Con la altitud aumenta también la altura de la lluvia, aunque sólo hasta cierta distancia sobre el nivel del mar. Desde ésta hacia arriba, vuelve a disminuir. El grado del aumento y la altura de la zona máxima difiere mucho según las circunstancias; en los Alpes de Baviera, por ejemplo, esta última se encuentra en invierno, entre los 600 y 1,000 metros, mientras que en verano sube más arriba; en el Himalaya, dicha zona llega hasta los 1,200 metros.

VI

LOS TIPOS DE CLIMA

§ 24. CLIMA TERRESTRE Y CLIMA MARÍTIMO; CLIMA DESÉRTICO, CLIMA SELVÁTICO, CLIMA COSTERO Y CLIMA MONZÓNICO

Los ELEMENTOS de clima que acabamos de examinar, se combinan, según las distintas condiciones geográficas, formando varios tipos de clima, cuyos distintos rasgos ya hemos llegado a conocer; en vista de que estos rasgos se presentan siempre en combinaciones determinadas, el conjunto de ellos nos proporciona la posibilidad de definir las características fundamentales de los climas de los distintos países, por medio de su clasificación conforme a estos tipos, con mucho más precisión y más fácilmente de lo que nos sería posible sin este sistema.

El *clima marítimo* se distingue del clima continental por la mayor uniformidad de temperatura, la mayor humedad del aire, las nubes más frecuentes, mayor pluviosidad en invierno, mayor velocidad de los vientos y, finalmente, por la mayor ausencia de polvo en el aire. En el *clima terrestre*,[1] la oscilación diaria y anual de todos los elementos, con excepción de la presión atmosférica y de la dirección del viento, es más amplia, así como también son más amplias las variaciones irregulares de la temperatura de un día al otro y de cada año; la intensidad media del viento es menor, las calmas son más frecuentes, las lluvias (en

[1] Es decir, el clima de las llanuras; en cuanto al clima de montaña, véase el párrafo siguiente; al clima terrestre suele llamársele también clima continental y al de la costa, clima de litoral.

BIBLIOTECA IREN

las llanuras) son más raras, especialmente en invierno, el aire es más seco y muchas veces cargado de polvo. En este clima, tanto la radiación solar, como la radiación terrestre son más intensas; hay noches frías y sin viento, en las que brillan las estrellas, los días son calurosos, al mediodía con fuertes vientos y con cúmulos crecientes que, en la estación caliente, llegan a producir a veces tormentas y aguaceros; en cambio, en la estación fría, predominan los días totalmente despejados y los días totalmente nublados con nubes bajas; y raras veces se presentan las nubes aisladas. Son estos los rasgos característicos del clima terrestre. Los fuertes contrastes de la temperatura en el clima terrestre son atenuados por la sequedad del aire, las calmas en tiempo muy frío y los vientos del mediodía, así como en parte también por la insolación y la radiación terrestre más intensas.

La forma extrema del clima continental es el *clima desértico,* que comparte con el clima marítimo uno de sus rasgos, o sea el aire saludable y exento de gérmenes infecciosos, que es propio de los desiertos de todas las latitudes (como también de la zona polar) y que es debido a la falta de un ambiente propicio para la propagación de las bacterias. La ausencia de árboles y arbustos, y el fuerte intercambio de aire al mediodía entre los estratos inferiores caldeados y la atmósfera libre produce también en los desiertos, por lo menos periódicamente, un viento de considerable fuerza. En otros aspectos, el clima desértico es todo lo contrario del clima marítimo. El aire de los desiertos del interior de los continentes carece de humedad en tan alto grado que, a pesar de los movimientos convectivos ascendentes del aire, casi no llegan a formarse nubes ni a producirse lluvias. El caldeamiento y el enfriamiento de la superficie de las rocas se lleva a cabo con tanta rapidez que causa la destrucción de ellas (párrafo 11). Los productos de la desintegración, por carecer de agentes líquidos de aglomeración, son levantados y llevados por el viento; debido a esta *deflación*, el suelo del desierto es privado de todos sus materiales sueltos de grano fino, de suerte que sólo quedan gravas y arenas duras y, por la falta de disolventes, casi siempre salobres.

Durante la calma nocturna, los estratos inferiores del aire quedan limpios de polvo, pero éste es levantado nuevamente durante el día, hasta que queda en definitiva detenido en los ríos o la-

gos, o en regiones cubiertas de vegetación situadas en la orilla del desierto (formación de loess). Debido a la falta de erosión por corrientes de agua, los desiertos se caracterizan porque son depresiones sin drenaje, cuyo centro está casi siempre ocupado por lagos de agua salobre. Los escasos aguaceros esporádicos producen, por lo tanto, inundaciones temporales (con especialidad en Australia) y germinan al mismo tiempo las numerosas semillas ocultas en la arena. Contra la evaporación excesiva, los vegetales se protegen por medio de una tupida cubierta de espinas, la reducción de la superficie, el cierre de sus poros y la epidermis sin ellos; los hombres se defienden untándose grasa y cubriéndose con un velo.

