mínimas de 12 °C en África y de 10 °C en Asia. Pero, sobre todo, lo que caracteriza las alternancias estacionales es la pluviometría: en general, en los márgenes del clima ecuatorial sólo existe una estación seca, pero, en latitudes más altas, hay dos, que cada vez son más marcadas. La primera, más definida, corresponde al invierno, cuando las noches son más largas y la altura del sol es menor: los días son soleados y las noches frescas. La segunda, más breve pero más difícil de soportar, se produce en primavera. En los largos días tórridos, cuando el sol alcanza una altura elevada, con frecuencia se pueden superar los 40°C.

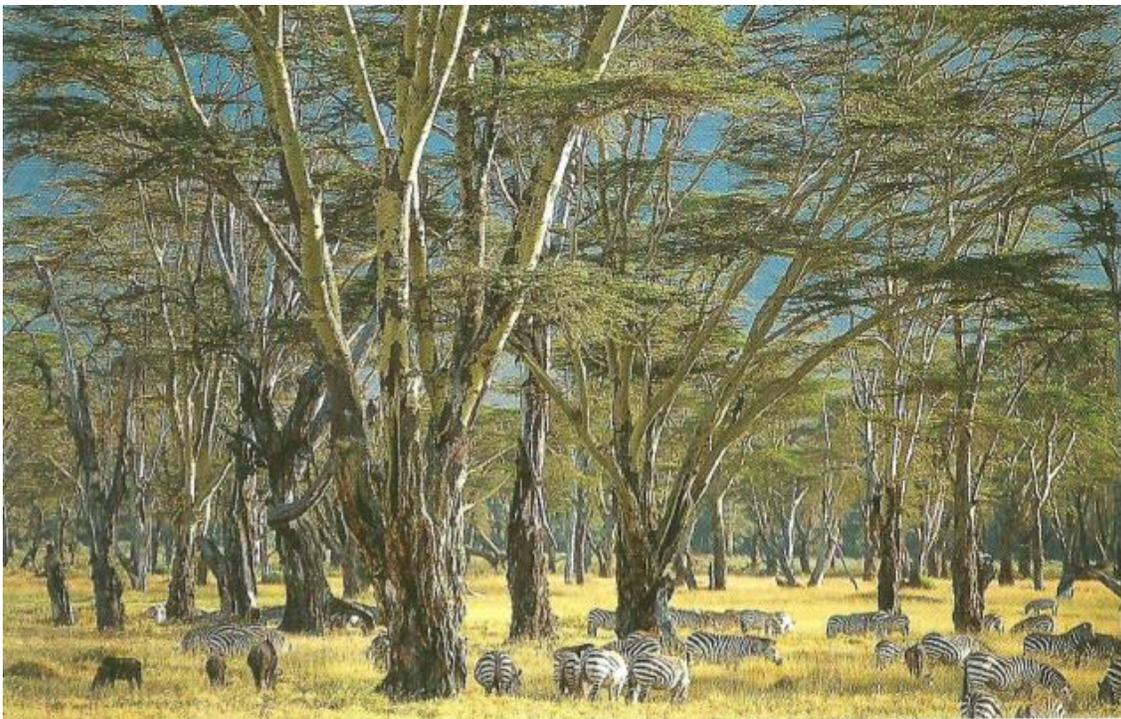


Ilustración 9: Algunos árboles se adaptan a la estación seca desarrollando troncos enormes que les permiten almacenar reservas hasta la próxima estación húmeda. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

La principal estación lluviosa corresponde al verano (agosto), con una diferencia en Asia, que se produce en otoño (octubre-noviembre). En el noreste brasileño, el punto álgido se alcanza entre junio y agosto, lo que corresponde al invierno en el hemisferio austral. Durante la estación lluviosa pueden recogerse entre 0.5 y 2 m de agua. En numerosas regiones, existen dos estaciones lluviosas: una a principios del verano y otra a comienzos del invierno. Este hecho permite subdividir el clima tropical en dos subclimas: el tropical húmedo (llamado también <<sudanes>>), en el que la estación lluviosa es larga (de siete a diez meses) y la estación seca y

tórrida es menos marcada; y el tropical seco (llamado también saheliano), en el que la estación seca es marcada y las lluvias son irregulares. Estos ritmos pluviométricos se relacionan con la oscilación de la zona de convergencia intertropical.

Variación estacional

Como cualquier circulación atmosférica afectada por las aportaciones de energía solar, la zona de convergencia intertropical o «ecuador meteorológico» sufre una variación estacional: se extiende y aumenta su latitud en verano, es decir, va hacia el Sur durante el verano austral. En el mes de agosto alcanza el límite más septentrional y hacia el mes de febrero, el más meridional.

4.3.1.7. Los climas monzónicos

El monzón, de una gran importancia para los ritmos pluviométricos, es una corriente atmosférica que corresponde al paso de los alisos por el ecuador, donde cambia de dirección.

El monzón es un fenómeno general de la zona intertropical, excepto entre los 20° Oeste (costa occidental de África) y los 160° Este (este de Australia), donde no se produce una inversión de los vientos porque los alisos no cruzan la zona de convergencia intertropical. Se produce de África a Asia y del océano Índico a Australia y Nueva Guinea; todas estas regiones tienen en común una fuerte oposición entre un continente al Norte y un océano al Sur. En Australia y África, sin embargo, el monzón no está relacionado con un invierno frío. Por esta razón, a veces se prefiere reservar el nombre de monzón a Asia. De hecho, en el subcontinente indio es donde este proceso es más marcado.

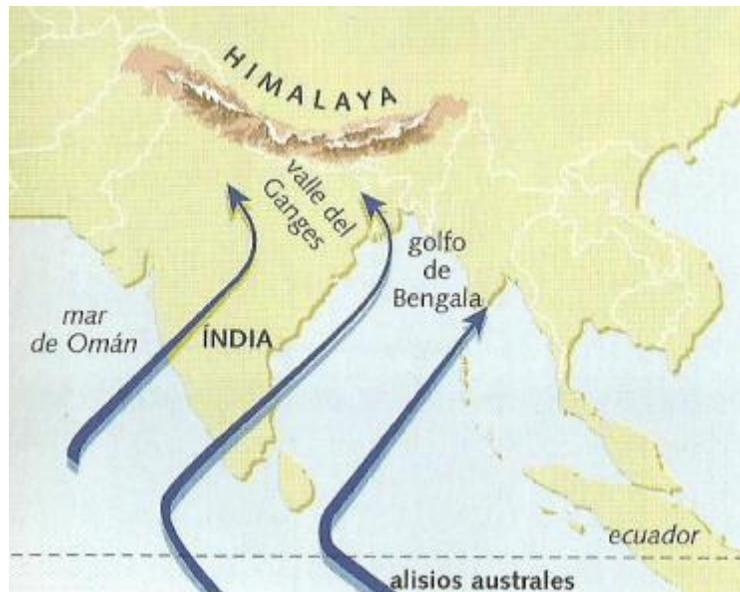


Figura 11: **El contraste continente** sobrecalentado/océano frío es una de las condiciones que favorecen el desarrollo de un monzón, el cual se debilita cuando la diferencia térmica se atenúa. Este hecho se produce cuando los días se hacen más cortos y el sol está más bajo en el horizonte al final del verano. Fuente: Archivos Larousse, Laurent Blondel, Graziella Boutet, Jean-Yves Grall, Vincent Landrin, Tom Sam You, Léonie Schlosser.

Desde el punto de vista de las temperaturas y las precipitaciones, los ritmos que se observan en la India son los de un clima tropical: la primavera (de abril a mayo) es seca y tórrida. La estación de las lluvias se desarrolla de principios de junio a julio, cuando asciende hacia el Norte y el Este, y concluye entre septiembre y octubre, cuando el monzón se retira hacia el Sur. Esta estación de lluvias es extremadamente marcada; las regiones afectadas reciben durante este período más del 80 % y, a veces, más del 100 % de las precipitaciones anuales. Después se inicia la estación seca, que dura hasta el verano siguiente. En invierno, se inicia el monzón del Noreste: en la India, las masas de aire proceden del continente euroasiático, pero cuando pasan por encima del golfo de Bengala se cargan de agua y generan precipitaciones que afectan, esencialmente, al este del Decán. Esta estación, en general, es luminosa y, a veces, más fresca. En cambio, en regiones como el norte de Australia, el monzón del invierno pasa por encima de zonas marítimas y trae lluvias.

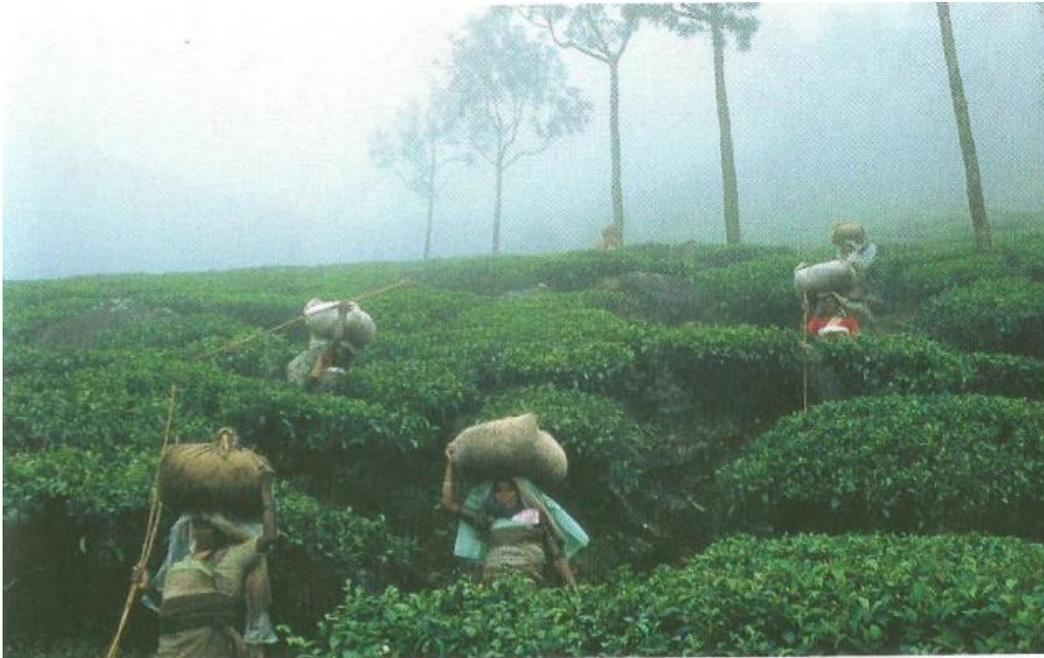


Ilustración 10: En el sur y el sudeste asiáticos, más del 80 % de la pluviosidad se produce durante los monzones: las cortinas de agua son espectaculares, ya que en estas regiones se observan los récords mundiales de precipitaciones anuales (más de 10 m por año en las estribaciones del Himalaya). Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

En invierno, la circulación atmosférica en el sur de Asia responde al mismo modelo que la de otras regiones: un anticiclón que forma parte del cinturón de las altas presiones tropicales recubre el subcontinente indio y genera vientos del Noroeste en su flanco sur, propios del cinturón de los alisios. Éstos cruzan el ecuador geográfico y, al hacerlo, cambian de dirección y dan lugar al monzón del Noreste. Durante el invierno, en el hemisferio Sur (en verano, en el hemisferio Norte), se refuerza el anticiclón del Índico. En este sentido, los alisos que se forman en su flanco septentrional son arrastrados hacia el norte mucho más allá del ecuador porque el anticiclón indio se debilita hasta desaparecer por causa del calentamiento del suelo y de las capas bajas de la atmósfera. Al cruzar el ecuador, la corriente invierte su dirección y se convierte en el monzón del Sudoeste. En India, esta corriente cambia de nuevo su dirección cuando choca con el Himalaya.

Término con varios significados

En su origen, el término <<monzón>>, procedente del árabe, designaba la inversión anual de los vientos en el sur de Asia y en el océano Índico. Pero también se utiliza para referirse a la estación afectada por este viento (en este caso, en general, se trata del monzón del Sudeste), a la masa de aire que lo transporta (lluvia monzónica) o a este tipo de circulación atmosférica general. En algunos casos, su utilización abarca a toda la región donde puede producirse y, en otros, solamente a India, al sureste asiático y a Asia oriental.

4.3.2. Climas extremos

Los climas extremos (o áridos) imponen unas condiciones de vida difíciles: la falta de agua es un factor limitativo para la vegetación, los animales y los hombres. No resulta fácil delimitar un umbral pluviométrico de la aridez en la medida en que no sólo afecta a las precipitaciones, sino también a la evaporación, que depende de la temperatura del aire, de la presión y de la velocidad del viento. La aridez también puede apreciarse estudiando los vegetales y los animales. Aunque la vida existe prácticamente en todo el planeta, la variedad y la densidad de la actividad biológica son muy reducidas y más uniformes en las zonas áridas.

La poca actividad y diversidad de la vegetación constituye un indicador de los efectos del clima en la vida. Este hecho se debe a la falta de precipitaciones o al frío que provoca una sequía biológica.

4.3.2.1. El clima polar

El clima polar es árido, sin calor estival, con inviernos glaciales y vientos fuertes que refuerzan la capacidad desecante del aire. Todo ello excluye prácticamente el mantenimiento de la vida.

La extensión del clima polar se caracteriza por la isoterma⁵ +10°C en la media del mes menos frío. En el hemisferio Sur, este límite pasa aproximadamente a 50° Sur, y alrededor del Ártico es más irregular y se sitúa entre el 50° Norte (Labrador) y el 70° Norte (noreste de Siberia, Alaska), englobando el conjunto de Groenlandia, dos tercios de Islandia, una franja de Escandinavia y el Territorio del Noreste.

⁵ Línea, lugar o espacio caracterizado por la misma temperatura en un período determinado.

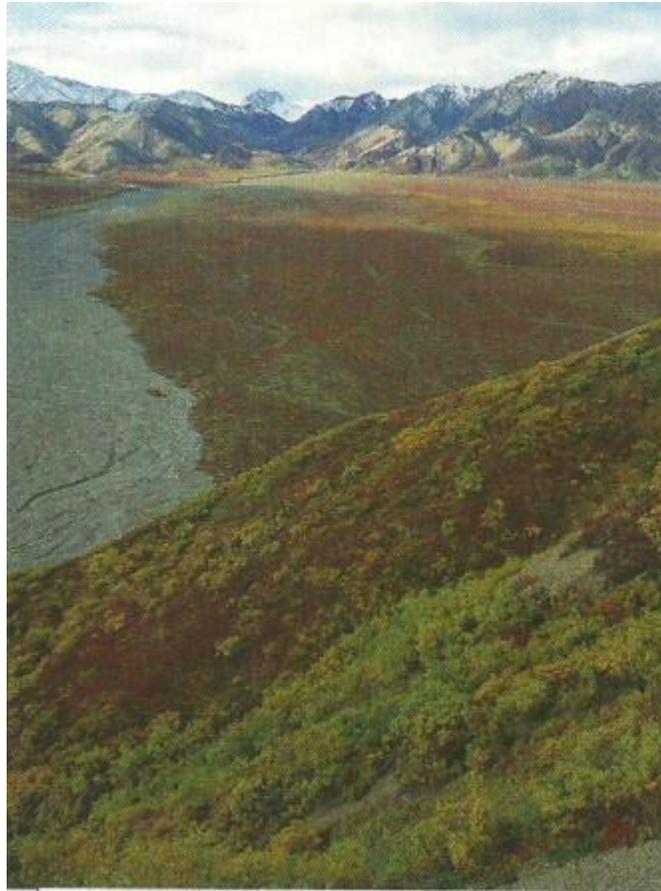


Ilustración 11: Debido a la escasez de estaciones meteorológicas en las altas latitudes, el clima polar ha sido definido durante mucho tiempo tomando como referencia al límite del árbol que corresponde con la isoterma 10 °C en los meses menos fríos. Pero también se han empleado otros criterios, como por ejemplo, la presencia de un permafrost (suelo helado) de manera continuada. O bien el hecho de que se produzca una estación sin hielo con una duración de setenta días. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

En estas latitudes, el frío es permanente en invierno, y el mes más riguroso es febrero. En Canadá, en la estación Eureka situada a 83° Norte, la temperatura media de febrero es de -37°C. El litoral norte de Eurasia está congelado, excepto una estrecha franja que bordea Escandinavia, sometida a la deriva noratlántica. El verano es claramente menos frío: el contorno del océano Ártico está libre de hielo. Sin embargo, ningún mes escapa a las heladas. Cuanto más se asciende hacia los polos y más se adentra en las superficies heladas, menos abundantes son las precipitaciones. Las caídas anuales de nieve son de alrededor de 1 m en las regiones insulares situadas cerca del círculo polar y de 5 m en el corazón de la Antártida.



Ilustración 12: El oso polar está perfectamente adaptado al frío intenso de estas regiones. Su piel le sirve de protección y le permite proveerse de alimento en las aguas heladas del océano Ártico. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

Dentro de estos límites, existen matices considerables entre el clima del centro de los inlandsis (Groenlandia, Antártida), el ártico continental (litoral septentrional de Siberia, Canadá y Groenlandia), el polar oceánico (norte de Escandinavia, islas del norte de Escocia, Spitzberg, sureste de Groenlandia) y el subpolar oceánico (norte de Islandia, extremo meridional de Groenlandia, islas del sur de los océanos Índico y Pacífico). El primero es perpetuamente frío ($-89\text{ }^{\circ}\text{C}$ en julio en Vostok, en el corazón de la Antártida) y las precipitaciones, siempre en estado sólido, son débiles. El segundo posee ya un periodo estival con un deshielo marcado. El tercero tiene unas temperaturas invernales rigurosas, pero un verano con un deshielo de varios meses y precipitaciones abundantes (de 300 a 500 mm). El cuarto es ya más suave: el deshielo se produce durante todo el año.

Un factor de aridez

Cuando las temperaturas son muy bajas constituyen un importante factor limitativo de los procesos biológicos, en dos niveles: por una parte, la presencia de hielo modifica el ciclo del agua¹, porque una parte importante de su reserva se encuentra inmovilizada en forma de hielo; y, por otra, la temperatura del aire tiene una influencia sobre su capacidad higrométrica (4.8 g/m^3 de vapor de agua como máximo a 0°C y 0.34 g/m^3 a -30°C).

Estas situaciones climáticas están relacionadas con la circulación atmosférica general: en invierno, las temperaturas muy bajas se deben a la poca radiación solar, que favorece la creación de una zona de altas presiones. Esto impide cualquier advección de aire más suave o húmedo. En latitudes más bajas, las corrientes del Oeste, particularmente fuertes en el hemisferio austral, permiten advecciones de aire húmedo. En verano, la radiación solar provoca el debilitamiento de las altas presiones y las perturbaciones que circulan por los márgenes pueden penetrar en zonas que, en invierno, son inaccesibles.

4.3.2.2. *Climatología en las latitudes intermedias*

Dado que la mayoría de las líneas marítimas comerciales cruzan las regiones de latitudes intermedias, del Atlántico Norte y Pacífico Norte, zonas además sujetas a patrones estacionales muy marcadas, empezaremos por definir las características definitorias de su clima.

De hecho, el frente polar es el responsable del movimiento y generación de las depresiones. En el hemisferio norte las depresiones se forman en la costa este de los continentes y se profundizan a medida que se desplazan hacia el NE.

Dentro del océano Atlántico, normalmente se forman al sur de Terranova y se desplazan hacia Islandia, donde normalmente llegan al límite de profundización, antes de que lentamente se vayan llenando mientras se dirigen hacia el mar de Noruega. Durante el invierno este proceso se amplifica debido a dos factores:

- El suministro desde el golfo de México o la costa Norteamericana de bajas que van captando energía a lo largo de la costa este del continente americano.
- Las aguas cálidas que forman la corriente del golfo, que bombean enormes cantidades de energía a las masas de aire ártico que con frecuencia se dirigen al sur cruzando el océano.

Este intercambio de masas de aire puede ser el detonador de una intensa ciclogénesis con depresiones que maduran en tormentas desarrolladas en quizás solo 24 horas. Al otro lado del Atlántico, se forman bajas secundarias a bajas latitudes que pueden llegar y atravesar el Reino Unido, pasando a Rusia u ocasionalmente profundizarse en la Cuenca Mediterránea.

Las depresiones del Atlántico Norte llegan a una amplia variedad de intensidades y tamaños, y por eso son difíciles de categorizar. Cada año entre 50 y 100 seguirán diferentes trayectorias por el Océano, desde pequeñas bajas de no menos de 990 mb de centenares de kilómetros de extremo a extremo, hasta monstruos de 3000 km de anchura con presiones mínimas de 920 mb. La localización de sus mayores intensidades es variable y puede desarrollarse en cualquier punto al norte de los

40° N, aunque la mayor probabilidad reside al sur de Islandia entre Groenlandia y las Islas Británicas. De media llegan a valores alrededor de 980 mb, pero en invierno pueden tomar valores menores, incluso en algún caso caer por debajo de los 950 mb en algún momento de su vida.