Algunos lados de poca extensión o partes del océano continuamente enfriadas por las corrientes polares limitan con el desierto (Mar Caspio, Mar Rojo, los golfos Pérsico y de California, el litoral occidental del Sahara, Africa suroccidental, Australia occidental, Perú y el norte de Chile). En estas regiones, si los vientos predominantes no soplan desde ellos hacia alguna montaña (como en el Cáucaso oriental), no se forman lluvias, sino que únicamente causan una saturación del estrato inferior del aire con vapor de agua, que a su vez da lugar a la formación de niebla y rocío, los cuales no bastan para que se desarrolle una vegetación arbórea. Debido a que las nieblas tienen una temperatura más baja que el desierto que cubren, el aire húmedo no asciende, de suerte que no pueden formarse nubes ni lluvias (desiertos costeros).

Así como la falta de toda clase de vegetación propia de los desiertos en las regiones en que la temperatura es lo suficientemente alta para que pueda haber una vegetación arbórea, constituye un indicio de la falta de lluvias. La humedad subterránea, se revela, a la inversa, por la abundancia de bosques en una región, hecho que se produce porque el suelo, a la profundidad de las raíces, contiene bastante humedad y que, por lo tanto —a no ser que los bosques estén limitados a las orillas de los ríos, etc.—, cuenta con suficientes lluvias que por lo menos en una época más o menos larga del año suelen regar el suelo. El *clima selvático* y en general el de paisajes con abundantes bosques, o que está cubierto de ellos en su estado natural, se distingue del de las estepas o desiertos por la mayor cantidad de precipita-

ciones y casi siempre también por la mayor humedad del aire, frecuentes nublados y temperaturas menos extremadas.

Sin duda alguna, lo decisivo en estos casos es por lo regular el clima, mientras que los bosques, o la ausencia de ellos, no representa más que su efecto: sin embargo, sigue en pie el interesante problema de si el bosque no tiene, a su vez, algún efecto retroactivo sobre el clima. Con esto se relaciona la importante cuestión de si el hombre puede influir en el clima por medio de la deforestación o la reforestación artificial.

En todos estos problemas es necesario distinguir: *1)* el espacio del bosque existente debajo de las copas de los árboles; *2)* los alrededores de los bosques; y *3)* los estratos de la atmósfera situados encima del bosque. Es indudable que el bosque, aunque sólo sea en algunas parcelas de poca extensión, influye poderosamente sobre los factores *1)* y *2)*, porque quebranta el ímpetu del viento y evita de esta manera que éste se lleve toda la nieve y en parte también el suelo, así como que extraiga excesivamente la humedad del suelo y de la vegetación. En cuanto a sus alrededores, el bosque no produce más efecto que él que surtiría una elevación del terreno de las mismas dimensiones. En los claros observamos lo mismo que en las depresiones, mayor frío en la noche y más calor durante el día que en las tierras abiertas. Debería pensarse que por la existencia de una superficie superior de insolación y de radiación terrestre formada por el ramaje, las condiciones climáticas debajo de éste se diferenciarían, aunque fuera tan sólo un poco, de las del campo abierto, de la misma manera que las del suelo o del aire situado encima de él; pero las observaciones demuestran más bien lo contrario: en Landsberg del Warthe, por ejemplo, se ha comprobado que la temperatura es casi siempre, pero especialmente en otoño, un poco más baja en el bosque que en los terrenos abiertos; en cambio, en la primavera (antes de la foliación), es al mediodía un poco más alta, probablemente también sólo a causa de la disminución de la velocidad del viento. En los lugares donde la temperatura es un poco más baja, la humedad relativa es siempre un tanto por ciento más alta.

Ya que es tan insignificante el efecto que el bosque produce sobre la temperatura y la humedad del aire de sus inmediaciones, parece muy probable que sea aún menos perceptible este efecto

sobre los estratos del aire situados encima del bosque, o sea sobre la formación de nubes o lluvias. Sin embargo, observaciones muy cuidadosas revelan que existe un pequeño excedente de lluvia en el bosque y cerca del mismo en comparación con el campo abierto, y también un ligero aumento de la lluvia en los casos de reforestación. Las cantidades tomadas en cuenta no pasan de un 2 a un 10% de la altura anual de la lluvia, pero parece que una parte considerable de estas diferencias se debe al viento, que en el campo abierto ejerce mayor influencia sobre los pluviómetros, es decir, que en el fondo es de atribuirse en parte a un defecto de nuestros instrumentos.