La velocidad media del viento en la región central del Atlántico (entre 45° y 60° N y de 025° a 050° W) durante el mes de enero oscila entre 24 y 30 nudos, con los valores más altos en la parte SW de la región y una altura significativa de ola, en la mayor parte del área por encima de 5 metros. Estos valores son ligeramente mayores que los descritos en los Atlas Marinos y pueden ser debidos al crecimiento registrado de la altura de las olas en los últimos años.

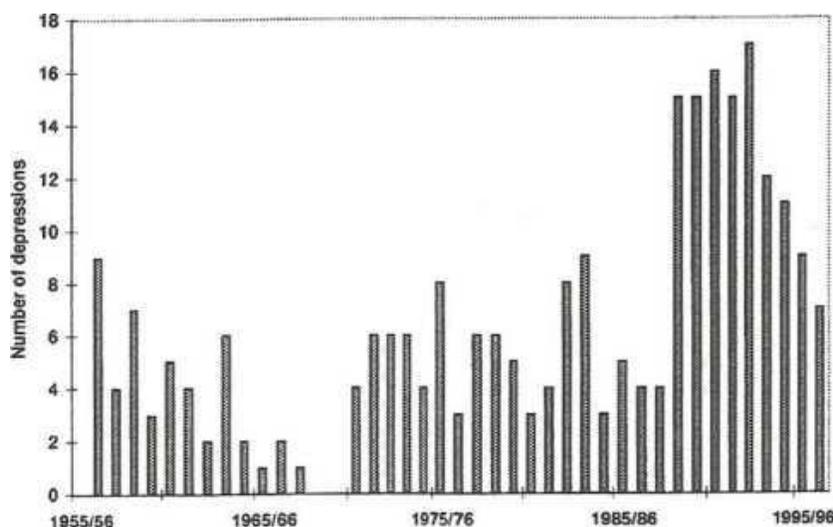


Figura 12: Estadística de depresiones muy profundas (mínimo menor de 950 mb) de las respectivas mitades invernales, mostrando una intensificación a principio de los 80 y 90. (Fuente: Maritime Weather & climate, Burroughs, W. Ed. Whiterby. Londres, 1998, pág. 62)

Durante el mes de marzo, estas cifras se reducen a unos 20/25 nudos y 3,5 metros de altura. El área de mayor intensidad se desplaza al NE hacia Islandia y durante el mes de mayo, la media del viento oscila entre 15 y 20 nudos y la altura significativa de la ola un poco por encima de los 2 metros. En el verano las cifras quedan por debajo de estos valores, que crecen rápidamente durante el otoño, de forma que en el mes de noviembre al mayor parte del Atlántico al norte de los 45° N, sufren una media de vientos por encima de los 20 nudos y una altura significativa de ola en la región central, por encima de los 4 metros.

Dado que el ciclo anual es muy marcado, como regla general podemos decir que, al norte de la línea entre *Cape Hatteras* y el canal de

La Mancha, incluido el mar de Norte y la parte sur del Báltico, se desarrollan vientos de más de 30 nudos de media durante el 10% del tiempo. Estas condiciones tormentosas, obviamente se producirán eminentemente durante el invierno. Alturas significativas de ola por encima de los 5 metros, ocurrirán en una 10% de probabilidades en la región entre 45° y 65° N, y los 010° a 045° W, otra vez durante el invierno.

En la parte NE del Atlántico, las cifras de viento y olas medias, disminuyen un poco. Este hecho es debido a la protección que ofrecen las islas británicas, pues reducen de forma apreciable la altura de las olas (*fetch* obstaculizado por las mismas). Así el viento medio durante el mes de enero al Este de las Shetland ronda los 25 nudos, cae a los 20 nudos en la parte sur del mar del Norte, y baja la altura de las olas de unos 4 metros a menos de 2 metros. Dichas cifras son ligeramente mayores que las que figuran en el US Navy Atlas, otro ejemplo donde los datos provenientes de satélites reflejan el periodo más tempestuoso en el que nos hallamos en los últimos años.

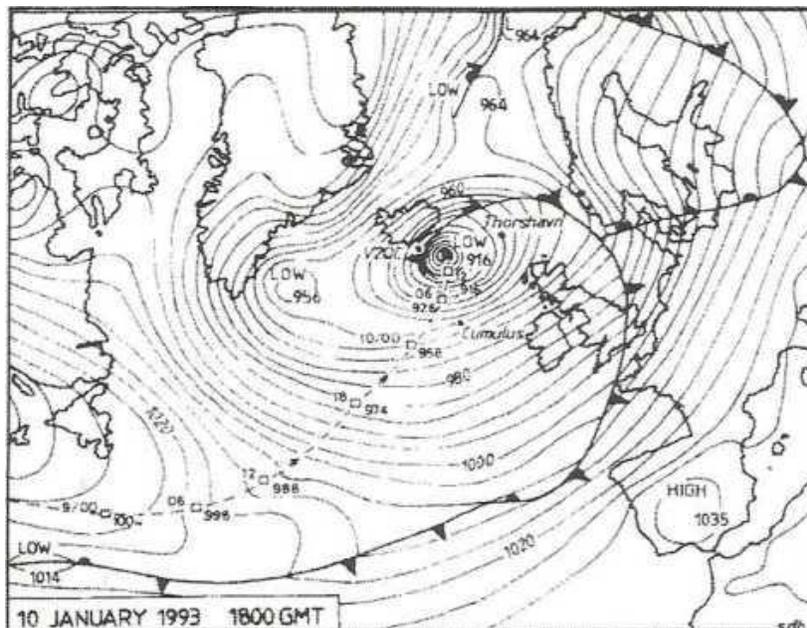


Figura 13: La tormenta del Braer, en una carta de análisis en superficie del 10 de enero de 1993 a las 1800 GMT, y la derrota seguida, cada 6 horas, junto a los valores de presión central (Royal Meteorological Society).

La protección ofrecida por las islas británicas es patente durante todo el año. Pero, por otro lado, genera unos patrones locales de altura de olas y velocidad del viento,

con las condiciones más tormentosas en el área central septentrional alrededor de los 58° N y 002° E, y a la vez, tormentosas también en el sur, entre Inglaterra y Holanda. Debido a las necesidades de la industria del gas de la región, el Real Instituto Meteorológico Holandés (KNMI) ha publicado estadísticas de las condiciones climáticas en la zona.

En el Pacífico, la mayoría de depresiones se forman en el mar de China, cerca de Japón, avanzando hacia las Aleutianas y profundizándose a medida que llegan. Normalmente se van disipando en el golfo de Alaska, pero de vez en cuando, pueden absorber vapor y profundizarse a medida que se desplazan hacia el SE, hacia la isla de Vancouver y después a lo largo de la frontera canadiense con los Estados Unidos. Otras depresiones secundarias se pueden formar ocasionalmente al norte de las islas Hawaii, sobre el frente frío que se arrastra hacia el sur desde la baja de las Aleutianas. Ambas pueden llegar a ser sistemas muy vigorosos.

El pacífico Norte es marginalmente menos tormentoso que el Atlántico Norte, aún que las estadísticas para las regiones al norte de los 30° N muestran los mismos comportamientos que los Atlánticos. Las diferencias halladas se relacionan con las regiones de vientos más fuertes, que están un poco más al sur y ocupan una amplia franja desde los 40° M, 165° E a los 50° N, 135° W. En esta región son en general un 10 o 20 % más bajos en intensidad que en la misma región en el Atlántico Norte, con promedios de unos 20 o 25 nudos en el mes de enero con alturas significativas de ola de unos 4 metros, y bajando a unos 12 nudos en verano con alturas significativas de ola de unos 1,5 nudos.

4.3.2.2.1. El ciclo anual

La amplia climatología en el movimiento de las depresiones del Atlántico y Pacífico Norte no nos dice mucho respecto de sus variaciones estacionales, durante largos periodos de tiempo. El citado ciclo anual es gobernado eminentemente por la duplicación de la intensidad en la fuerza de los vientos de poniente, de verano a invierno. Este hecho, junto al desplazamiento hacia el sur del frente polar, supone la apertura a las tormentas, de nuevas derrotas más meridionales en invierno, hacia latitudes más bajas sobretodo en el Mediterráneo.

Como parte adicional a este ciclo anual, en la parte oriental del Atlántico Norte alrededor de las islas británicas, la incidencia de los ponientes (entre los cuadrantes NW y SW) cae desde un 50% del tiempo en el mes de enero, a un 20% en el mes de mayo, antes de elevarse al 40% en el mes de julio, permaneciendo a este nivel el resto del año.

Al mismo tiempo, la frecuencia de tiempo anticiclónico muestra también un marcado ciclo anual, con valores más altos durante el verano, debido en parte a la expansión hacia el norte del anticiclón de las Azores, mientras que la frecuencia de los vientos

del norte y levante, culmina durante la primavera. Además, la incidencia de un tipo de tiempo ya situado, es clara.

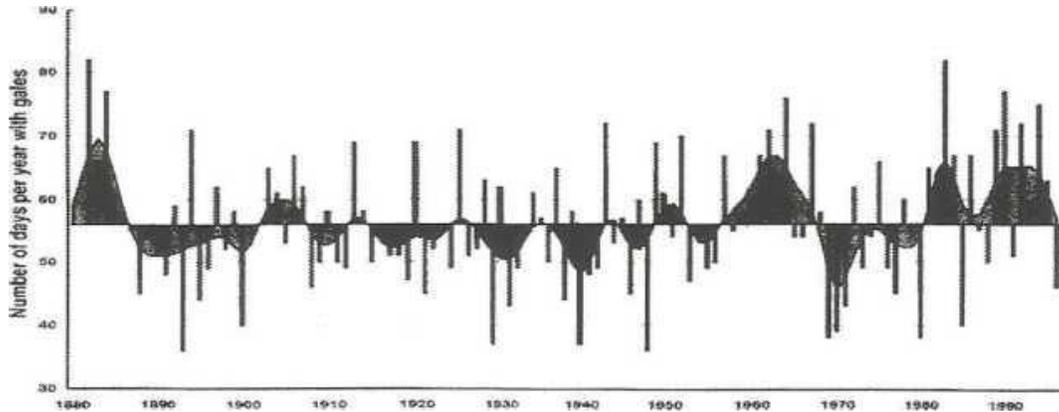


Figura 14: Gráfico con el número de días con tormentas de invierno en las proximidades de las islas británicas en los últimos cien años, reflejando un incremento nulo en los últimos años y fluctuaciones a largo plazo. (Fuente: *Maritime weather & climate*, Burroughs, W. Ed. Whiterby, Londres, 1998, pág. 65.)

Es decir, que la tendencia del tiempo a mantenerse durante largos periodos, es más clara durante los meses de verano de julio y agosto o de mediados de otoño (octubre) y menos probable entre los meses de abril y junio o en septiembre.

El establecimiento de patrones de circulación fijos es una constante de la climatología de las latitudes intermedias del hemisferio norte. La característica principal es que estos patrones exhiben unos cambios regulares casi cíclicos, que se diferencian claramente de los patrones climáticos normales. Estas variaciones pueden ser visualizadas en términos de diferencias de presiones entre las latitudes de 35° N y 55° N en el Atlántico Norte.

Cuando existen grandes diferencias de presiones a lo largo del océano, se producen fuertes ponientes a nivel de la superficie de la mar y un patrón de ondas largas en el comportamiento de los vientos de la alta atmósfera. Cuando, en cambio, se dan pequeñas diferencias de presión, se produce una rotura de los ponientes a nivel de la mar, para desarrollarse en pequeñas células de circulación y una correspondiente estructura de pequeñas ondas sinusoidales en los vientos en altura.

4.3.2.2.2. El índice NAO

Ulteriores razones se pueden hallar mediante el estudio de las fluctuaciones interanuales, de los patrones de presión en el Atlántico Norte. Una medida de la fuerza de los vientos de poniente en este sector se conoce como la oscilación del Atlántico Norte (NAO). Ésta utiliza las diferencias de presión existentes entre las islas Azores e Islandia durante cada invierno, para registrar las fluctuaciones en intensidad de la circulación. Los valores de la NAO en los últimos 130 años, no muestran una tendencia apreciable.

En lugar de esto, hay periodos de inviernos tormentosos, seguidos de años mucho más tranquilos. La característica más destacable en los últimos 100 años, está marcada por una pronunciada bajada de intensidad en los años sesenta y una elevación de la tendencia con posterioridad.

Este cambio puede explicar el incremento observado en la altura de las olas en los últimos cuarenta años, pero la falta de estadísticas más recientes hace difícil el poder valorar si el incremento último es debido a una inflexión en los cambios del índice NAO desde los años sesenta.

Este análisis se hace más difícil por el hecho de que el índice NAO cambia hacia atrás o hacia delante, a lo largo de los años. El retomo a valores negativos durante los inviernos desde 1996 a 1998 puede suponer otra vez una reducción drástica a la tendencia de elevación de la altura de las olas en el Atlántico Norte. De forma que entender cuáles son las causas de la inflexión sufrida por el NAO aún es un desafío para las operaciones marítimas.

El mismo tipo de cambios se desarrollan en el Pacífico Norte, pero no necesariamente durante los mismos periodos de tiempo. De hecho, se percibe algún indicio de lo anterior en las imágenes satélite, por el hecho de que las variaciones interanuales en las dos cuencas pueden estar desfasadas.

Los años en los que se generan olas altas (respecto a la media) en el Pacífico Norte, tienden a coincidir con capítulos cálidos del ENSO⁶, en el Pacífico ecuatorial; mientras que en el Atlántico Norte se registran alturas de olas más bajas durante la ocurrencia de los citados fenómenos.

Igualmente los patrones de presión del Pacífico, siguen el ciclo, como la profundización súbita de la baja de las Aleutianas en 1976, la cual persistió de hecho hasta el año 1988⁷. Desde entonces, la circulación ha retomado al patrón observado antes de 1976. Estos cambios se han relacionado también con episodios

⁶ El Niño Southern Oscillation.

⁷ Trenberth & Hurrell (1994), Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate dynamics*,

de calentamiento en el Pacífico ecuatorial y dejan sobre la mesa una serie de cuestiones importantes en cuanto a la predicción a largo plazo y el cambio climático.

En el hemisferio sur la situación es más simple. Los ponientes soplan de una forma más intensa y constante, debido a la relativa escasez de masas continentales. En invierno la velocidad media del viento en las latitudes de 35° S y 60° S, es groseramente mayor que el valor más alto en el hemisferio norte en una latitud de 50° N. Posteriormente, mientras que la región de vientos fuertes se estrecha en verano, el valor límite, si se alcanza, incrementa alrededor de los 50° S, así que los epítetos de los “cuarenta rugientes” (The roaring forties) y los “cincuenta bramadores” (The screaming fifties) están plenamente justificados.

Las estadísticas de viento y olas en el cinturón tormentoso en los océanos australes, se ajustan a las condiciones invernales del Atlántico Norte, aunque no lleguen a las condiciones límite de pleno invierno del centro Atlántico Norte.

Sólo durante el mes de julio (invierno austral) en el océano Índico, alrededor de los 50° S, entre Ciudad del Cabo y Australia, la altura significativa de ola pasa de los 5 metros, hecho que casa con las condiciones en enero por el Atlántico Norte central. Estas cifras son algo mayores que las que figuran en los atlas marinos, pudiéndose deber a las consecuencias del cambio climático o simplemente a que los satélites proporcionan datos de mayor calidad. Incluso podría reflejar la limitación de las observaciones realizadas antiguamente, con los medios de los que se disponía en los barcos, en aquellas remotas zonas.

De hecho, la intensidad del viento durante el verano no afloja, con la mayor parte de la banda de los 50°S sufriendo medias por encima de los 20 nudos. La altura significativa de ola, en cambio, decrece ligeramente y bajando desde los 4 metros (13 pies) en extensas áreas, a alrededor de 3 metros en el mes de enero. El único lugar que experimenta alguna protección frente a estos vientos implacables, son ciertas partes del Atlántico Sur a resguardo del paso de Drake y la Patagonia. Contrariamente en la banda de barlovento, las depresiones se canalizan entre la parte meridional de Chile y la Antártida, una región de fuertes y variables vientos.

Quizás una de las consecuencias más importantes del oleaje generado por los ponientes más persistentes de los océanos Australes, para los marinos, es la fuerte mar de fondo que se propaga a latitudes más bajas. Es importante conocer, que la mar de fondo se propaga describiendo una curva ortodrómica, dificultando por tanto su proyección en grandes distancias en las cartas tanto de navegación como en las meteorológicas. Un área particularmente peligrosa se da cuando la mar de fondo generada por tormentas importantes en los océanos australes recalca en la comente de las Agujas, a lo largo de la costa SE de Sudáfrica. La costa entre Durban y East

London es conocida como The Wild Coast, donde la plataforma continental tiene su parte más estrecha y la corriente fluye rumbo SW entre 4/5 nudos

Si esta corriente se combina con fuerte mar de fondo del SW, y además con una baja que se desarrolle cerca de la costa sudafricana que derive al SE, hacia el océano Austral, y se profundice sustancialmente, entonces se desarrolla un área que se expande y se refuerza con vientos del S-SW (en el lado occidental de la baja), que presionan una mar de fondo, progresivamente más alta y larga, hacia la costa SE de Sudáfrica.

Pero la situación se toma aún más peligrosa cuando un frente frío intenso se mueve lentamente al NE sobre las aguas costeras de la parte SE de Sudáfrica, encabezado por un fuerte viento del NE. Estos condicionantes incrementan la velocidad de la corriente de las Agujas, aumentando entonces la probabilidad de existir olas de tamaños anormales. En estas circunstancias, el South African National Research Institute of Oceanology avisa a los marinos para que permanezcan dentro de la citada plataforma continental (donde la corriente de las Agujas es mucho más débil) entre la Richard's Bay y GreatFishPoint.

De hecho, cuando se navega hacia el SW con el barómetro en descenso y con viento fresco del NE, el navegante puede encontrarse con un cambio de intensidad a viento fresco o fuerte del SW en tan sólo 24 horas⁸.

Otra característica importante de los fuertes ponientes en el hemisferio sur es el hecho de que manifestaciones periódicas de sistemas de tiempo de bloqueo son mucho menos comunes que en el hemisferio Norte. Pero, en cambio, si se producen a sotavento de las costas de Australia y Nueva Zelanda, y de vez en cuando a sotavento de los Andes, estos fenómenos son menos duraderos que sus homónimos del hemisferio norte y, dadas sus situaciones son de limitadas consecuencias para el marino, aparte del ubicuo navegante de recreo.

Finalmente, se debe de puntualizar que, como en el caso del Atlántico Norte, las medidas y observaciones han supuesto un mejor entendimiento de la climatología en estas regiones. Posteriormente, las boyas a la deriva, que son un hecho común en el océano austral, han ido descubriendo que las depresiones al S/SE de Australia son más profundas de lo que se creía.

Esto puede explicar en parte el hecho de que la altura de las olas registradas sea mayor que los datos de los Atlas. Posiblemente por la falta de observaciones en el pasado, aunque de momento tampoco es posible realizar ningún análisis para comprobar si estas diferencias están relacionadas de alguna manera con las

⁸ Torrance (1995), Some aspects of the South African coastal low and its rogue waves. Weather, 50.

variaciones climáticas en el océano austral. De hecho, no hay serias equivalencias al índice NAO o al índice UK Gale para aquellas aguas desiertas.

4.3.2.3. *El clima desértico frío*

Las características del clima desértico frío son las escasas precipitaciones, una humedad relativa baja, una insolación importante, un verano tórrido y un invierno riguroso.

El clima desértico frío se observa en las latitudes medias de los continentes de América del Norte y, en menor medida, en América del Sur y en Argentina. Pero en Eurasia es donde tienen una extensión más notable, desde las orillas del mar Negro hasta Mongolia, pasando por Asia central.

En estas regiones, las precipitaciones son débiles e irregulares. Este hecho está relacionado con la escasez de advecciones de aire oceánico, ya sea porque estos lugares están situados a varios miles de kilómetros de los océanos (Asia) o porque están protegidos de su influencia por una barrera montañosa (América del Norte y del Sur). En algunas regiones, como las mesetas tibetana e iraní, se suman los dos factores. Las precipitaciones son irregulares excepto en las regiones semiáridas, donde puede haber una estación lluviosa. Éste es el caso, en particular, de las regiones situadas al este del Mar Caspio en las que las masas del Oeste pueden cargarse de humedad. En primavera se produce un pico en las precipitaciones.



Ilustración 13: Originario de Asia central, el camello se ha adaptado a la aridez del desierto: sus jorobas le sirven para almacenar grasa, y es capaz de digerir las plantas más duras y secas. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

Las temperaturas dependen, por supuesto, de la latitud; cuanto más se asciende, más baja es la temperatura media. Las diferencias térmicas diarias son considerables. Esto se debe a la débil higrometría del aire y a la falta de nubes, que genera una importante insolación y un efecto invernadero limitado, por lo que tanto el calentamiento diurno como el enfriamiento nocturno son acentuados. Las

diferencias anuales, que también aumentan cuando la latitud es más alta, son más marcadas: días cálidos en verano y glaciales en invierno. Este contraste estacional también está relacionado con las aportaciones solares, que en estas latitudes ya empiezan a notarse. En cuanto a los vientos, todas las regiones situadas debajo de los macizos (Andes, Rocosas, mesetas iraní y Pamir) pueden verse afectadas por *foehns* con temibles efectos desecantes: el *Chinook* en América del Norte o el *afghanet* en Asia Central.

La continentalidad⁹

Desde el punto de vista atmosférico, la sequía se explica, en primer lugar, por factores geográficos (alejamiento de los océanos, montañas que forman zonas protegidas). Pero la situación de los centros de acción de fuerza estos factores: en invierno, las altas presiones limitan las advecciones de aire húmedo. En verano, la aparición de bajas presiones puede facilitar la llegada de masas de aire tropical alteradas o cargadas de agua.



Ilustración 14: **La estepa** es la formación vegetal característica del clima desértico frío. Está compuesta por gramíneas coriáceas adaptadas al frío. Fuente: Frédéric Mazuy. *Los climas*.

⁹ Conjunto de modificaciones climáticas determinadas por el debilitamiento de las influencias marítimas a medida que se avanza hacia el interior de un continente.

4.3.2.4. *El clima desértico cálido*

Con valores extremos, escasas precipitaciones y una insolación máxima, constituye un hábitat en el que, aunque existe la vida, ésta desarrolla una adaptación muy específica.

El clima desértico seco se encuentra en las latitudes tropicales de los hemisferios Norte y Sur, y, en general, en el centro de los continentes (México, Sahara, Cuerno de África, Arabia, mesetas iraní y afgana, desierto de Thar, Kalahari, Australia). Pero también se desarrolla en las zonas situadas a lo largo de los océanos (California, Chile, Namibia), e incluso en algunas islas oceánicas cercanas (islas de Cabo Verde, isla de Pascua).



*Ilustración 15: **Particularmente hostil**, el clima desértico de tipo cálido no excluye totalmente la vida. En estas circunstancias adversas la capacidad de adaptación de la vegetación muestra toda su <<inventiva>>: plantas que sobreviven varios años en estado de semillas y que realizan su ciclo de reproducción cuando llegan las lluvias; hojas dotadas de vellosidades para limitar la evaporación; raíces pivotantes que se extienden a gran profundidad para extraer el agua... De hecho, en el Sahara, se han censado 3000 especies de plantas cuya distribución está estrechamente relacionada con la disponibilidad de agua. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.*

El índice de aridez de estas regiones puede ser moderado (clima árido) o máximo (clima hiperárido). En este último caso, las precipitaciones siempre son inferiores a 50 mm al año o incluso menos: en Asuán, las precipitaciones medias son de 2 mm/año. En la práctica, la noción de media no tiene demasiado sentido, porque puede no llover durante varios años consecutivos y luego hacerlo en cualquier época del año en forma de chubascos violentos y breves. En el caso del clima

estrictamente árido, las precipitaciones medias están comprendidas entre 50 y 150 mm/año y se producen de forma más periódica. En la zona semiárida (o subárida), existe una estación lluviosa con una duración de uno a cuatro meses. El aumento de aridez se produce donde los continentes son más desérticos, es decir, en Sahara, Egipto y Libia meridional donde hay un clima hiperárido. El sur de Argelia tiene un clima árido y el norte, semiárido.



Ilustración 16: Con grandes orejas que le permiten regular mejor su temperatura interna y una visión nocturna para poder moverse en las horas más frescas, el fenec se ha adaptado a las condiciones particularmente hostiles del clima árido y cálido. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

Insolación y temperaturas elevadas

Todas estas regiones se hallan bajo la influencia de las altas presiones tropicales; por esta razón, la aridez también puede afectar a las zonas oceánicas (como en las islas de Cabo Verde). Como la insolación es muy fuerte (puede alcanzar el 90% de su valor máximo teórico) y el ángulo de incidencia de la radiación está cerca de la vertical, la energía recibida es muy elevada. De hecho, las temperaturas medias anuales son muy altas (25 a 30 °C) con unos ritmos característicos: durante el día, la temperatura puede llegar a máximas de 50 °C (Valle de la Muerte, en el Sahara), pero en cuanto se pone el sol puede descender regularmente el umbral de los 0°C). Este hecho está relacionado con una higrometría baja y, por lo tanto, con el efecto invernadero.

4.3.3. Climas locales

Todo el mundo tiene la percepción, más o menos intuitiva, de que el clima de un lugar depende de la latitud o de la presencia de océanos o de grandes relieves. Pero, localmente, en el clima también influyen otros elementos: la naturaleza del suelo y del sustrato geológico, la vegetación, la presencia de ríos, lagos y estanques, o la ocupación del espacio por parte del hombre. Estos diferentes

elementos modelan el clima porque afectan a la radiación solar, al ciclo de agua, a la circulación del aire y a las temperaturas, parámetros que, a su vez, ejercen una influencia sobre los elementos del medio.

En una pequeña isla montañosa se puede encontrar gran variedad de climas locales debido a la altitud, a la proximidad del mar y a la exposición o protección respecto a los vientos dominantes.

4.3.3.1. *Los climas de montaña*

Aunque las montañas modifican los principales rasgos de las zonas climáticas donde se encuentran, provocan cambios climáticos relacionados con la altitud y la exposición del sol.

La primera modificación que provoca la montaña está relacionada con la altura, a medida que ésta aumenta, disminuyen la densidad del aire y la presión atmosférica. La absorción atmosférica se reduce y la radiación solar se intensifica: alrededor de los 3000 m, en las latitudes medias, la radiación equivale a la que recibe una llanura en el ecuador, la segunda modificación está vinculada con la exposición al sol: en las latitudes medias, la orientación de las vertientes es fundamental, puesto que determina si están expuestas al sol o si son umbrías (esto es menos importante en las latitudes bajas). Este hecho origina un abanico de pequeñas variaciones en la temperatura, la higrometría y las precipitaciones.



Ilustración 17: En las latitudes medias, los valles de montañas se caracterizan por un escalonamiento (estratificación) de la vegetación y por las asimetrías, debidas a los contrastes climáticos entre las vertientes expuestas a los rayos solares y las que quedan en la sombra. Este hecho influye en los asentamientos humanos. Las actividades agrícolas se desarrollan en las vertientes cálidas, con pendientes más suaves formadas por corrimientos de tierra.

Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

El aumento de la radiación solar no implica el incremento en las temperaturas. Lo que es determinante en este caso es el descenso de la presión y la rarefacción del aire, puesto que la transformación de la radiación solar en calor debido a la absorción del aire es reducida.

El gradiente medio de temperatura en la troposfera –aproximadamente 0.6 °C por 100 m- está matizado por la higrometría: oscila de 1°C/100 m (aire seco) a 0.5 °C/100 (aire saturado). Las montañas constituyen, pues, islotes de frío en la zona climática en la que se hallan. Localmente, a causa de los relieves, la exposición solar y los efectos de pantalla, las situaciones son diversas.



Ilustración 18: En las bajas latitudes, el escalonamiento de la vegetación se produce por el descenso de las temperaturas y la gradación de la higrometría. Esto permite el desarrollo de bosques ombrófilos¹⁰ como el de la ilustración.

Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

Los relieves facilitan las ascendencias necesarias para la formación de precipitaciones; éstas aumentan en cantidad e intensidad con la altitud hasta alcanzar un punto óptimo pluviométrico (altitud en la que la pluviometría es la más elevada). La altitud de este punto óptimo depende de la higrometría y de la temperatura, y es fácilmente identificable en la vegetación, que se convierte en la típica de un bosque ombrófilo. Más allá de este punto óptimo, la higrometría desciende rápidamente en valor absoluto, pero la humedad relativa presenta diferencias importantes según las variaciones térmicas. La exposición a los vientos dominantes, en particular cuando son húmedos, modifica este principio: las vertientes expuestas al viento, muy lluviosas, se oponen a las que se hallan protegidas, que son casi desérticas. Por último, las precipitaciones de nieve

¹⁰[Ombrófilo]: bosque de las regiones muy lluviosas.

aumentan con la altitud. La gran capacidad de reflexión del manto de nieve influye en los fenómenos de radiación solar: las temperaturas bajan y se crean altas presiones en los macizos más importantes.

El relieve crea parajes protegidos y otros expuestos al viento, en función de su situación respecto a los vientos dominantes. Pero la variedad de las situaciones de exposición y los efectos de la altitud generan vientos específicos: el *foehn* (viento cálido, seco y rápido, que sopla detrás de las barreras montañosas) o las brisas térmicas. En estas situaciones también se producen inversiones en las temperaturas: en el fondo de los valles o en cuencas encajonadas, se acumula el aire frío con una capa de aire cálido por encima de aquél que bloquea las ascendencias. En estas situaciones, en general, el nivel de contaminación asciende como una flecha.

4.3.3.2. *Los climas litorales e insulares*

Los climas litorales e insulares están condicionados por la proximidad de importantes masas de agua, que influyen en la higrometría, la insolación y la pluviometría, y los vientos.

En general, la higrometría atmosférica es elevada cerca de los litorales y en las islas. Si se exceptúa el caso específico de las zonas que sufren la influencia de fuertes anticiclones (islas de Cabo Verde, las Galápagos o isla de Pascua) o los desiertos litorales (Atacama, California, Namibia), la higrometría elevada facilita la formación de precipitaciones, aunque los regímenes pluviométricos son semejantes a los de la zona climática en la que se halla la isla o el litoral. También existen otros factores que facilitan la formación de precipitaciones: la ascendencia orográfica en el continente o el contraste térmico entre el océano y el continente. Sin embargo, estos procesos a veces sólo afectan a algunos kilómetros; en ese caso, la franja litoral no es necesariamente muy lluviosa, o solamente se producen precipitaciones débiles pero duraderas, las denominadas lloviznas.

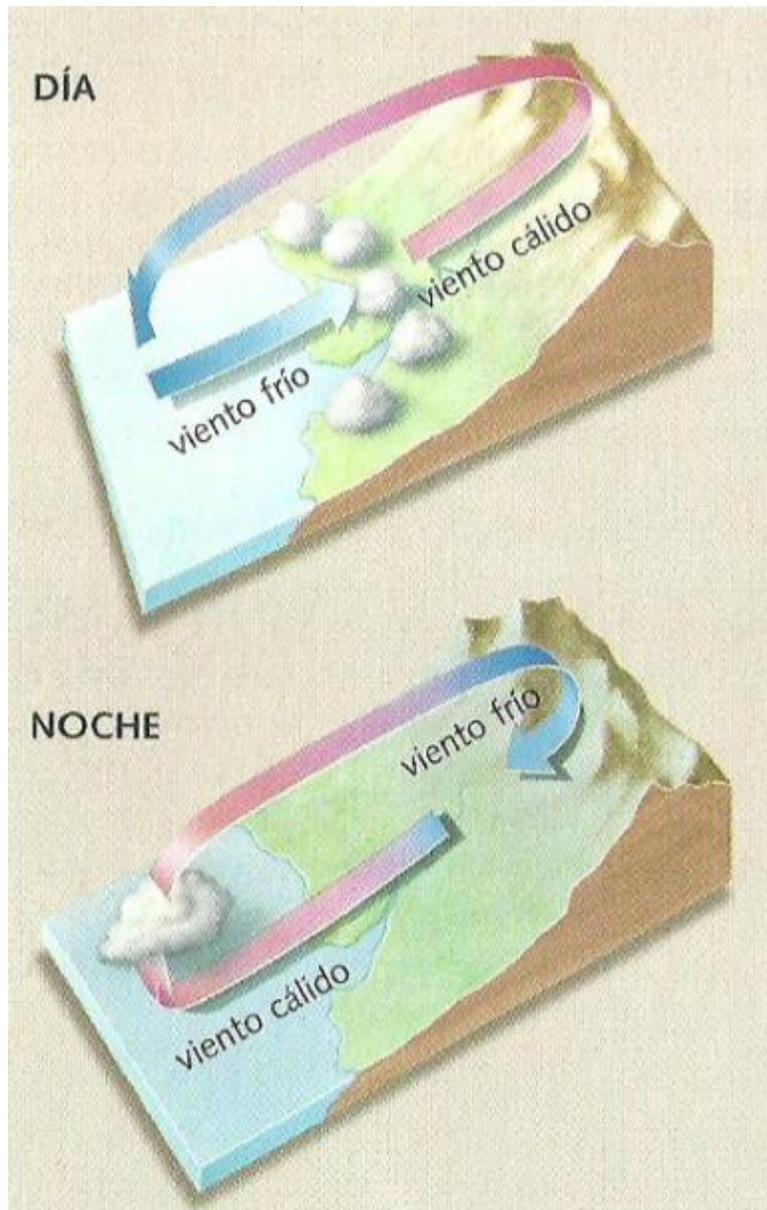


Figura 15: La tierra se calienta más deprisa y en mayor grado que el agua, que tiene una inercia térmica elevada. Durante el día, en la orilla del mar, la tierra transmite calor al aire, que se vuelve más ligero y se eleva. El aire marino, más frío, ocupa el lugar del aire continental: es la brisa marina, fresca y húmeda. Por la noche, el aire se enfría más deprisa en tierra; la corriente se invierte entonces, de la tierra hacia el mar.

Fuente: Archivos Larousse, Laurent Blondel, Graziella Boutet, Jean-Yves Grall, Vincent Landrin, Tom Sam You, Léonie Schlosser.

Las regiones litorales e insulares se caracterizan, en general, por una insolación débil, una higrometría elevada y unos factores geográficos que facilitan la condensación del agua. Las regiones litorales a menudo están afectadas por la niebla. Sin embargo, también en este caso, la franja costera no está necesariamente afectada por estos fenómenos; las islas litorales y los primeros kilómetros pueden tener una insolación más elevada que las zonas situadas más hacia el interior.

Tanto a orillas del mar como tierra adentro, las temperaturas se caracterizan por una variación poco importante; durante el día porque la higrometría limita el enfriamiento nocturno y el calentamiento diurno, y anualmente por las mismas razones. El vapor de agua actúa como un tapón.

Cerca de las costas se desarrollan, a veces, vientos específicos: las brisas marinas o litorales. Son vientos de carácter local o regional, de alternativa diurna. Se producen como consecuencia de las diferencias de temperatura en las capas bajas de la atmósfera, debido al distinto grado de calentamiento (o de enfriamiento) entre las aguas y el continente. En general, la brisa marina sopla por la mañana, cuando el tiempo es estable y soleado, aumenta durante el día y se debilita progresivamente al final de la tarde. La brisa procedente de la tierra sopla desde la puesta del sol hasta la madrugada. Ambas están separadas por un breve período en el que la diferencia térmica es casi inexistente y la atmósfera está en calma.

Costas expuestas y costas resguardadas

La mayor parte de las islas se caracterizan por una oposición en la exposición a los vientos dominantes. Puede, pues, distinguirse la costa expuesta a los vientos de la que se encuentra protegida de ellos: la costa expuesta al viento en general es más lluviosa, tiene una higrometría más baja, una insolación más elevada, las temperaturas son más extremas y las diferencias térmicas anuales o diarias son más importantes. Este hecho tiene influencias en la vegetación y en la ocupación del espacio, ya que según la zona climática en la que esté situada la isla, la costa expuesta al viento puede ser una zona con una humedad muy elevada y la protegida, un desierto inhóspito.



Ilustración 19: Incluso las islas situadas a bajas latitudes son propicias para el desarrollo de ascensiones y la formación de nubes. Estas últimas son muy útiles para los navegantes, ya que permiten localizar la isla desde lejos.

Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

4.3.3.3. Los climas urbanos

Compuesta por un sinfín de <<elementos>> (edificios, calles, parques) que modifican los parámetros del clima y constituyen una variedad de microclimas, la ciudad tiene una importante influencia climática.

El sol

Las construcciones crean zonas de sobreexposición (fachadas orientales al sur) o de pantalla (en algunos espacios muy encajonados no toca nunca el sol, un aspecto muy valorado, por otra parte, en los países cálidos, donde las viviendas están muy agrupadas para reducir la penetración del sol). Asimismo, la ciudad influye en los fenómenos de radiación. Los tejados y las fachadas, en general, son más oscuros que las superficies vegetales; el albedo de la ciudad es, pues, más débil (entre el 14 y el 19 %, según los materiales), y ésta absorbe adecuadamente la radiación solar. Además, la contaminación –polvo y gases- reduce la radiación visible y refuerza su absorción por parte del aire.

El viento

Al crear obstáculo, las construcciones modifican la circulación del viento: lo canalizan, lo reorientan y lo ralentizan. Existen espacios resguardados y otros expuestos al viento. Pero también pueden producirse torbellinos, remolinos y aceleraciones, en particular cuando la circulación del viento se ve obstaculizada por los edificios: en los rincones de las calles, detrás de los grandes inmuebles orientados hacia el viento, en el hueco que forman dos edificios, en los patios de las ciudades con un tejido en forma de cuadrícula. Cuanto más opacos son los

obstáculos, más intenso es este efecto. Las grandes cuadrículas rectilíneas resultan, a menudo, más incómodo que los barrios con calles apretadas y con un trazado irregular. Sin embargo, también se puede buscar la exposición al viento, como sucede en los países cálidos, situando las ciudades en promontorios.

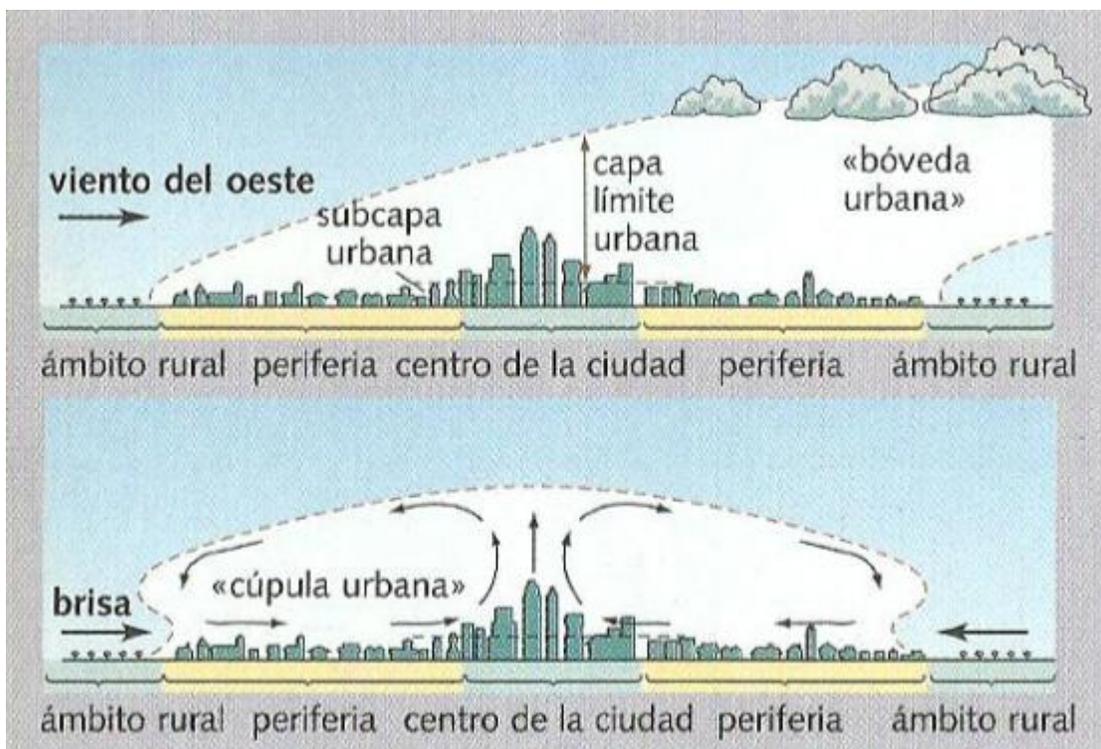


Figura 16: Cuando hace buen tiempo, sobre las ciudades se sitúa una capa de aire más cálida y también más rica en contaminantes. Ésta, observable desde un avión en el momento en que se aproxima a las grandes ciudades, adquiere la forma de una cúpula o de una bóveda al ser deformada por el viento. En esta capa, se producen movimientos convectivos y ascendentes. Fuente: Archivos Larousse, Laurent Blondel, Graziella Boutet, Jean-Yves Grall, Vincent Landrin, Tom Sam You, Léonie Schlosser.

Las temperaturas

La modificación de las aportaciones solares y de la circulación del viento influye en las temperaturas, pero el factor más importante en este ámbito es el consumo energético urbano: los transportes, las calefacciones, el alumbrado público y las actividades industriales emiten calor. Hace más calor en la ciudad que en la periferia, sobre todo cuando el tiempo está en calma; en estos casos suele ser frecuente una diferencia de 2 a 3 °C. Debido a este hecho, se generan vientos específicos, las denominadas «brisas térmicas». Por la noche, el viento sopla desde la periferia, más fría, hacia la ciudad, más cálida. La velocidad de estas brisas se sitúa alrededor de los 2 o 3 m/s (7 a 10 km/h).