Casi no se puede hablar de una modificación de los elementos de clima por el hombre; cuando mucho puede tomarse en consideración su influencia sobre los espacios de muy reducidas dimensiones y las masas de aire relativamente pequeñas, es decir, del estrato inferior de la atmósfera, pero de ninguna manera al tratar de procesos meteorológicos que se extienden a través de muchos kilómetros cúbicos. Así es que se puede pensar en la implantación de procedimientos para abrigar en pequeña escala ciertos lugares contra los vientos, las escarchas y las descargas eléctricas; quizás también en la disipación de niebla en un puerto, pero en cambio, la disipación de las granizadas o de las tormentas deben considerarse como empresas imposibles, de igual manera que la provocación de la lluvia y de las tempestades.*

De mayor transcendencia que el efecto del bosque sobre el aire es su influencia sobre el suelo. El bosque seca las capas inferiores del suelo y mantiene, en cambio, las superiores más humedas de lo que serían sin su existentencia, porque, en primer lugar, el bosque es la causa de que el escurrimiento del agua de lluvia sea más lento y de la disminución de la denudación en las laderas y en las faldas de las montañas; en este sentido, la deforestación, y tal vez en igual grado la destrucción de la capa herbácea, puede resultar de consecuencias funestas, como la formación de karst, de barrancos o de arenas movedizas, de inundaciones o el azolvamiento de los ríos.

No es el valor climático del bosque, ni tal vez en general su

* Este cuadro pesimista que presenta Koeppen ha sido modificado por experimentos modernos para producir lluvia artificial y por la aplicación que con éste y otros fines puede lograrse de la energía atómica. [Ed.]

valor económico, el que constituiría por su desaparición una pérdida irreparable, sino más bien su valor psicológico o estético, y éste no debería estimarse en menos para los habitantes de una región que los dos primeramente mencionados.*

En general, los *climas costeros o litorales* muestran todos los matices entre el clima continental y el de alta mar, según la dirección desde donde les es acarreado el aire; además se caracterizan, especialmente en latitudes bajas, por el cambio diario de las brisas de mar y de tierra. Hay muchas costas, con especialidad en las regiones tropicales, que se distinguen como zonas malsanas, debido a la gran extensión de sus aguas estancadas, a no ser que el aire se purifique constantemente por la brisa del mar o de un viento que de ordinario sople desde el mar abierto (alisio o monzón). En la zona templada, las costas que dan hacia el oeste gozan de mayores cantidades de aire marítimo.

En vista de que los monzones suelen llegar hasta el centro de los grandes continentes, el *clima monzónico* abarca extensas regiones de los litorales y de tierra adentro. En el clima monzónico *regular,* los vientos marítimos soplan en verano y los vientos terrestres en invierno, reinando, por consiguiente, el clima marítimo en verano y el clima continental en invierno. El clima monzónico *irregular* se encuentra en aquellas costas de grandes islas y penínsulas que dan hacia el continentes o que, en el hemisferio boreal, miran hacia la derecha y, en el hemisferio austral, hacia la izquierda de esta dirección, como las costas de NW del Japón, las costas de NO de Formosa y de las Filipinas, las costas de W del Decán meridional y de Ceylán. En todas estas regiones, el monzón general de invierno se presenta localmente como viento marítimo, y el monzón de verano como viento terrestre, y esto, sin embargo, sólo si el mar y la tierra extendidos frente a ellas son lo suficientemente anchos, y poseen los rasgos característicos correspondientes.

Es cierto que en latitudes inferiores, los monzones muestran mayor constancia; sin embargo, el clima monzónico no revela en ellas la divergencia tan profunda del clima de zonas no afectadas por el monzón, como en las latitudes medias, porque su temporada de lluvia en verano y su temporada principal de seca en

* Estas afirmaciones del autor están modificadas por los recientes estudios de microclimatología párrafo 25a). [Ed.]

invierno alternan también con el alisio constante, y el efecto determinado por el origen del viento sobre la temperatura no es de mucha importancia, en vista de las insignificantes diferencias locales de la temperatura. El calor más alto se presenta en mayo, es decir en la época del cambio del monzón, que corresponde a la primavera; el cambio del monzón que ocurre en otoño produce temperaturas menos altas, aunque representa, debido al aire inmóvil que es húmedo y sofocante, la estación más bochornosa del año (por ejemplo, en la India, Sierra Leona, etc.).

En las latitudes superiores, los monzones reducen la temperatura tanto en invierno como en verano, aportando en estas latitudes, en donde las lluvias y las nubes tienen su máxima normal en invierno, inviernos secos y despejados, y veranos húmedos y nublados, tanto en las costas como tierra adentro. Todo esto es válido, en primer lugar, para el Asia oriental, que en todo constituye un contraste con Europa.