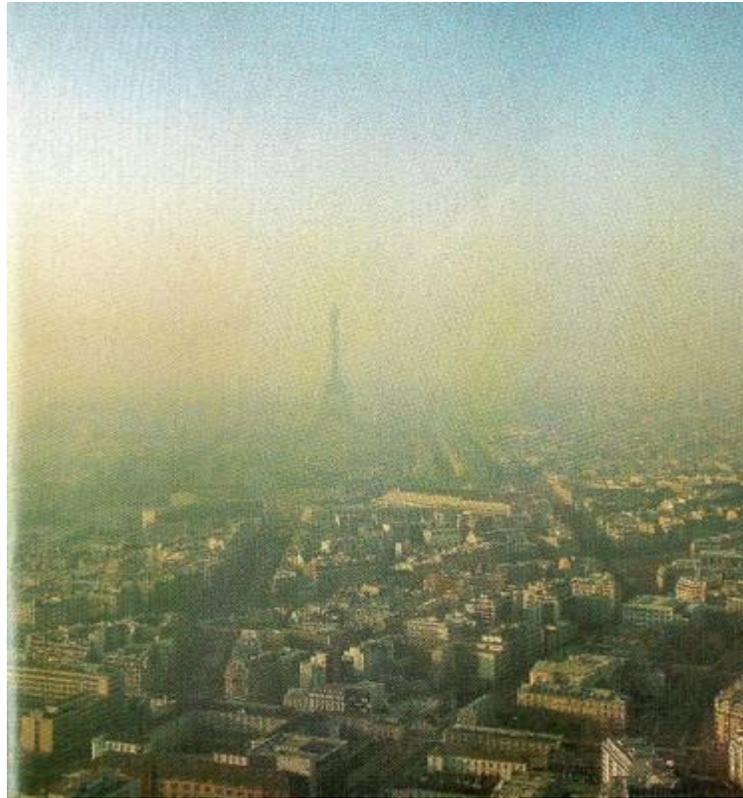


Ilustración 20: En invierno, en las regiones frías, es cuando más se aprecia la «cúpula» de calor urbano: la diferencia entre el centro y la periferia de la ciudad puede alcanzar los 10 °C, sin embargo, valores de 2 a 3 °C se consideran habituales. Como consecuencia de este aumento en la temperatura, las heladas son menos frecuentes, algunas plantas pueden florecer al margen de su estación habitual, etc. Este contraste se debe a numerosas causas: como la presencia de contaminantes. Fuente: Frédéric Mazuy. Los climas.

Las precipitaciones

Al desviar los vientos e inducir movimientos aéreos específicos, las ciudades modifican localmente la circulación atmosférica. Los fenómenos radiativos (absorción, efecto invernadero local) refuerzan la inestabilidad del aire, su ascendencia y, por tanto, la formación de precipitaciones, que pueden ser más elevadas en las zonas de la ciudad más expuestas al viento. Pero, de hecho, en las ciudades llueve menos. Esto se debe a la modificación del ciclo del agua por la impermeabilidad de las superficies.

Corregir el clima urbano

En la planificación de una ciudad, se tienen muy en cuenta dos aspectos del clima: el viento y las precipitaciones. Cuando la acción del viento no se ha contemplado correctamente en el diseño de una construcción, se instalan cortavientos parecidos a los setos, cuyo objetivo consiste en ralentizarlo por medio de la filtración y la desviación progresivas. Respecto a las precipitaciones, se utilizan mecanismos técnicos para limitar el riesgo de inundaciones (cuencas de retención, calzadas de almacenamiento, revestimientos alveolares) o bien disposiciones reglamentarias (obligación de preservar masas de vegetación para que pueda realizarse una filtración natural).

5. Óptimo climático

El Óptimo Climático Medieval fue un periodo de clima extraordinariamente caluroso en la región del Atlántico norte, que duró desde el siglo X hasta el siglo XIV.

El óptimo climático medieval se cita a menudo en las discusiones del calentamiento global y el efecto invernadero. Algunos se refieren al suceso como Anomalía Climática Medieval este término enfático revela de otra manera que la temperatura fue el parámetro más importante.

El Período Caluroso Medieval fue un tiempo extraordinariamente caluroso entre el año 800 y 1300 d.C., durante el Medioevo europeo. La investigación inicial del Óptimo Climático Medieval se realizó principalmente en Europa donde el fenómeno fue muy obvio y claramente documentado.

Se cree que las temperaturas en Europa durante el llamado Óptimo climático medieval, entre los siglos IX al XIII, debió haber sido entre 1º y 1,5 °C superior a la temperatura actual.

Inicialmente se creyó que los cambios de temperatura eran globales. Sin embargo, esta visión se ha cuestionado; el informe del IPCC¹¹ en 2001: "... la evidencia actual no apoya períodos asíncronos de frío anómalo o calor moderado globalmente en la Pequeña Edad de Hielo y el Óptimo Climático Medieval....".

Los Paleo-climatólogos que desarrollan reconstrucciones regionales del clima en siglos anteriores, etiquetan el intervalo más frío como la Pequeña Edad de Hielo y su intervalo más caluroso como el Óptimo Climático Medieval. Otros siguen la convención y cuando un suceso del clima significativo se encuentra en los periodos de la Pequeña Edad de Hielo o del Óptimo Climático Medieval, asocia sus eventos al período. Algunos sucesos del Óptimo Climático Medieval son eventos lluviosos o eventos fríos en lugar de los eventos estrictamente calurosos, particularmente en Antártica central.

El Óptimo Climático Medieval coincide parcialmente con el máximo en la actividad del Sol, denominado Máximo Medieval (1100-1250).

Durante el Óptimo Climático Medieval el cultivo de la uva y la producción de vino crecieron tanto en el norte de Europa como en el sur de Bretaña.

Los vikingos se aprovecharon de la desaparición del hielo en los mares para colonizar Groenlandia y otras tierras periféricas del norte canadiense. El Óptimo Climático Medieval fue seguido por la Pequeña Edad de Hielo, un período más frío

¹¹ Intergovernmental Panel on Climate Change. (Panel Intergubernamental del Cambio Climático)

que duró hasta el siglo XIX, cuando empezó el período actual de calentamiento global.

En la Bahía de Chesapeake, Maryland, los investigadores encontraron altas temperaturas durante el Óptimo Climático Medieval (entre 800-1300) y la Pequeña Edad de Hielo, posiblemente relacionado con los cambios en la fuerza de la circulación de la termohalina en el Atlántico Norte. Los sedimentos demuestran que el Pantano de Piermont, el más bajo del Valle de Hudson, se muestra seco en este período del Óptimo Climático Medieval.

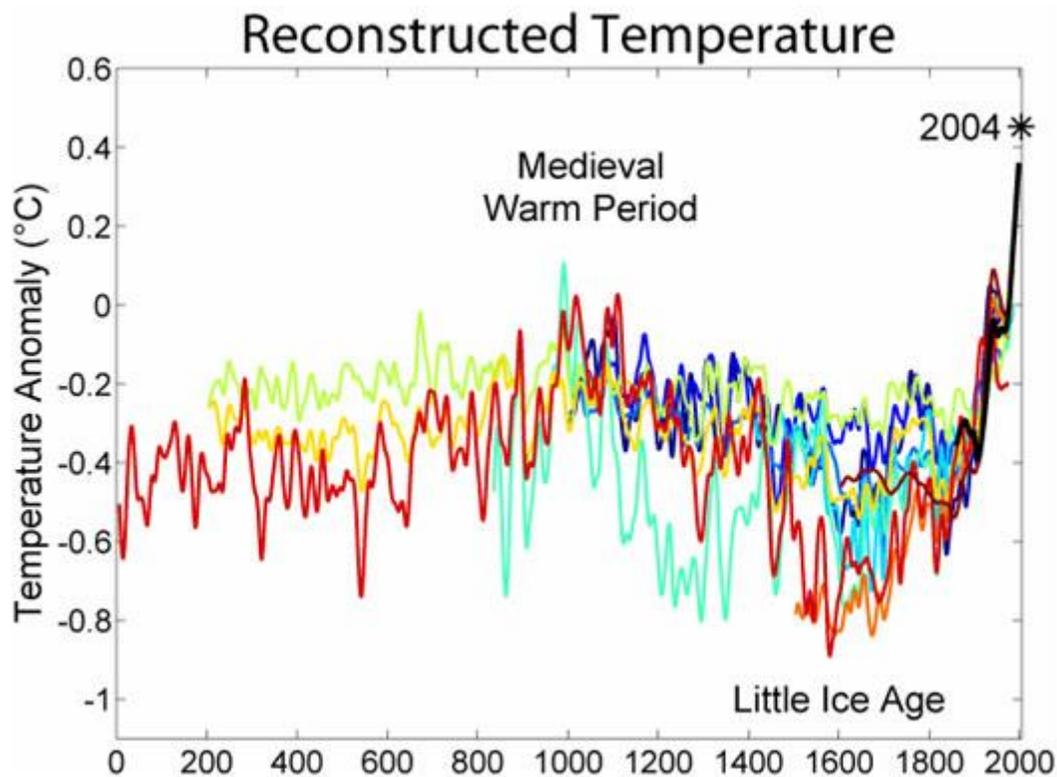


Figura 17: Reconstrucción de la temperatura en los últimos 2000 años. Se observa el Óptimo Climático Medieval, la Pequeña Edad de Hielo y el Calentamiento global actual. Fuente: www.redding.com

Las prolongadas sequías afectaron muchas partes del occidente de Estados Unidos, especialmente la parte oriental de California y el occidente de la Great Basin. Alaska sufrió tres intervalos de tiempo experimentados de calor moderado comparable: 1-300, 850-1200, y posteriormente-1800. La datación mediante radiocarbono en el Mar del Sargazo muestra que la temperatura en la superficie del mar era aproximadamente 1°C más caluroso que hoy, hace 1000 años (durante el Óptimo Climático Medieval).

El clima en el este ecuatorial de África ha cambiado entre la sequedad de hoy en día y un clima relativamente más húmedo. El clima más seco tuvo lugar durante el Óptimo Climático Medieval. Una perforación de hielo al este de Bransfield Basin, en la Península Antártica, identifica claramente los sucesos de la Pequeña Edad de Hielo y el Óptimo Climático Medieval. La perforación muestra un período claramente frío sobre el año 1000-1100, ilustrando el hecho de que durante el Óptimo Climático Medieval global había, regionalmente, períodos de calor moderado e incluso frío. Los corales tropicales del océano Pacífico sugieren que las condiciones relativamente frías y secas pueden persistir con la configuración de los fenómenos similares a El Niño. Aunque hay una escasez extrema de datos de Australia, hay evidencia, por los sedimentos, de que durante los siglos noveno y décimo el Lago Eyre permaneció lleno aunque con variaciones en su nivel.

La investigación de los sedimentos en el Lago Nakatsuna, realizada en 2001 por Adhikari y Kumon en el centro Japón, ha verificado la existencia allí del Óptimo Climático Medieval y la Pequeña Edad de Hielo.

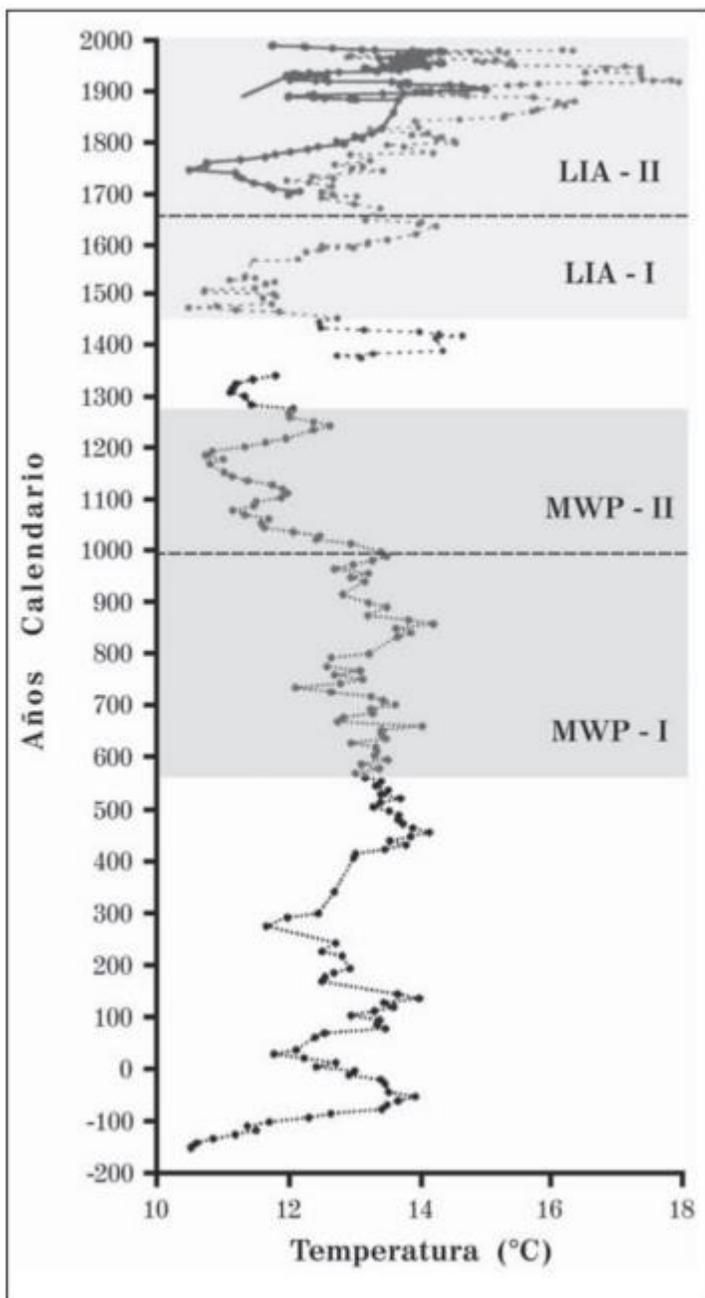


Figura 18: Registro de la temperatura superficial del agua en primavera en la Bahía Chesapeake (Estados Unidos), reconstruida a partir de la relación Mg/Ca de valvas de ostrácodos para los últimos 2200 años (Tomado de Cronin et al., 2003)

5.1. Cronología del clima medieval

La Fase intersecular de los glaciares alpinos, llamada aún “pequeña edad glacial”, ha quedado definida en su especialidad, en su individualidad glacial, en sus plausibles determinaciones climáticas. Esta fase ha permitido diagnosticar, en la medida de lo posible y no sin incertidumbre, una fluctuación climática probablemente fría, una especie de hipotético, impalpable y ligero enfriamiento, inferior o igual a 1 °C, reinando con una intensidad sin duda variable sobre vastas regiones de Europa occidental entre 1590 y 1850. Este fenómeno se habrá establecido sobre todo después de 1540 y habría terminado progresivamente a fines del siglo XIX y en el siglo XX.

La fluctuación glacial de 1600-1850 no es la única, ni siquiera, la más fuerte que se haya registrado en la época histórica. La abundancia de los documentos son testigos de esta fluctuación, sirven a esta para ser descritas y juzgadas con mayor posición. No significa, de hecho, más que la repetición de episodios analógicos, que se han desenvuelto en diversas ocasiones en el transcurso del periodo histórico; con más exactitud desde el fin del periodo cálido, y desde que se desencadenó el enfriamiento subatlántico.

Después de Leo Aario, Franz Mayr, en su notable estudio de 1964, cuenta en total desde el comienzo del subatlántico, cinco episodios seculares o multiseculares de igual tipo que el del estadio reciente de Fernau (Tirol) que dó su nombre, gracias a Kinzl, al empuje de 1600-1850; las morrenas máximas de este glaciar, por afortunada coincidencia, terminan en la turbera o pantano de Bunte Moor (el frente glacial en retirada se encuentra actualmente a 800 m de esta turbera). Las capas de turba corresponden en la estratigrafía de Bunte Moor, a mínimos glaciares (comparables con la actual) donde la turbera, abandonada por la lengua glacial en retroceso, puede funcionar y producir turba sin dificultades. Y estas rayas de turba alternan con las capas de arenas morraínicas e indica por su parte, gran avance glacial en el que el gran glaciar queda unido con el pantano. Las capas polínicas, bien localizadas desde los trabajos de Firbas y de Aario, proporcionan los fechados, así como también diversos métodos geomorfológicos, el C 14 y la velocidad de aumento (de la turba), medida con precisión. El diagrama final del Mayr se conforma con hacer, en la vertical de una escala de tiempo, un esquema del aplacamiento alternativo de los estratos de turba y de arena glaciares: la estratigrafía es semipolínica, semimorraínica.

El agrupamiento de los cinco episodios glaciares que se revelan así, no podría dejar indiferente al hastiador de la muy larga duración. Es claro que no se trata de deducir, partiendo de un único glaciar (Fernau), una cronología válida necesariamente para el conjunto de los Alpes; sería absurdo. La turbera de Fernau se limita a ofrecer

varios ejemplos pertinentes, que convergen con muchos otros. Y esto, ya se trata de la “pequeña edad glacial” o del “pequeño óptimo” de la Edad Media.

Sea la que sea, dos grandes períodos se oponen claramente en el diagrama de Mayr; por su parte, el primer milenio a.C. está casi eternamente ocupado por dos largos empujes glaciares, separados apenas por el intervalo de un siglo de retirada. Por lo contrario, el curso de los dos últimos milenios (de nuestra era), la turbera de Bunte Moor ha sido alcanzada mucho menos largo tiempo por los hielos terminales de glacial de Fernau; los intervalos cálidos o suaves, de retirada, dominan claramente, en duración, sobre los intervalos frescos, de adelanto.

Veamos ahora, a través de los siglos, los cinco mayores episodios de los últimos 3500 años:

- a) El “máximo de glacial alpinos entre 1400 y 1300 a.C.”, en los que la lengua terminal (a 750 m adelante del máximo de 1850) “alcanzó su mayor extensión del postglacial”.
- b) La “máxima de los glaciares entre 900 y 300 a.C.”; se trata de dos empujes glaciares sucesivos, cada uno de los cuales se prolonga durante dos o tres siglos; están muy cercanos entre sí y se hallan separados por un intervalo de retirada que no dura más de siglo y medio. Ambos empujes marcan con su huella la mayor parte del primer milenio anterior a nuestra era, y pueden encontrarse, fuera de Bunte Moor, en muchos otros glaciares de los Alpes austríacos: Heuberger y Beschel, que utilizan como indicador cronológico a la medida del crecimiento de las placas de líquen adheridas a los morrenas, fijan también en 600 a.C. la fecha de un importante avance de los glaciares alpinos. El largo episodio frío, que se desencadenó hacia 900 a.C., está destinado a durar, con altos y bajos, aproximadamente seis siglos e inicia las frescuras de la época subatlántica: con ese carácter ofrece muchas analogías con lo que más tarde será la Little ice age de 1550 a 1850 d.C.
- c) Cuando termine una retirada intermedia, que corresponde a la época romana, sobreviene un nuevo máximo de los glaciares entre 400 y 700 d.C.
- d) El breve empuje medieval comprende desde los alrededores de 1200 (posiblemente 1150) a 1300 (posiblemente 1350).
- e) Por último tenemos el máximo de 1550 a 1850.

Gracias a la estratigrafía de Bunte Moor se puede localizar este mismo máximo, que bruscamente aparece en una capa arenosa y morrenaica. Esta misma capa se halla apretada entre dos trozos de turba que representan, la inferior, la desglaciación medieval y la superior, la desglaciación contemporánea que aún no termina.

La fase intercelular de crecida de los glaciares alpinos (1590-1850), penosamente reconstruida gracias a los documentos, aparece de repente, en la escala de los

milicianos, simplemente como casa particular de un fenómeno recurrente, como un periplo multiseccular que llega después de otros cuatro o cinco del mismo estilo que lo han precedido.

Esta misma idea corresponde a la fase, hasta aquí secular, de la decrecida de los glaciares alpinos, que está en actividad desde 1860 y aún no se sabe si terminará en unos decenios o seguirá durante uno o varios siglos. Por lo que a ella toca, disponemos ya de una certeza: la de que esta decrecida no es más que un caso particular también, un ejemplo después de otros cinco fenómenos semejantes, cada uno de los cuales está materializado, como ella y antes de ella, en la turbera de Bunte Moor en un simple estrato de turba.

El difícil problema del movimiento secular e intersecular del clima de Occidente en la época histórica, es el que de modo más general, no se encuentra resuelto ciertamente, pero aclarado al menos por la estragaría de este pantano subglaciar.

Hasta aquí se considera que este movimiento secular era de dos siglos, gracias a las observaciones meteorológicas recientes; y de cuatro o cinco siglos de acuerdo con movimientos glaciares que se conocían por documentos y por las morreanas más frescas.

Estos datos, acumulados en un fastidioso expediente, vuelven a tomarse y se llevan a un nivel de generalidad superior, para quedar situados en un contexto temporal mucho más amplio.

Los dos grandes tipos de oscilaciones seculares o intercelulares, fresca (1590-1850) y suave (1860-1960), se repiten bruscamente en 10 ejemplares en total. Las características del movimiento intersecular que habían indicado los climatólogos – y principalmente Pedelaborde en 1957- se encuentran autenticados, experimentalmente comprobadas. Este movimiento implica, sin duda alguna, largas oscilaciones, alternativas y, si se quiere, periodicidades; pero esta periodicidad no es regular ni rigurosamente cíclica, en el sentido igualitario y matemático de este epíteto. Porque las “fases”, suaves o frescas, jamás tienen igual duración unas con otras. Los periodos de empuje glaciar pueden durar aproximadamente dos siglos y medio (así la oscilación propiamente dicha de Fernau, 1590-1850), o apenas más de un siglo (de 1150-1200 a 1300); o más de tres siglos (en el primer milenio anterior a nuestra era). A la inversa, las fases de retirada glaciar o de suavidad climática pueden rebasar apenas un siglo o, por lo contrario, durar tres o cuatro siglos o más.

Otra lección: la homogeneidad temporal. Muchos climatólogos piensan que todas las oscilaciones del clima son del mismo tanto si son anuales, decenales, seculares, milenarias... o geológicas. Hagamos constar, en todo caso, que las oscilaciones interseculares, apreciadas en el glaciar-pantano de Fernau-Bunte Moor, se componen entre sí para dar un movimiento de aspecto milenario e intermilenario, y

que a su vez este movimiento comprendido en su totalidad dentro de la fase subatlántica, se integra a través de este, en las divisiones cronológicas fundamentales de la edad postglaciar y del cuaternario. Así hay continuidad, unidad, entre el tiempo histórico y el tiempo geológico.

Estos diversos empujes glaciares – cuya duración es variable pero siempre superior a un siglo -, presentan por otra parte una gran homogeneidad geográfica; en el curso de unos y otros, en efecto, el glaciar que se trata (el Fernau) jamás ha rebasado más de 200 a 800 m el emplazamiento de las morreanas terminales de 1850, que señalan el postrer apogeo en cuanto al último de estos empujes.

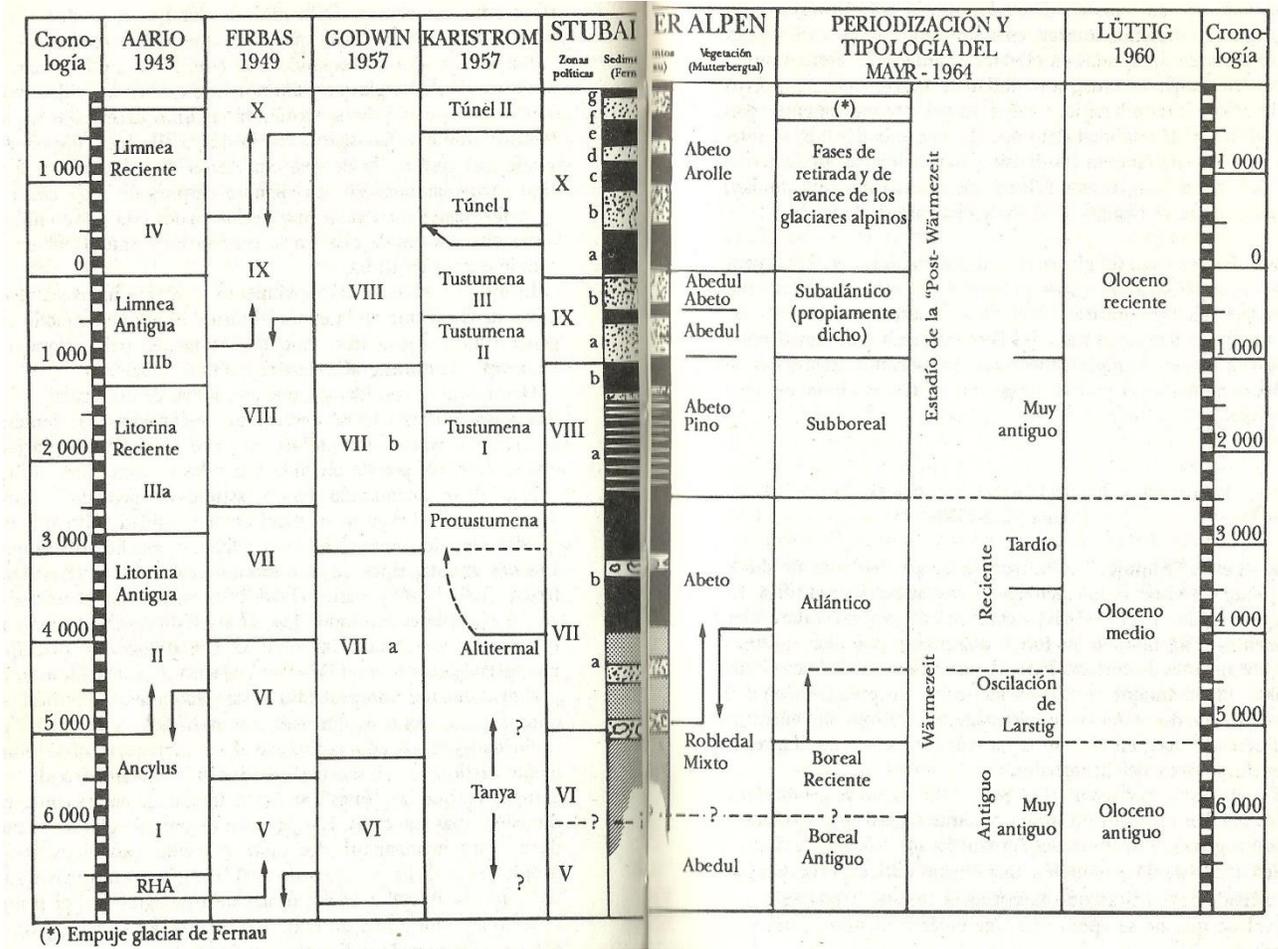


Figura 19: Periodificación reciente glacioclimática de acuerdo con una ciénaga subglaciar.

En el centro de este cuadro (tomado de Mayr, 1964, pp. 384-385, cuadro 6) se encuentra (en la columna Stubai Alpen, Sediment, Fernau), representada en forma esquemática, la estratigrafía de la turbera subglaciar de Bunte Moor-Fernau. En negro: las capas de turba (retroceso glaciar); en blanco pintado de negro: los nieves de arenas morrénicas, que indican avance glaciar. A izquierda y derecha del cuadro: escala de tiempos y mención de las periodificaciones posglaciares y posóptimas, que hacen diversos autores, principalmente Aario acerca del Báltico; Firbas y Godwin sobre los pólenes de Europa occidental, Karlstrom respecto a los glaciares de Alaska, etcétera. Fuente: Ladurie, E. L. (1991). Histoire du climat depuis l'an mil. México.

5.2. El Pequeño Óptimo

¿Es posible apreciar la amplitud de las fases de retirada que precedieron primero y siguieron después a esta crecida medieval? Los datos de Altesch y de Grindelwald proporcionan, a este respecto, algunas indicaciones: La decrecida de la alta Edad Media (Siglos IX-XI) parece que en su conjunto fue un poco más acentuada que la del siglo XX, por lo menos tal como se ha manifestado ésta hasta el presente; los árboles “preglaciares”, que por último destruyó la ofensiva de 1200, crecían en los lugares donde el bosque, en nuestros días, no ha encontrado el tiempo suficiente o las condiciones necesarias para implantarse de nuevo. Y el punto de partida de Oberriederin no ha sido despejado en el glaciar de Aletsch por el retroceso del glaciar.

Siendo así ¿merece el nombre de “pequeño óptimo climático” que se da con frecuencia al periodo de retirada que se acentúa y se manifiesta de 750 a 1200-1230 de nuestra era? Indudablemente que sí, conforme a la medida en que el adjetivo “pequeño” connota ciertos caracteres originales, que diferencian del “gran” óptimo de la prehistoria a este episodio. Es desde luego asunto de duración; la “pequeña” fase tibia de la alta Edad Media no perseveró más que durante varios siglos, mientras que la Wärmezeit del neolítico se extendió a través de millares de años.

Pero sobre todo, es cuestión de diferencia térmica. El clima de estos cuatro siglos, des de los Carolingios hasta los grandes desmontes, parece sin duda que ha sido bastante suave, tanto como el siglo XX y, posiblemente, hasta un poco más; y no carece de razón pensar que los vikingos lo aprovecharon y más aspectos de su expansión: Islandia y Groenlandia.

Pero no es posible ir más allá de estas razonables hipótesis. Porque sabemos, según los pólenes, que las asociaciones florales características del gran óptimo de la prehistoria no se restablecieron alrededor del año mil. Un simple ejemplo entre diez posibles: el avellano, hacia el norte de Escandinavia, no reconquistó en el siglo XI sus posiciones “óptimas”.

Así, pues, la diferencia térmica anual media entre estos períodos tibios y el periodo fresco que le siguió (hacia 1200 y después de 1200) es, de manera verosímil, del mismo orden de tamaño (con unas décimas de grado centígrado más posiblemente) que – a la inversa- la que separa el período fresco de 1800-1850 del periodo suave de 1900-1950; es decir, más o menos 1°C, o aún menos. Una diferencia térmica claramente superior y comparable con la que a veces se propone tratándose del gran óptimo “atlántico” de la prehistoria (2°C o más).

Dentro de una cronología más precisa, las series de acontecimientos meteorológicos, obtenidos de documentos medievales, establecen el periodo más

favorable de este pequeño óptimo (caracterizado por la suavidad de los inviernos y por la sequedad de los veranos), en los años 1080-1180 de nuestra era. Por lo menos, en lo que se refiere al Occidente europeo (Inglaterra, Francia, Alemania). Como vemos, no contradice en forma alguna –y es lo menos que puede decirse– a los demás testimonios de los glaciares alpinos, muy encogidos durante este periodo; muestras de los foraminíferos que se deslizaron hasta el fondo del océano Atlántico y denuncian también un empuje cálido que culminó hacia 1200; curva de la congelación de las costas islandesas que probablemente es mínima entre 1020 y 1200 de nuestra era.

Parece, por otra parte, que este “periodo suave” de la alta Edad Media, correspondiente a la retirada glacial, se caracteriza en Europa occidental por muy fuertes sequedades, que fueron el doble resultado de una pluviosidad restringida y de una vigorosa evaporación.

Las turberas, en efecto, registran los episodios húmedos en la estratigrafía, no la aparición de nieves características o “superficiales de recurrencia”, niveles característicos o “superficiales de recurrencia” niveles que corresponden a una recrudescencia del empuje de los sphaignes, o musgos higrófilos. Interpretar estos niveles es delicado, porque pueden corresponder a una inundación ocasional y violenta de la turbera, o realmente a una fase de pluviosidad más acentuada.

Numerosos fechados del C 14 permitieron a Overbeck definir las “gammas” cronológicas en cuyo interior se encuentran las superficies de recurrencia, designadas en su totalidad con las iniciales “Ry”.

Conclusiones de Overbeck acerca de las turberas alemanas: después de que comenzó nuestra era, las superficies de recurrencia se presentan entre 400 y 700 (Ry II) y en 1200 (Ry I). Los siglos IX-XI están exentos de ellas por completo; esta última época “suave” parece que también es un periodo seco.

Acerca de este periodo seco es interesante un texto, desafortunadamente tardío, de Boulainvilliers, obteniendo de las investigaciones de los intendentes al terminar el reinado de Luis XIV. Se refiere al río Sarte, que es típico de un país muy húmedo, pues siempre tiene agua. Ahora bien ese río se habrá secado, como un vulgar oued mediterráneo, tres veces en la historia: la primera vez en un año indeterminado del reino de Carlomagno; la segunda vez, lo mismo bajo Luis el Bueno (814-840), y la tercera vez en junio de 1168, durante una breve media hora. ¿Estos tres episodios extremos serían característicos del periodo seco o relativamente seco de los siglos IX a XI?

El pequeño óptimo medieval volcó sobre Europa bocanadas de calor, a veces tórridas; en el activo de éstas debe incluirse también las invasiones de langosta que pudieron extenderse en aquel tiempo (siglo IX-XII) sobre vastas regiones muy

septentrionales (desde Alemania hasta España), en 873 de nuestra era, durante una gran hambruna, y hasta Hungría y Austria a través del otoño de 1195 de nuestra era.

El pequeño óptimo que se extiende alrededor del año mil y desaparece en el siglo XIII, siendo cálido y probablemente seco, parece que afectó muy vastas regiones del antiguo y del nuevo continente. Encontramos sus huellas en numerosos lugares de Europa occidental y central; en las muestras del fondo del océano Atlántico y hasta el extremo norte de Canadá. Hace unos años, efectivamente, Raid A. Bryson, cuando investigaba en el oeste de la bahía de Hudson, descubrió en las orillas de los lagos Ennadai y Dimma los restos de un bosque fósil, situados a 25, 40 o hasta 100 kilómetros al norte del límite forestal contemporáneo. Cuatro fechados del C 14, que se efectuaron en lugares distintos, indican que este bosque había vivido temporalmente en los alrededores de 870, 880, 1090 y 1140 de nuestra era. En coincidencia rigurosa con el pequeño óptimo medieval que, tanto Canadá como en Europa, desplazó temporalmente hacia el norte el frente polar ártico y el límite septentrional de los bosques; durante este intervalo, estos tuvieron el estímulo de las temperaturas momentáneamente más elevadas para brotar.

Los signos concordantes se manifiestan así por diversos lados.

En cuanto al clima del último milenio, proponen una cronología en tres movimientos:

1. Pequeño óptimo del año mil.
2. Empujes glaciares de la Little ice age que culmina por primera vez hacia 1200-1300 y por segunda vez en 1580-1850.
3. Recalentamiento contemporáneo.

Esta cronología, sólidamente comprobada, acaba de recibir nuevas y soberbias confirmaciones que nos llegan de Groenlandia, país que, con la ayuda de los vikingos, ha proporcionado tantas informaciones preciosas acerca de las fluctuaciones climáticas desde la Edad Media.

Los datos que se descubrieron recientemente y nos llegan de Groenlandia, provienen en lo esencial de dos fuentes. Una es fascinante e incierta a la vez el "Vinland Map". La otra es lumínica y fundamental: el gran ice core de Camp Century, cuya estrategia acaban de publicar los sabios de Dinamarca y Estados Unidos.

Un documento extraordinario y controvertido ha llegado, gracias a las investigaciones de los bibliotecarios de la Universidad de Yale, a arrojar algunas luces, posiblemente fuliginosas, sobre la historia nórdica: el "mapa Vinland", pues de él se trata y, según parece, es de mediados del siglo XV. ¿Sintetiza verdaderamente las informaciones que habían reunido los marinos escandinavos

en el curso de sus viajes durante el periodo que va de los siglos X al XIII? Este mapa traza un contorno bastante exacto de Groenlandia. En caso de que fuera auténtico, podría confirmar la cronología mencionada por Ivar Baardson¹², quien propone dos periodos: el primero, de fines del siglo X y los siglos XI y XII, en cuyo trascurso la mitad sur de la costa oriental de Groenlandia en la latitud de los Gunnbjorn's Skerries (Gunbiernershier) estaba relativamente libre de hielo; los navíos que llegaban de Islandia navegaban así directamente de oeste a este hacia Groenlandia (de manera más general, los marinos y los colonos nórdicos de esta época podrían tener un buen conocimiento experimental, si no cartográfico, de toda la costa de Groenlandia; se supone, con o sin razón, que estos conocimientos empíricos flojean de modo más o menos lejano en el mapa de Vinlandia). El segundo periodo, que menciona la cronología de Baardson, incluye los siglos XIII y XIV. Durante esta fase, el hielo descendió hacia el sur, hizo imposible el acceso a los Gunnbjorn's Skerries, y obligó a los navíos que llegaban de Islandia y de Noruega a que siguieran una ruta más meridional hacia Groenlandia.

El establecimiento de estos periodos tiene ventajas; va de acuerdo con los descubrimientos relativos a las fluctuaciones medievales del clima de Groenlandia, que se efectuaron a partir de las muestras de hielo que han tomado los investigadores norteamericanos y daneses.

Pero ¿es auténtico el mapa de Vinlandia? G. R. Crone¹³ lo niega categóricamente, y su escepticismo debería hacernos prudentes, en espera de documentos más seguros. Para Crone, el hecho mismo de que el mapa de Vinlandia nos dé un esbozo de las costas de Groenlandia, proporciona una razón suplementaria para no tener confianza en este documento.

Otra, dificultad del mapa de Vinlandia –escribe Crone–, es la aparente exactitud del boceto del contorno de Groenlandia, cuando, en realidad, el conjunto de estos territorios no será objeto de una verdadera circunnavegación sino hasta el siglo XIX. Se admite, en general, que esta gran isla no podía haber sido enteramente balizada por los navíos en el curso de un periodo tan antiguo, aunque el clima fuera un poco más suave. En segundo lugar, no vemos el motivo que habría impulsado a los nórdicos a emprender un viaje de esta especie. En tercer lugar, no utilizaban mapas. Después de todo, este famoso mapa fue reconstruido posiblemente en el siglo XV, partiendo de la tradición oral y del estudio de las sagas, pero ni una hipótesis de esta clase podría explicar la presencia de un contorno tan preciso de Groenlandia.

El laboratorio norteamerico CRREL (Cold Region Reserch and Engineering Laboratory) logró extraer en 1966 una muestra de sondaje glaciar, que descendía

¹² sacerdote noruego

¹³ Historiador

verticalmente a través del hielo en Camp Century (Groenlandia). La muestra que se obtuvo tenía 12 centímetros de diámetro y 1390 metros de largo.

El CRREL llegó a conocer la edad aproximada de las diferentes secciones de esta columna de hielo, por medio de una fórmula compleja, que tomaba en cuenta la tasa de acumulación del hielo (35 centímetros por año), y la tasa de compresión de ésta bajo el peso de los niveles superiores, que se han agregado sucesivamente en el curso de los años y de los siglos.

Más de mil siglos de hielo acumulados gradualmente hasta nuestros días, se volvieron disponibles así para una investigación sistemática. La emprendieron variables en isótopos de oxígeno O 18, medida en el “seno” de los hielos, efectivamente es posible explorar las condiciones térmicas que reinaron hace tiempo; en principio, la concentración de O 18 entre las precipitaciones de lluvia o de nieve que se conservarán luego bajo la forma de hielos fósiles, se determina principalmente por la temperatura que reinaba en el momento en que se condensó como lluvia o nieve esta precipitación. “Una temperatura que desciende en el momento en que se forma la lluvia o la nieve, conduce a una baja en la proporción de O 18 en la lluvia o la nieve que se menciona.” Y viceversa.

Las capas más elevadas y, por ello, las más recientes que se han registrado en las cúspides de la muestra glacial de Camp Century, indican grandes concentraciones de O 18, y corresponden al óptimo climático bien caracterizado de los años 1920 - 1930. Debe recordarse aquí, naturalmente, que las fluctuaciones climáticas de Groenlandia no corresponden de manera exacta, en cuanto a la amplitud y a la cronología, con las fluctuaciones contemporáneas en Europa. Pero los trends seculares señalan una convergencia aproximada que se confirman las investigaciones CRREL.

Bajo los niveles que corresponden a los años “tibios” y recientes (1900-1950), la muestra ofrece capas inferiores que corresponden a la época de la pequeña edad glacial y son típicamente pobres en O 18. La pequeña edad glacial cubre, grosso modo, en Groenlandia, la fase que va del siglo XIII al XIX, y se descompone en tres etapas esenciales. La primera se muestra entre 1160 y 1300, seguida de una interrupción, discontinua y moderada (1310-1480). La reanudación del frío, no sin algunos intentos previos en el siglo XI, se produce, como se debate, en el siglo XVII, y luego de nuevo hacia 1820-1850. Por contraste, el siglo XVIII (1730-1480) parece que coincida con una época temporal pero clara de recalentamiento.

Esta periodificación no es definitiva ni indiscutible. Otras muestras de hielo podrían rectificar o detallar esta cronología; permanece lo esencial. Más allá de las fluctuaciones seculares que materializan aproximadamente un “ciclo” de 120 años, los períodos esenciales del frío habían indicado los avances glaciares de los Alpes

en los siglos XIII, XVII y XIX, que se encuentran con precisión en Groenlandia. Subsisten las diferencias, es verdad, pero se apoyan en las distancias que separan geográficamente al continente europeo y al subcontinente groenlandés.

Hacia abajo, conforme se desciende a lo largo de la muestra de hielo, el diagrama de Camp Century refleja la agradable tibieza del pequeño óptimo que registra la primera Edad Media. La curva del O 18 sube bruscamente a través de los cinco siglos que preceden al año 1125 de nuestra era (de 610 a 1125), y se sitúa a manera de techo. La concentración de O 18 durante todo este período sigue siendo más elevada, lo que no será el caso durante la pequeña edad glaciaria (siglo XIII a XIX). Resalta así la duración de un recalentamiento muy marcado que se extiende entre los siglos VII y XI; medio milenio en total. Parece pues razonable pensar que, en esta ocasión, los nórdicos pudieron aprovechar las costas groenlandesas, porque estaban libres de hielo, y desembarcaron tranquilamente en las tierras de las orillas, que formaron los reinos de Tule. Esa mejoría del clima pudo facilitar la colonización de Islandia en el siglo IX, e hizo verdaderamente fácil el dominio sobre Groenlandia en el siglo X. Dos máximos térmicos, destacan en la cueva de Camp Century, debido a la elevación particular que se operó en el período favorable en conjunto, que va de 610 a 1125 de nuestra era. El primer máximo se manifestó en el último tercio del siglo X, u el otro en el primer cuarto del siglo XII. No se encuentra luego calor tan marcado sino hasta dos períodos que también son suaves: aparecerán en Groenlandia en la última parte del siglo XVIII (1780-1800) y, sobre todo, en el óptimo reciente (1920-1930).

Las culminaciones de la alta Edad Media, que corresponden al pequeño óptimo groenlandés: presentan paralelismos interesantes con dos períodos esenciales por lo que se refiere a la historia del subcontinente ártico. Primero, de 978 a 986, Snaebjorn Galti, y luego Eric el Rojo hacia el sur de Groenlandia, donde establecerá poco después su gran finca de Brattahlid. Dos siglos y medio después, en correspondencia también con el “buen” clima meteorológico y demográfico de esta época, por lo que se refiere a las tierras ultranórdicas, se funda en Gardar un obispado de Groenlandia en 1126.

La “muestra” de Camp Century confirma así las pacíficas investigaciones de los arqueólogos daneses; desde 1925, supusieron primero y después demostraron, hasta ciertos límites, la existencia de un pequeño óptimo en Groenlandia durante la Edad Media.

La misma muestra esclarece o confirma otros episodios importantes. La turbera de Fernau (Alpes), sugería un máximo en nuestros glaciares montañoses en una fecha determinada entre 400 y 750 de nuestra era. La muestra de Camp Century sugiere una equivalencia eventual de esta fase en el curso de un episodio también frío, que se produjo entre 540 y 610 de nuestra era. Este episodio, como en la pequeña edad

glaciar de 1580-1850, pudo tener carácter mundial y afectar simultáneamente en Europa y América. John Mercer anota en un importante artículo sobre las “variaciones glaciares en Patagonia”, que los glaciares del continente americano (Alaska y Patagonia), según los fechados del carbón 14 y de acuerdo con ciertos síntomas de avance hacia el año 250 de nuestra era, estaban en fase máxima hacia el año 450 de la misma.

Remontándonos aún más, antes de la fase relativamente tibia del comienzo de nuestra era (50 a.C/ 200 d.C) la muestra de Camp Century indica fuertemente la amplitud y la violencia del enfrentamiento subatlántico, que afectó a una gran parte del último milenio antes de nuestra era (situándose entre 500 y 100 a.C., el episodio más frío). La excelente demostración de Mercer permite ampliar más estas conclusiones: el conjunto de glaciares, en vastas partes del mundo, reaccionó con un máximo poderoso en las cimas del frío subatlántico, entre 500 y 300 a.C. No solamente los glaciares de Groenlandia, sino también los de los Alpes, de Islandia, de Suecia, de Nueva Zelanda y de Patagonia (éstos magníficamente fechados).

Por último “last but not least”, la muestra de Camp Century confirmaría definitivamente (si fuera necesario) la existencia del óptimo definitivamente (si fuera necesario) la existencia del óptimo climático de la prehistoria. Esta fase alcanzó su máximo en Groenlandia entre 5200 y 2200 a.C., más exactamente entre 4000 y 2300 a.C. El cuarto milenio anterior a nuestra era (de 4000 a 3000) fue así, en Europa y en Groenlandia, el “milenio Soleado”, como lo han sugerido los diagramas polínicos de los países escandinavos.

Gracias al O 18, el casquete glaciar de Groenlandia “recuerda” las fluctuaciones climáticas que nos llegan de las grandes edades glaciares, y nos trasladan hasta el recalentamiento reciente del siglo XX.

5.3. Terminan las incertidumbres de la Edad Media

La primera parte de nuestra cronología medieval (pequeño óptimo de la alta Edad Media, luego enfrentamiento bastante general y empujes glaciares alpinos de los siglos XII y XIII), parece descansar en adelante sobre numerosas bases que se corroboran entre sí. Ahora analizamos el delicado problema de las fluctuaciones climáticas a fines de la Edad Media. Dicho de otro modo ¿qué sucedió con este probable periodo de retirada glaciar (en realidad muy moderado) que siguió a la crecida de los glaciares alpinos del siglo XIII y que se extiende, hipotéticamente, entre 1350 y 1500, aproximadamente? La regresión de los glaciares parece que fue bastante moderada en este final de la Edad Media, menos marcado que en los siglos IX a XI. Sus lenguas terminales debieron de oscilar, durante este periodo, en límites bastante comparables con los que caracterizan al periodo 1900-1950 o, más

probablemente, en límites un poco menos extensos que éstos. Por lo menos eso es lo que puede sugerirse, con las reservas usuales, a partir de ciertos indicios.

Primer indicio: durante el período de 1350 a 1550, el glaciar de Altetsch no retrocedió, verosímilmente, hasta sus posiciones de 1940. De otro modo, no habrían resistido mucho tiempo a las intemperies las reliquias forestales que murieron en el siglo XII y que se han conservado hasta nuestros días gracias a la presencia de hielo.

Tampoco parece haber retoñado en el siglo XV el bosque fósil de Grindelwald, que murió en el siglo XIII.

No hemos regresado, según parece, a las templanzas del año mil. Sin embargo, hubo retirada o, si se prefiere otra manera de expresar la misma idea, entre 1350 y 1550 hubo empuje glaciar comparable con el de 1150-1300; con mayor razón si lo comparamos con el de 1600-1850. Si no, ¿cómo se explica también que los habitantes de Chatelard y de Bonanay en Chamonix, y la capilla de Santa Petronila en Grindelwald, que fueron aplastados o suplantados por los glaciares vecinos entre 1600 y 1610, hayan, por lo contrario, prosperado “sin historia” entre 1380 y 1600?

Tampoco están en contradicción con ese punto de vista los datos groenlandeses. Las sepulturas normandas de Herfoljness se descubrieron con las excavaciones de 1921, en un suelo congelado hasta lo profundo todo el año, a pesar del calentamiento sensible ya en aquellos años, tanto en Groenlandia como en otras partes. El magnífico estado de conservación de las telas y de los objetos de madera que se descubrieron junto a los muertos no puede explicarse más que por ese hielo perpetuo y muy antiguo.

Sin embargo, posiblemente no era así en el momento de las inhumaciones -de las que, según las modas del vestido, las últimas se sitúan alrededor de 1450- pues las raíces de los arbustos tuvieron tiempo de taladrar los sarcófagos y los esqueletos y horadar y enredar las telas.

Algunos historiadores del clima, y entre ellos los mejores (Utterström, Flohn y Lamb), han incorporado los siglos XIV y XV en la fase intersecular de crecida de los glaciares, bautizada por ellos con el nombre de “pequeña edad glaciar”. Ahora bien, en el estado actual de la documentación histórica, botánica o geomorfológica, pienso que esta conclusión, considera en su conjunto como válida, merece no obstante que se le precise. Los glaciares alpinos del siglo XV estaban muy probablemente más desarrollados que los de los siglos XI o XX (estas dos épocas coinciden con dos fases óptimas del periodo histórico). En este extremo final de la Edad Media eran menos voluminosos de lo que fueron en el siglo XVII, puesto que

respetaron todavía las localidades que habrían de destruir en todos lados alrededor del año 1600.

Seguramente hubo episodios fríos en el siglo XV. Pierre Pedelaborde menciona los más pintorescos de ellos con la ayuda de la documentación invernal, y anota que en 1468 se vendía el vino al menudero y la gente lo transportaba en témpanos dentro de sus solereros.

Pero estos episodios de la baja Edad Media, por muy intensos que sean no revisten un carácter bastante duradero y afectan a todas las estaciones (incluida la bella temporada y sus meses modelos de ablación glaciar), como para determinar un empuje máximo de los glaciares alpinos. Este empuje no llegará sino mucho más tarde, a partir de 1590-1600, cuando surjan brutalmente las manifestaciones sintomáticas del apogeo glaciar.

En cuanto a las catástrofes humanas de finales de la Edad Media (1348-1450), no tienen mucho qué ver con el rigor del clima, ya que son productos, entre otros factores, de ese devenir trágico que simboliza comúnmente a la peste negra y a las guerras inglesas, y subrayan el desenlace de un gran ciclo agrario.

Después de esta revisión necesaria, habrá necesidad de indicar algunas insuficiencias y lagunas. Las principales se relacionan con los textos. En los siglos XVII y XVIII, son numerosos y precisos los “escritos” glaciares. No sucede lo mismo en la Edad Media.

El episodio de crecida medieval (1215-1350) no está indicado sino por algunos textos cuya mayoría son vagos y dudosos. Las pruebas decisivas son geomorfológicas y botánicas. De ahí proviene la elasticidad de cincuenta años aproximadamente que muestra cronología medieval de crecida.

En 1284 está señalado, sin otros detalles, un deshielo del lago de Ruitor –signos de una crecida del glaciar de este nombre. Ese texto es interesante, ya que coincide plenamente con el fechado del C 14 relativo a los empujes glaciares de Aletsch y de Grindelwald.

Otros textos, mencionan Stolz y Du Tillier, implicarían un empuje posible del Vernagt y del Ruitor, que se efectuó respectivamente en 1315 y entre 1391 y 1430; pero estos textos son tardíos, hipotéticos y puramente deductivos, y su cronología de ningún modo es cierta. Las mismas observaciones deben hacerse a propósito de los textos de 1513 y 1531 acerca de un estado de crecida que comenzó y está mal determinado, de los glaciares del Tirol. Y, en cuanto a un texto de 1540 sobre la impetuosa decrecida del glaciar de Grindelwald, puede ser cierto, pero no está probada claramente.

Por lo que toca a los textos glaciares que descubrió y menciona Allix en su libro *Oisans au Moyen Age*, están al abrigo de toda crítica, pero su imprecisión topográfica es total, y no podría obtenerse de ellos más que presunciones sobre la crecida o la decrecida de los glaciares.

Los textos medievales sobre los glaciares, en su mayor parte, están de hecho por descubrirse e interpretarse todavía. Los archivos de Chamonix, tan provistos de los siglos XIV y XV, reservan sorpresas. No he podido examinar más que una pequeña parte.

Carencia medieval de textos glaciares. Carencia también, pero de todo provisional, de textos medievales propiamente climatológicos.

Desde luego, las fechas de las vendimias faltan antes de 1400 a 1500 (pero tal vez se descubrirían algunas series en Italia). Cf. La serie de Orvieto que señala E. Carpentier, 1962, y la de pisa, inédita según D. Herlihy.

En cuanto a los textos de acontecimiento no faltan. Determinado número de ellos están reunidos en las viejas colecciones ad hoc del siglo XIX, que son complicaciones estimables pero están superadas. Por ejemplo Baker, 1883.

Lo nuevo: abundan los textos inéditos que describen (año por año en los siglos XIV o XV), inviernos, veranos, rigores, sequías, inundaciones, privados o notariales, eclesiásticos o administrativos.

De ahí la segunda exigencia en este campo: buscar lo sistemático. Establecer series validas de estos textos, por región, por año, por estación o aun por mes, por fenómeno climático (frío, calor, sequedad, humedad, etc.), y por intensidad del fenómeno de que se trate. Y para ello se deben utilizar las técnicas de clasificación rápida y de correlación múltiple que permiten la mecanografía y los métodos manuales o automáticos de tarjetas perforadas y de computadoras. Por ejemplo, un texto aislado como el que publicó John Titow en su artículo Titow, 1960, p 379 sobre las cuentas señoriales del obispado de Winchester: "La provisión de heno faltó en este año (1292), porque fue dado a los borregos del señor por su causa de un invierno muy fuerte (proper maximan hiemen)". Ese texto, por sí mismo, no añade gran cosa a nuestros conocimientos. Pero adquiere todo su sentido si lo unimos, como lo hizo Titow, al inmenso corpus de textos analógicos que se han descubierto o que se descubran. Reuniendo así y luego fragmentados nuevamente, descompuestos en sus principales elementos (indicación de intemperie, de estación, de tiempo y de lugar), estos textos permiten levantar series finas, locales, precisas y largas, que podrán ponerse en paralelo con las indicaciones decisivas, pero borrosas, que dan por otra parte los glaciares.

Los historiadores que se reunieron en el coloquio de Aspen, en 1962, intentaron hacer un análisis de esta especie en relación con los siglos XI y XVI. Me referiré en pocas líneas a esta experiencia colectiva, lo que se relaciona en el fin de la Edad Media; en siglo XVI, dicho de otro modo.

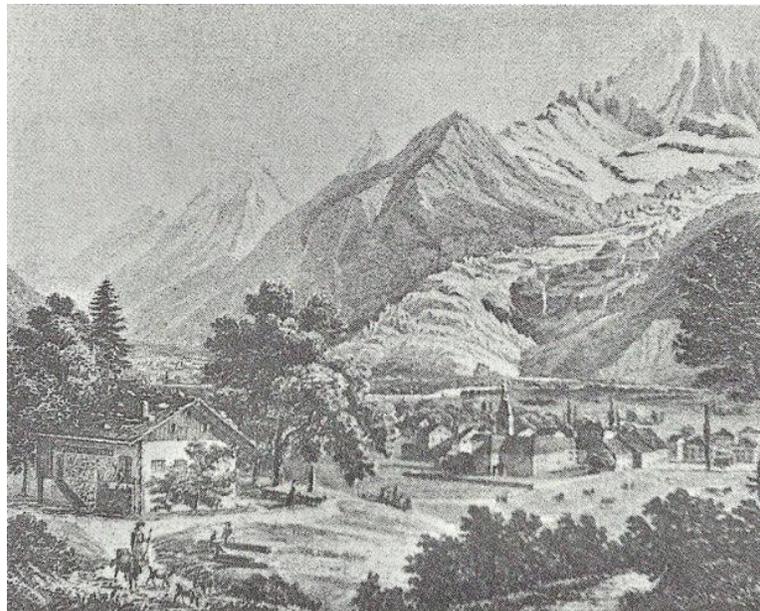


Figura 20: El mar de Hielo. Vista desde las inmediaciones de Chamonix, hacia 1840. Grabado anónimo (probablemente de Anton Winterlin, 1805-1894) de la edad romántica (reproducida con la autorización del señor Snell, anticuario de Chamonix: fotografía del señor L. R. L.). En el primer plano, la iglesia del priorato (actualmente villa de Chamonix). El glaciar de los Bosques (hoy desaparecido completamente del panorama) se extiende ampliamente hacia el pueblo de los Bosques y se desborda hacia la izquierda sobre la costa del Piget. Se distinguen, hacia abajo del glaciar, los valles del Arve y del Arveryrón. Muy en el fondo, entre los árboles, se aprecia un pequeño campanario.

En este grabado tiene el mar de Hielo las dimensiones características de la Little ice age. (Fotografía de L.R.L.)

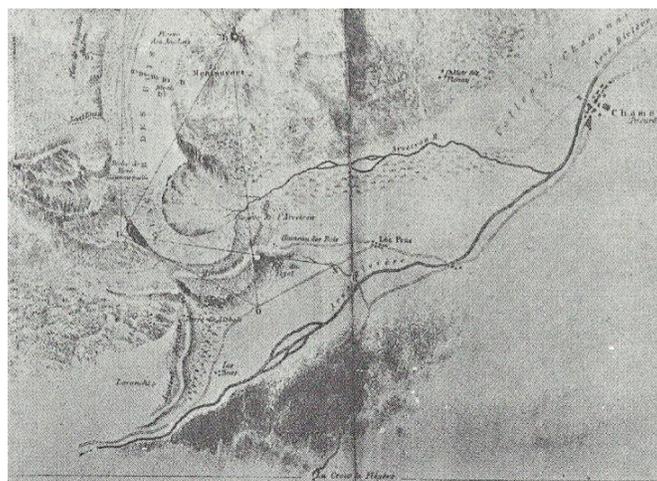


Figura 21: Primer mapa científico del Mar de Hielo (1842). Mapa tomado de Forbes, 1843

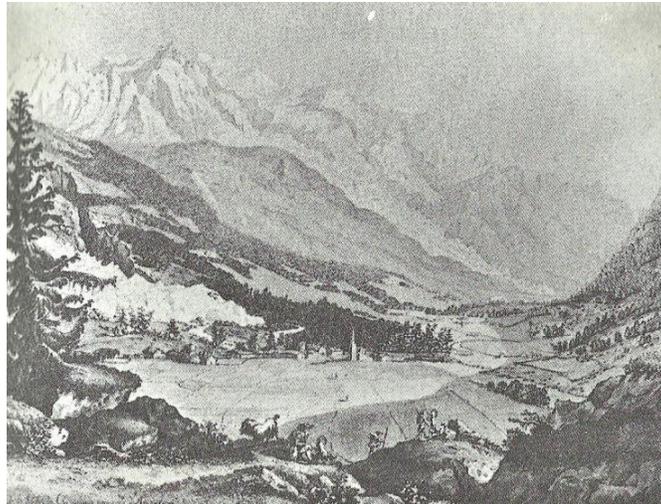


Figura 22: El Glaciar de Argentière en 1780. En este grabado, admirablemente precioso, de Hackert (reproducido según la Biblioteca Nacional, gabinete de las Estampas, Estados sardos y Saboya, expediente V b 1), el glaciar de Argentière está muy cerca de la iglesia de este nombre; se encuentra 1 005 metros delante de su posición del 26 de octubre de 1911, medida por Mougin en el taquímetro Sagnet (Mougin, 1912, p.154), y está más adelante aún, en comparación con la posición frontales, tan alejadas, que ocupara en nuestros días. (Fotografía: Editorial Flammarion.)

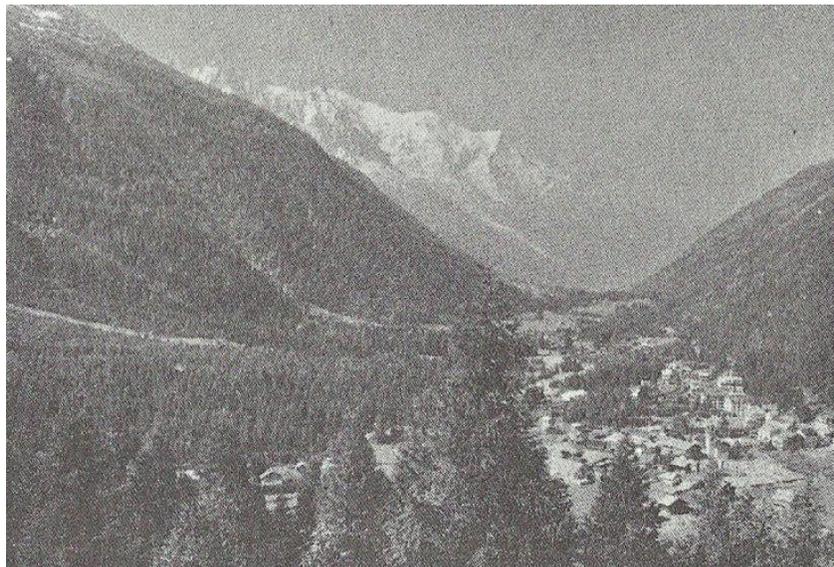


Figura 23: La misma perspectiva en 1966. Dos siglos después, las montañas y la iglesia siguen estando ahí; el bosque y los edificios han invadido el paraje que pintó Hackert. Pero el glaciar, por su parte, se ha retirado muy lejos, muy a la izquierda y ha desaparecido el paisaje (Fotografía de L.R.L., Julio de 1966).



Figura 24: El glaciar de Argentière hacia 1850-1860. Este grabado, de autor suizo o alemán, lleva las siguientes menciones: "Nach Photographie arragirst von L. Rohdock; G. M. Kurz sculps; Druck und Verlag von G.G. Lange." El glaciar de Argentière comienza apenas su retirada; forma aún el zigzag característico del que hablaba Saussure en 1770; su frente está cerca de la planicie y del poblado. (Fotografía: Editorial Flammarion).



Figura 25: El glaciar de Argentière en 1966. En esta foto, que se tomó desde el mismo ángulo que la anterior, parece intenso el retroceso secular; toda la rama inferior del zigzag glaciar está líquida y deja ver enfrente enormes rocas

talladas por los hielos. Las morrenas se cubrieron de alerces. En cuanto al poblado, creció un poco, pero la iglesia y varias casas pueden reconocerse fácilmente. (Foto L.R.L., 1966.)

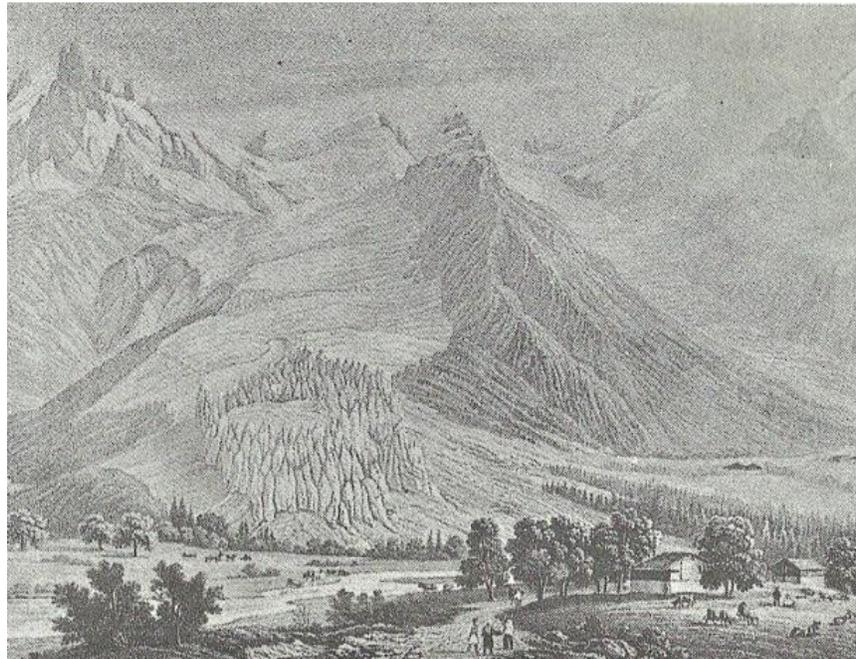


Figura 26

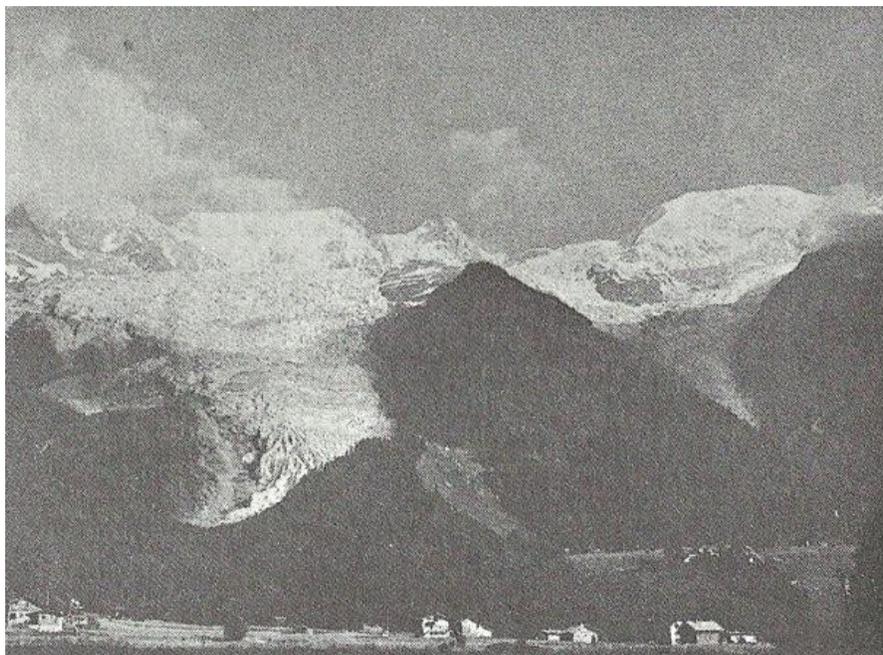


Figura 27: 26 y 27. El glaciar de los Bossons (Siglos XIX y XX). La antigua iconografía de los Bossons es menos rica que la de los glaciares ya mencionados, chamonisenses o suizos.

El grabado XXIII es obra de Winterlin (fue realizado hacia 1830-1850). El artista observaba desde un ángulo situado en la orilla derecha del Arve. Este ángulo un poco más cercano, muestra el retroceso del glaciar. El curioso torreón de seracs, muy claro en el grabado XXIII delante de la lengua glaciar, desapareció en el siglo XX, según el grabado XXIV, y el bosque va

sobre las morrenas y los lugares abandonados por los hielos. A la derecha se adivina el glaciar de Tacconaz. (Colección particular y fotografía de la L.R.L.)

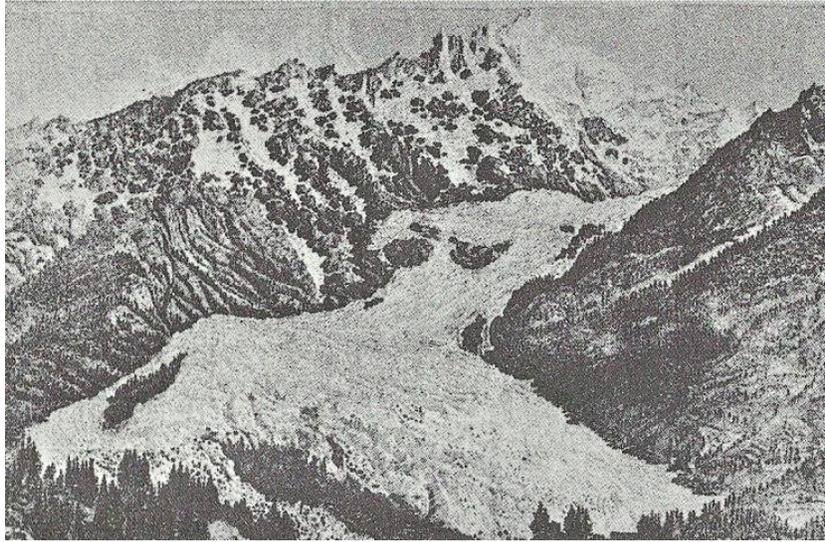


Figura 28

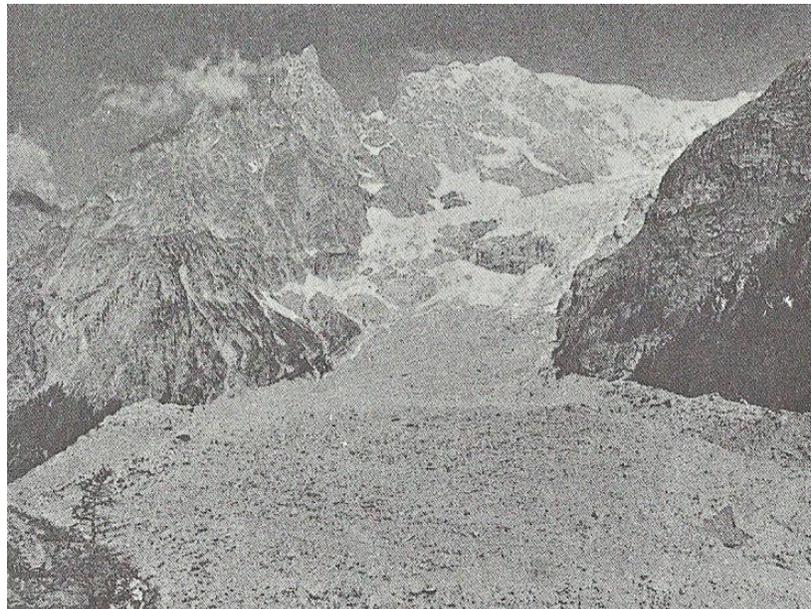


Figura 29: 28 y 29. El glaciar de la Brenva (1767 y 1966). El dibujo de Jalabert (1767) fue hecho en el lugar, durante un viaje con Saussure, y fue publicado en grabado por Saussure, 1786, tomo IV, p. 27, lámina III. Es la más bella y más precisa de las representaciones muy antiguas que existen, relativas a los glaciares del Monte Blanco. Abajo, a la derecha, “las cabañas de los labradores que cultivan los campos vecinos de los glaciares” (Saussure, p27).

La imagen 23 (foto del señor L.R.M., 1966), prueba comparativamente, la exactitud de Jalabert, maravilloso pintor de las crestas y de las rocas; muestra también, por lo que toca al glaciar mismo, la amplitud del retroceso contemporáneo: toda la “llanura del pie de montaña”, glaciar del siglo XVIII, ha desaparecido en nuestra época, substituida por una vasta morrena.

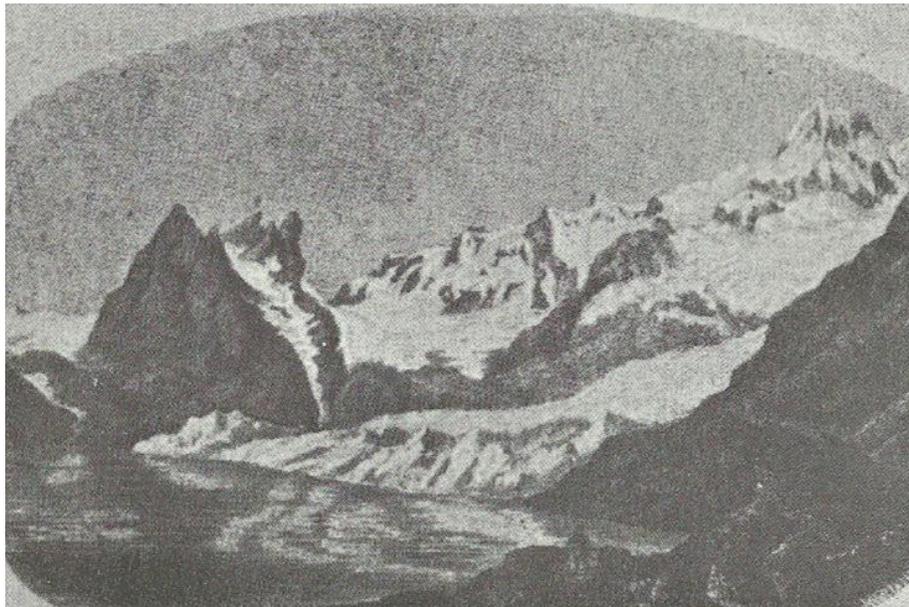


Figura 30



Figura 31. 30 y 31. Glaciar de la Avenida Blanca y el lago de Combal (Región de Courmayeur). El glaciar de la Avenida Blanca, o de la Ley Blanca, baña directamente las aguas del lago de Combal. (Dibujo y grabado de E. Aubert, tomados de Aubert, 1861).

La foto (L. R.L. 1966), fuera del texto fig. 25, se tomó a partir del punto exacto en que Aubert se situó para hacer su dibujo: da fe el peñón trapezoidal inclinado, abajo y a la derecha de ambas imágenes. En esta foto se ha retirado el glaciar, y en adelante aparece rebasando justamente por detrás la gran pendiente rocosa y

obscura de la derecha, que desciende de la aguja de Combal. El retroceso es de un mínimo de 500 metros.

El mismo lago está seco en parte hacia arriba, y se ha cubierto de vegetación. Es de desear un estudio del sedimento de este lago, ya que haría la reseña de las fases largas de desecamiento o hundimiento del plano lacustre, fases que posiblemente estén relacionadas con el volumen creciente o decreciente del glaciar, responsable de alimentar la capa acuática. (Pero sería necesario también tener en cuenta el dique artificial que eleva el nivel del lago desde una fecha indeterminada, pero anterior a 1691)

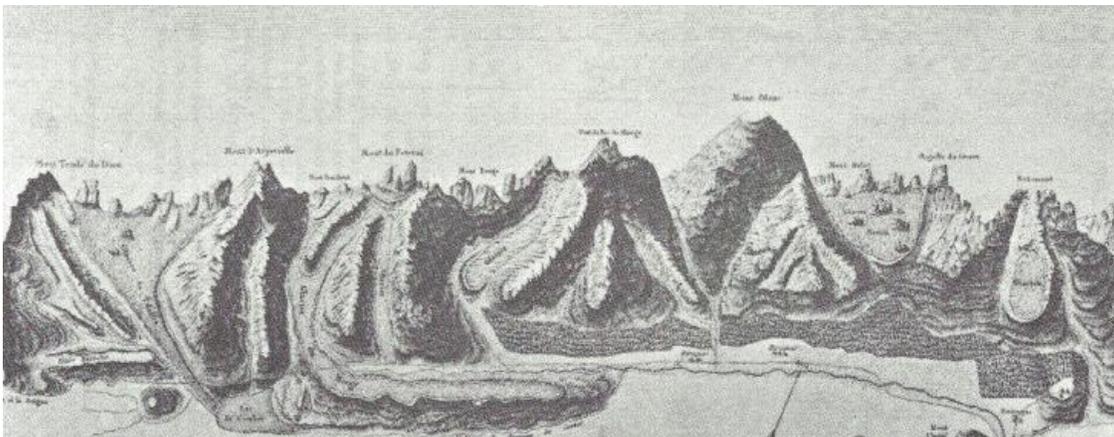


Figura 32: El lago de Combal en el año VII (1798). Dibujado en los años revolucionarios (en los que son bastante raros los documentos gráficos sobre los glaciares), este plano del ciudadano Bourcet es probablemente uno de los primeros mapas del lago de Combal (a la izquierda de la imagen).

En el año VII aparecía el lago completamente desarrollado y directamente bañado por el glaciar que lo alimenta. Este hecho corresponde a una glaciación relativamente fuerte en comparación con la de 1861, y radicalmente distinta a la configuración contemporánea. Sin embargo, Bourcet, que ha situado correctamente los glaciares, se equivocó en los nombres: bautizó con el de “Talèfre” al glaciar de la Avenida Blanca, y con el de “Avenida Blanca” al pequeño glaciar adyacente (a la izquierda) que se llama en realidad glaciar de la “Estellette” (El verdadero glaciar de Talèfre nada tiene que ver con esta región, y está situado a 20 kilómetros al noreste, del otro lado del mar de Hielo). Fuente: Cf. Texto XIII.

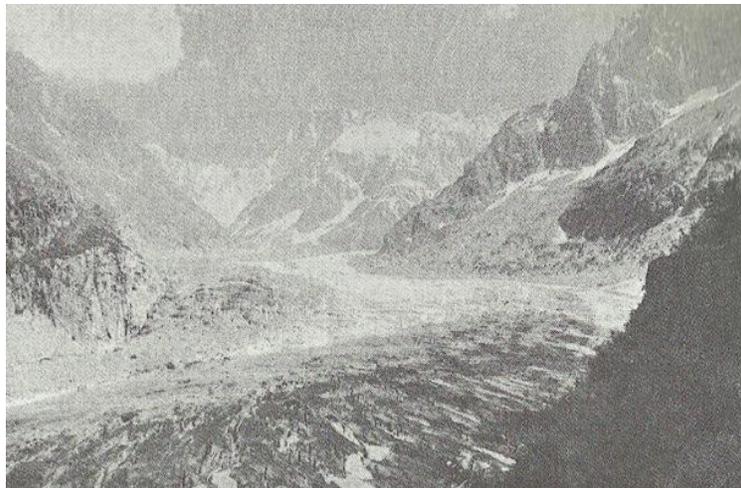


Figura 33



Figura 34: 33y 34. El Montanvers. La antigua iconografía (siglo XVIII) concierne esencialmente (cuando sirve de comparación con la actual) a los frentes glaciares.

Es raro que se tengan datos sobre el espesor del glaciar mismo, arriba de la lengua terminal. El bello grabado de Heckert (Foto de la Editorial Flammarion), que representa al Montanvers en agosto de 1781, permite comparar con la situación contemporánea (Foto de L.R.L., agosto de 1966): La cuenta rocosa, situada en medio, del lado izquierdo, en ambos documentos, y cuya parte superior (primera grada) se ve cubierta de vegetación, está hoy mucho más separada de los hielos, de lo que estaba en el siglo XVIII. Su altura aparente sólo igualaba a su anchura. Hoy esta altura, aumentada por el descenso del glaciar, parece tener el doble, o poco falta, de la anchura que, indudablemente, no ha variado.

Lo mismo, la primera espuela rocosa de la derecha, que se adelanta hasta en medio de las dos imágenes, está hoy mucho más apretada que hace tiempo: antes se hundió con ímpetu en el hielo, y ahora está separada por una pequeña morrena que la circunda.

5.4. El clima del siglo XVI

Diversas reuniones científicas celebradas en los últimos años, han tomado como tema de discusión las fluctuaciones climáticas recientes: una conferencia que convocó en Nueva York en el año 1961, bajo los auspicios de la sociedad meteorológica norteamericana, estudió así los cambios climáticos y los fenómenos geográficos que se relacionan con ellos. El coloquio internacional de Obergürgler (septiembre de 1962), se dedicó a las “variaciones de los glaciares existentes” y a las causas que determinan estas variaciones. Por su parte, la Conferencia de Aspen (Colorado, junio de 1962), que organizó el Comité de Paleoclimatología de la Academia de Ciencias de los Estados Unidos, se encuentran en la misma corriente de investigación fundamental; su objeto es “el clima de los siglos XI y XVI”.

Este Congreso de Aspen presentó algunos rasgos originales: centró la investigación en dos siglos particulares. Ese enfoque de las investigaciones debía permitir, conforme a la intención de los promotores, rebasar la generalidad y, a su fuerza de monografías, alcanzar realidades concretas situadas históricamente.

Por otro lado, los especialistas de las ciencias de la naturaleza (geólogos, glaciólogos, meteorólogos, “dendrólogos”), no fueron los únicos que participaron en el Congreso; por primera vez sin duda en una reunión de esta clase, fueron llamados historiadores profesionales. Fue una investigación normal; tratándose de cronología “corta”, limitada a un siglo –XI o XVI -, los métodos acostumbrados de la Paleoclimatología, que se fundan en la muy larga duración y también hasta en las edades geológicas, resultan insuficientes. Para conocer bien un siglo determinado debe recurrirse a las observaciones finales y reunir series anuales, Ahora bien, éstas, en la mayoría de los casos, se fundamentan en el aprovechamiento de los documentos de archivos, es decir la “tarea del historiador”.

Este llamado a la historia, que formularon los climatólogos, no dejó de hacer eco. Más de cincuenta series anuales –o por lo menos decenales-, fueron presentadas por los historiadores que se reunieron en Aspen, y por sus colegas de otras disciplinas, que se habían unido, con gran espíritu de cooperación, a los trabajos de la Comisión Histórica del Congreso. Muy pronto se plantearon los métodos de ejecución ante estas múltiples aportaciones ¿Bastaría considerar cada serie, una después de otra, para discutir las, criticarlas e interpretarlas aisladamente?

Este primer estudio analítico y monográfico habría de ser rebasado muy pronto. Cuando terminaron los primeros debates de la conferencia y las sesiones iniciales de la comisión, se necesitó poner a disposición común los materiales y hacer un inventario sintético.

¿Por qué esta síntesis? Primero, para calificar las series con la prueba de concordancias y diferencias; después, para hacer que aquellas que expresaron todo

su contenido (que de lo contrario puede permanecer latente, si solo se observan cada secuencia en su particularidad); y, por último, para separar los primeros elementos, aún provisionales, de un cuadro de conjunto.

La comisión Histórica del Congreso de Aspen procedió así a reunir las series y los diagramas que proporcionaron sus participantes. Se integraron dos cuadros cronológicos, que interesan respectivamente a los siglos XI y XVI. Jacques Bertin y Janice Récurat, del laboratorio de cartografía de la Escuela de Altos Estudios, se encargaron, en 1962 y 1963, de acondicionar la gráfica de estos “montajes”: los cuadros definitivos que se elaboraron se publican como anexos, con aclaraciones notas y leyendas explicativas.

6. Fenómenos climáticos

6.1. Variaciones de Milankovich

La teoría del matemático y astrofísico serbio Milutin Milankovich (1879-1958) es una teoría astronómica que explica los cambios climáticos en relación a los cambios de la órbita de la tierra alrededor del sol. Milankovich propuso la teoría astronómica más acabada de los cambios climáticos cíclicos.

La idea central de la teoría de Milankovich es que los ciclos climáticos se deben a tres factores astronómicos, a su vez cíclicos: las variaciones de la excentricidad de la órbita terrestre; las variaciones de la oblicuidad del eje de los polos en relación con un plano descrito por la órbita terrestre y la precesión de los equinoccios. Estos factores dan cuenta de la división de las estaciones y, en la latitud, de las radiaciones solares que recibe la Tierra.

La excentricidad está relacionada con el hecho de que la órbita de la Tierra no sea circular sino elipsoidal (el Sol ocupa uno de los focos de la elipse). Esta excentricidad puede variar entre el círculo (excentricidad cero) y 6 %. Actualmente es de 1,67 %. Las variaciones de la excentricidad hacen variar la distancia media entre la Tierra y el Sol. Si la órbita es circular, la Tierra recibe menos energía. Los efectos de estas variaciones son, sin embargo, poco importantes (del orden de algunas decenas de grados centígrados en promedio). En efecto, el movimiento de la Tierra sobre su órbita es más rápido en el perihelio que en el afelio. Por lo tanto, esta aceleración compensa los efectos de la radiación solar, más intensa en el perihelio. El análisis espectral indica una doble periodicidad de la excentricidad, de alrededor de 100.000 y 400.000 años.



Figura 35: Variaciones de la excentricidad de la órbita terrestre. Fuente: wordpress.com

La oblicuidad tiene una periodicidad de alrededor de 41.000 años. Desde hace un millón de años varió entre $24^{\circ}5$ y $21^{\circ}9$. En la actualidad es de $23^{\circ}4$. Es estable a escala anual. En la media anual, cuando la inclinación aumenta, el ecuador recibe menos sol y los polos más. Por otra parte, se acentúa el contraste entre estaciones del año: un verano menos riguroso en el Polo Norte supone un invierno crudo en el

Polo Sur. En cambio, cuando la oblicuidad es débil, el contraste entre estaciones también lo es, lo que favorece las glaciaciones.

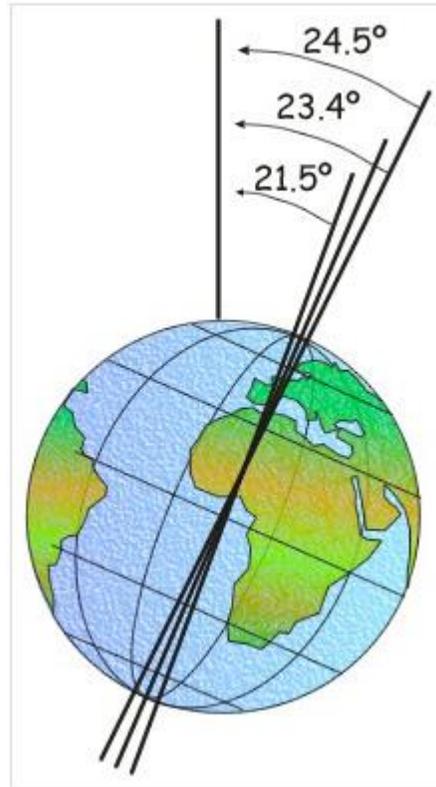


Figura 36: Variaciones de oblicuidad del eje de rotación. Fuente: wordpress.com

La precesión climática es un fenómeno más complejo. Por una parte, el gran eje de la elipse que la Tierra recorre alrededor del Sol, efectúa en 135.000 años una rotación completa en relación con las estrellas fijas. Esta precesión modifica el momento del año en que el Sol está más alejado de la Tierra (afelio) y en que está más cercano (perihelio). Hoy, el solsticio de verano se produce en el afelio y por eso los veranos son menos cálidos y los inviernos más clementes que cuando se producen en el perihelio (como sucedió hace 11.000 años). En este período de inviernos fríos y veranos cálidos, se favorece la desglaciación. Teóricamente, la situación actual beneficia la formación de casquetes glaciares, pero esta tendencia es contrariada por otros factores, como el recalentamiento vinculado a las actividades humanas por el aumento de las emisiones de gas de efecto invernadero.

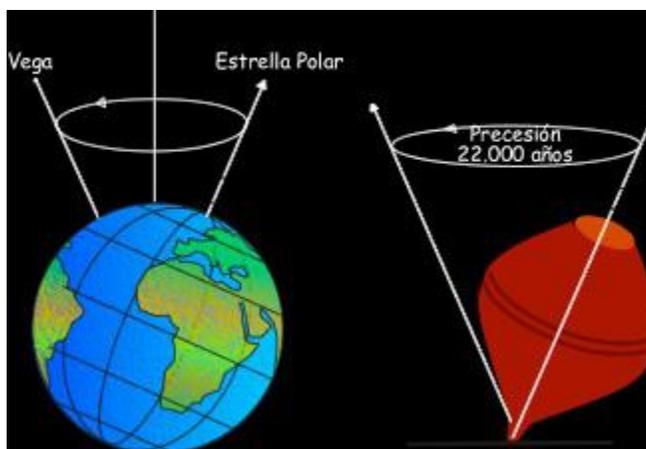


Figura 37: Precisión del eje de rotación y rotación de la órbita terrestre. Fuente: wordpress.com

Entre 1911 y 1957, Milutin Milankovich calculó las variaciones de la insolación entre 55° y 65° norte desde hace 600.000 años. Estos cálculos hicieron aparecer variaciones cuyos mínimos podían asociarse a los períodos glaciares comunes. Durante la década de 1970, André Berger reconstituyó a través del cálculo las variaciones de la insolación en las diversas latitudes para los tres últimos millones de años. El análisis espectral de las curvas mostró la existencia de periodicidades ligadas a las calculadas para los diferentes parámetros orbitales de la Tierra.

Sin embargo, aún persisten ciertas dificultades: si bien estamos seguros de que el clima se ha visto forzado por los ciclos de Milankovich, no es fácil probarlo para los paleoclimas lejanos. Efectivamente, si nos vamos más allá de algunos millones de años, es difícil calcular la insolación, pues habría que conocer con precisión los tres parámetros orbitales. Pero el sistema solar no permite hacerlo, porque es caótico, sobre todo en relación con la excentricidad. La situación es similar para la oblicuidad y la precesión, relacionadas con los movimientos de convección del manto o el reparto de masas en el globo (que varía con las glaciaciones, por ejemplo). Por otra parte, existen otros factores de variación del clima, como la cantidad de gas de efecto invernadero en la atmósfera o la superficie emergente y la posición de los continentes en el globo. Por último, las variaciones de la insolación no rigen mecánica y directamente las fluctuaciones del clima.

No obstante, la teoría de Milankovich cuenta con el apoyo unánime de la comunidad científica. No sólo es indispensable para la comprensión de los mecanismos climáticos y la reconstitución de los paleoclimas del cuaternario, sino que las teorías contemporáneas sobre los climas actuales se basan, más o menos explícitamente, en la del gran astrónomo serbio.

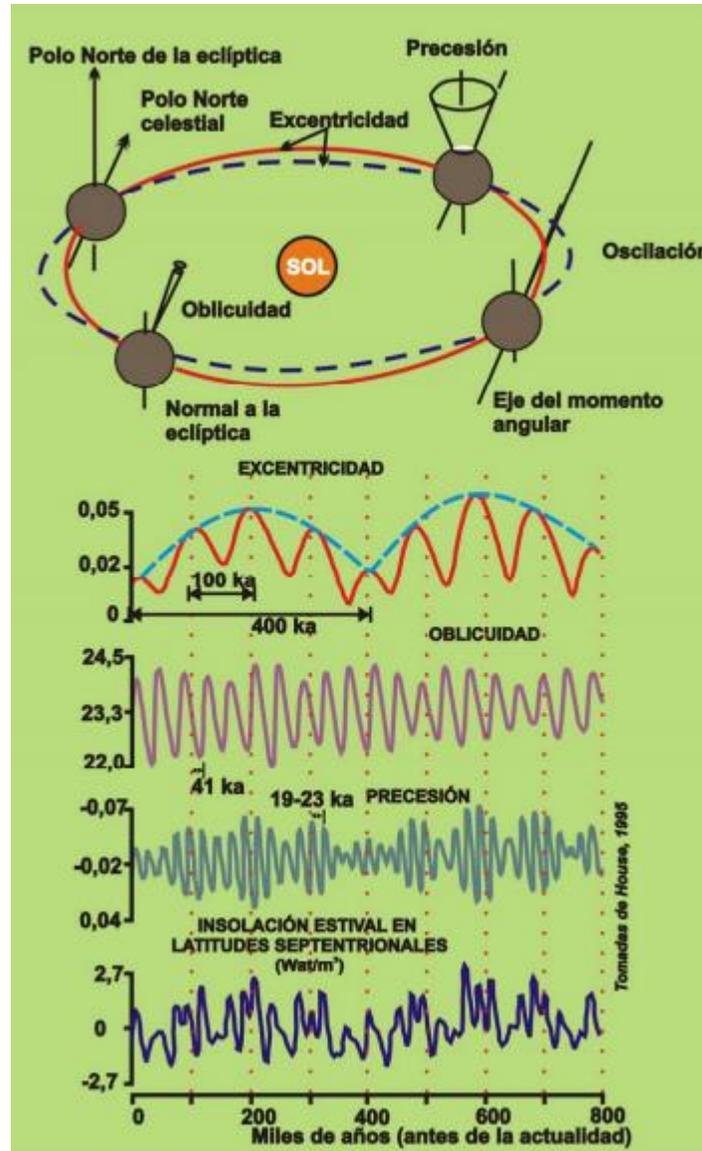


Figura 38: Ciclos de Milankovich. Fuente: wordpress.com

Según la teoría de Milankovich, los parámetros que describen la posición de la Tierra alrededor del Sol varían de manera cíclica, a causa de la interacción gravitacional de los planetas del sistema solar. La excentricidad tiene una doble periodicidad, de 100.000 a 413.000 años. La periodicidad de la oblicuidad es de aproximadamente 41.000 años. La precesión axial tiene una doble periodicidad de 19.000 y 23.000 años. Las resultantes de estos ciclos inciden en el clima desde los orígenes.

7. Cómo será el tiempo del futuro?¹⁴

Nadie sabe, ni con la ayuda de los modelos numéricos de predicción meteorológica más potentes, cómo será el tiempo de un lugar en una determinada jornada con un mes de anticipación. El caso es que la dinámica atmosférica es muy compleja, caótica –se dice-, y su evolución futura, a partir de unos pocos días, puede ser de signo muy distinto dependiendo de pequeñas diferencias en las condiciones atmosféricas del instante presente. Por tanto, resulta una quimera pretender saber cómo será el tiempo en, por ejemplo, un determinado día de verano del 2020, 2050 o a finales de siglo. ¿Cómo entonces, se habla que el clima en las próximas décadas será más cálido que el actual y, probablemente –en la península Ibérica-, menos lluvioso? La aparente paradoja radica en la frecuente confusión, incluso en los medios de comunicación, entre los conceptos de tiempo (meteorológico) y el clima. El tiempo puede definirse como el estado de la atmósfera en un lugar y en un momento determinados, mientras que el clima es el estado característico, típico o medio de la atmósfera en un lugar determinado. Así, el tiempo es siempre coyuntural, efímero, cambiante, y el clima, estructural, estable, permanente durante largos períodos, aunque también cambia.

Hay muchos ejemplos para entender la diferencia entre el tiempo y clima. Por citar uno en tiempo de vacaciones y viajes, si hemos de desplazarnos a un lugar lejano, enseguida nos preguntamos, a la hora de preparar el equipaje, qué ropa hemos de llevar. Eso dependerá fundamentalmente de las condiciones atmosféricas del lugar de destino. La mejor estrategia es conocer qué características tiene su clima en la época del año del viaje; esto nos permitirá seleccionar en general ropa de abrigo, si es frío, o para la lluvia, si es lluvioso, ropa ligera, si es cálido, etc, aunque no debemos dejar de llevar algún otro tipo de prenda. Y así debe ser, porque luego, ya en el destino, el tiempo meteorológico concreto se ajustará en general a las características climáticas conocidas, y vestiremos, en función de ello, el tipo de prenda que seleccionamos mayoritariamente, pero, de vez en cuando, el día se presentará diferente al tipo de aquel clima y época del año, por lo que saldremos a la calle con aquellas otras pocas vestimentas que llevamos “por si acaso”. El clima nos orientará en la selección general de ropa para el viaje y el tiempo decidirá la que vestiremos en concreto en cada jornada.

Volviendo a la cuestión inicial, hay un ejemplo original y metafórico para entender por qué podemos saber cómo será el clima del futuro, de dentro de unas cuantas décadas, sin poder conocer cómo será el tiempo de dentro de un mes. Es el ejemplo de la de la máquina del millón, o *pinball*, la de las bolas que impulsadas por unos tiradores. Cualquier jugador con cierta práctica es capaz de adivinar dónde rebotará

¹⁴ Artículo publicado en la revista de la Vanguardia.

la bola una, dos o tres veces, o poco más, según el estiramiento dado al muelle para poner la bola en juego o según el impulso de los tiradores. Sin embargo será incapaz de saber dónde se producirá un rebote posterior. Haciendo un símil, la adivinación del jugador corresponde al pronóstico meteorológico, posible para pocos rebotes, o, en nuestro caso, a un plazo de pocos días. Imposible saber cómo se producirá el rebote milésimo, o, lo que es lo mismo, nada que decir con cierta concreción y precisión sobre el tiempo de ese día de verano del año 2020, 2050. Etc. Sin embargo, el tablero de juego, inclinado suavemente hacia el lado del jugador, donde se halla el agujero por donde finalmente, por causa de la gravedad, cae la bola, produce siempre unos comportamientos parecidos, a pesar de la multiplicidad de rebotes y movimientos. La inclinación condiciona cuán rápida es la partida, cómo se dirige la bola hacia el agujero, si no media la acción del jugador, etc., es decir, el comportamiento general o característico, el clima actual, en la metáfora. Pues bien, si ahora ladeamos algo la máquina elevándola por un lateral, seguiremos sin poder entrever dónde se producirá ese rebote mil, pero sí que sabremos que el comportamiento de la bola tendrá tendencia a dirigirse hacia el lateral opuesto, condicionando algo cada rebote y, en conjunto, la partida. Sabremos cómo serán esas características generales de la nueva partida o de las partidas futuras, es decir, conoceremos el nuevo clima, el de las décadas futuras.

Siguiendo con la metáfora, en la actualidad el ser humano ha elevado uno de los lados de la máquina del millón, al alterar la composición química de la atmósfera con la inyección de una cantidad ingente de gases de efecto invernadero, y eso comienza a producir partidas distintas, con un sesgo en los movimientos de la bola hacia el lado opuesto, con una elevación de la temperatura, ya visible, entre otros efectos. Está cambiando el clima, y seguirá cambiando en el futuro, de no mediar una acción decidida de control de nuestras emisiones contaminantes; seguirán las bolas cayendo hacia un lado, si no reequilibramos de nuevo la máquina del millón.

Dejando la metáfora, vamos ahora a acudir a los modelos climáticos, que son la herramienta más elaboradora y potente para conocer el futuro climático del planeta. Los modelos climáticos nos permiten dibujar, con unos márgenes de incertidumbre acotados, los escenarios climáticos futuros. No pronostican el tiempo concreto de una determinada fecha del 2020, 2050, etc. Eso resulta imposible, como hemos dicho, pero sí son capaces de saber cómo será el clima entonces o, dicho de otro modo, cómo será un día típico, característico, de esos años.

El clima también cambia, ahora está cambiando, como decíamos antes. De hecho a lo largo de la historia geológica del planeta el clima ha cambiado muchas veces, en algunos casos de forma tan radical que ha provocado desapariciones masivas de animales y plantas. Esto hace la frontera entre el tiempo, siempre cambiante, y el clima, algo más difusa. Sin embargo, en general, los cambios climáticos no se

producen de hoy por mañana, sino en períodos de tiempo dilatados. El cambio climático no es, por tanto, una novedad. Si hay algo nuevo en el actual, es su causa, por primera vez antrópica. Las causas de los cambios climáticos del pasado fueron fundamentalmente variaciones en la actividad del sol y las cíclicas fluctuaciones astronómicas orbitales del planeta, por una parte, y la actividad volcánica y, en general, geológica, por otra. Esos factores son los que han producido cambios en el pasado y los que llamamos la variabilidad natural del clima, que seguirá actuando en el futuro. Pero ahora las emisiones de CO₂ y de otros gases de efecto invernadero, el primero por causa sobre todo de la quema de combustibles fósiles y los cambios de los usos del suelo, en particular la deforestación de amplias regiones, están cambiando el clima, por causa, pues, humana.

En el último siglo (1906-2005) la temperatura media global de la superficie del planeta se elevó en 0.74 °C, según el Cuarto Informe IPCC, que es el documento más extenso y elaborado sobre el estado del clima y su evolución. Esas poco más de siete décimas de grado parecen un aumento despreciable. Realmente podrían considerarse insignificantes, cuando en cada jornada la temperatura tiene casi siempre una variación mucho mayor. Sin embargo, los estudios paleoclimáticos, sobre los climas del pasado, nos confirman que tal variación a nivel planetario es considerable. Los modelos climáticos pronostican que en las próximas décadas, el planeta seguirá calentándose, incluso aunque redujéramos drásticamente las emisiones de gases de efecto invernadero, por causa de la inercia que presenta el sistema climático (el océano forma parte del sistema climático y es un formidable acumulador de calor, que desprende muy lentamente). El citado IPCC prevé un aumento de la temperatura de entre 1.8 y 4 grados para la última década del siglo XXI respecto a la de los dos últimos decenios del siglo XX. Eso supone una elevación muy importante, con consecuencias inquietantes, como puede ser la subida del nivel del mar.

Hay que esperar, por lo tanto, para las próximas décadas una temperatura media más alta que la pasada y que la actual. El valor del aumento dependerá mucho de cómo nos comportemos los humanos demográficamente, qué uso hagamos de los combustibles fósiles, qué modelo de crecimiento económico sigamos, cuán respetuosos seamos con el medio natural, etc. Cuanto peor actuemos, mayor será el calentamiento y más graves sus efectos. Se trata, pues, de disminuir nuestras emisiones de gases de efecto invernadero, para que el calentamiento sea el mínimo posible. Y como, a pesar de todo, las próximas décadas serán más cálidas que las actuales, habrá que adaptarse a los nuevos escenarios. En resumen mitigación y adaptación.

8. Conclusiones

El clima es un recurso natural indispensable para procurarnos bienestar, salud y prosperidad.

Afecta por doquier a la vida y a los medios de subsistencia de las personas; influye en las culturas que tenemos los seres humanos para satisfacer nuestros recursos biológicos. Y estas diferentes culturas y costumbres son las que han marcado las diferentes etapas del progreso de la especie humana.

Es considerable destacar que los aumentos más significativos de temperatura han venido de la mano del hombre y más precisamente desde los siglos donde la actividad industrial ocupó un lugar sumamente importante dentro de las sociedades.

El Óptimo Climático Medieval fue un período de calentamiento climático, sobre todo en Europa, que provocó una bonanza en la agricultura, incrementando la demografía. Sin embargo este período fue seguido por otro cambio climático, pero este en sentido inverso.

El Óptimo Climático Medieval se atribuye normalmente a cambios puntuales en la actividad solar o, en todo caso, a cuestiones de carácter más bien astronómico ya que realmente no existen evidencias ni físicas ni en registros históricos que permitan considerar un origen catastrófico local.

El Óptimo Climático Medieval podría ser causado por una posición concreta del eje de la Tierra, que parece ser que provocó mayores temperaturas en el mar de los sargazos y por ende (y por la corriente del Golfo) mayor bienestar a Groenlandia. Es una hipótesis pero ciertamente no hay pruebas de ello, sólo que sucedió.

Se denuncia un empuje cálido que culminó hacia 1200; curva de la congelación de las costas islandesas que probablemente es mínima entre 1020 y 1200 de nuestra era.

La pregunta de algunos economistas hacia los climatólogos es ¿por qué nos preocupamos por las temperaturas actuales si en el período llamado óptimo eran un poco más altas que las actuales e impulsó un gran desarrollo para la sociedad?

Conocer la evolución del clima es esencial para ahondar en nuestro conocimiento de la complejidad del sistema climático y de su predecibilidad. La recopilación y distribución entre los usuarios de datos e información sobre el clima permite a todos los interesados mantenerse informados sobre el estado del clima y del medio ambiente natural.

9. Bibliografía

- Acot, P. (2005). *Historia del clima : desde el big bang a las catástrofes climáticas*. Buenos Aires: El Ateneo. Consultado el 05 de 06 de 2013
- Cantolla, A. U. (2003). *Historia del clima de la Tierra*. Bilbao: GOBIERNO VASCO. Consultado el 10 de 06 de 2013
- Cantos, J. O. (1999). *La Influencia del clima en la historia*. Madrid: Arco/Libros, cop. Consultado el 01 de 04 de 2013
- Chémery, L. (2003). *Los climas*. LAROUSSE. Consultado el 20 de 04 de 2013
- Cuadrat, J. M. (1997). *Climatología*. Madrid: Cátedra. Consultado el 10 de 04 de 2013
- Despierta al futuro*. (30 de 04 de 2013). Consultado el 27 de 05 de 2013, de <http://despiertaalfuturo.blogspot.com.es/2013/04/apuntes-sobre-la-historia-de-europa.html>
- García Codrón, J. C. (1986). *Un Clima para la historia... una historia para el clima*. Santander: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria, DL. Consultado el 15 de 05 de 2013
- Gribbin, J. (1988). *El Libro del clima*. Barcelona: Folio, DL. Consultado el 20 de 05 de 2013
- Koeppen, W. (1948). *Climatología*. México: Fondo de Cultura Económica. Consultado el 06 de 05 de 2013
- Ladurie, E. L. (1991). *Histoire du climat depuis l'an mil*. México: Fondo de Cultura Económica. Consultado el 15 de 06 de 2013
- Milankovitch y las causas astronómicas del cambio climático*. (14 de 08 de 2009). Consultado el 27 de 05 de 2013, de <http://www.tauzero.org/2009/08/milankovitch-y-las-causas-astronomicas-del-cambio-climatico/>
- Miller, A. A. (1975). *Climatología*. Barcelona: Ediciones Omega. Consultado el 01 de 05 de 2013
- Mingorance Jiménez, A. (1989). *Climatología básica*. Madrid: Akal. Consultado el 20 de 04 de 2013
- Oses, F. X. (2003). *Meteorología aplicada a la navegación*. Barcelona: Ediciones UPC. Consultado el 01 de 06 de 2013
- Rahmstorf, S. (2009). *Cambio climático : el reto de la humanidad*. Barcelona: La Vanguardia. Consultado el 30 de 05 de 2013

Sureda, V. (1986). *La Climatología*. Barcelona: La Llar del llibre, DL. Consultado el 25 de 05 de 2013

Viers, G. (1987). *Climatología*. Barcelona: Oikos-tau. Consultado el 30 de 05 de 2013