§ 25. CLIMA DE MONTAÑA. CLIMA DE ALTURA

Los desniveles de la superficie sólida de la Tierra influyen en el clima de dos maneras distintas: por su altitud absoluta y por su inclinación. El efecto más constante de la primera consiste en la disminución de la presión atmosférica. Si se conoce la temperatura del aire, la fórmula de la presión en las alturas[1] proporciona la relación existente entre las presiones de dos niveles distintos. A un descenso de la presión de 1 mm. corresponde, al nivel del mar, una elevación (a los 0°C) de 10.5 metros; a una altura de 1,000 metros sobre el nivel del mar, de 11.8 metros, y a los 2.000 metros, de 13.4 metros.[2] Tomando como base la pre-

[1] Si h es la diferencia de la altura en metros, B y b la presión (debido la reducción de la gravedad) en milímetros para los niveles inferior y superior, t la temperatura media de la columna de aire intermedia, entonces tenemos, con la debida aproximación,

$$\log \frac{B}{b} = \frac{h}{18{,}432\,(1 - 0.004\,t)}$$

[2] Si llamamos h' a la diferencia de la altura en metros, que corresponde a un cambio de la presión atmosférica de 1 mm., b a la presión atmosférica registrada por el barómetro, y t a la temperatura del aire, tenemos:

$$h' = \frac{7{,}992}{b}\,(1 + 0.004\,t).$$

sión atmosférica al nivel del mar, que es de 762 mm., y un descenso de la temperatura de 5° por cada 1,000 metros, la presión en las distintas alturas resulta como sigue (si t es la temperatura al nivel del mar):

altura en metros	*0*	*500*	*1,000*	*2,000*	*3,000*	*4,000*
$t = 0°$	762	716	671	590	517	452
$t = 25°$	762	720	679	604	536	475

Los lugares más altos permanentemente habitados tienen casi la mitad de la presión atmosférica que rige al nivel del mar; estos puntos son: en Europa, la estación meteorológica situada en la cumbre del Sonnblick (Tauern) a una altura de 3,106 m. y una presión atmosférica media de 520 mm.; en América, el pueblo de San Vicente, en Bolivia, a una altura de 4,580 m. y una presión atmosférica de 436 mm.; en Asia, el monasterio Hanle, del Tibet, a una altura de 4,610 m. y una presión atmosférica de 433 mm. A alturas mayores de 4,000 metros la mayoría de la gente comienza a sentir los efectos del mal de las montañas: vahidos, ahogos, cansancio, palpitaciones y náuseas, aunque el estado de salud del individuo depende en gran parte de su disposición personal y de otras circunstancias (por ejemplo, del grado de esfuerzos físicos). Las mayores alturas han sido alcanzadas durante algunas ascensiones en globo por medio de la inhalación de oxígeno: el día 4 de diciembre de 1894, Berson llegó a una altura de 9,100 metros; y el día 31 de julio de 1901, junto con Süring, aun a 10,800 metros. En abril de 1875, dos aeronautas murieron inclusive a una altura menor de 8,500 metros, porque en aquella época no se conocía todavía la respiración artificial por medio del oxígeno.

Las mayores alturas alcanzadas desde entonces por el hombre, son 12,950 metros por Gray (en 1927, en aeroplano) y el 27 de mayo de 1931, en globo libre con barquilla esférica cerrada, por Piccard y Kipfer.[1]

[1] Piccard realizó varios vuelos en globo, alcanzando sucesivamente las alturas siguientes:

15,781 metros en 27 de mayo de 1931
16,201 metros en 18 de agosto de 1932
17,550 metros en 23 de octubre de 1934

Settle y Fordney alcanzaron 18,665 metros el 20 de noviembre de 1933.

Las oscilaciones de la presión atmosférica en menor escala no surten efecto en el organismo humano y parece que el cóndor es insensible aun a alturas tan grandes como las citadas.

Por resultar perjudicial a la salud del hombre, se ha llegado a proponer que se distinga (con el término específico de *clima de altitud)* el clima de las regiones de alturas mayores de 3,000 a 4,000 metros sobre el nivel del mar, del *clima de montaña* de las alturas inferiores, por ser éste benéfico a la salud por la pureza y frescura de la atmósfera y por los saludables ejercicios a que están obligados a someterse al corazón y los pulmones.

Tanto la intensidad de la radiación solar como la radiación terrestre aumetan con la altura y la temperatura del aire, en cambio, disminuye con ella (párrafo 13). En las grandes alturas, no sólo tiene menos espesor en la capa de aire que los rayos solares tienen que penetrar, sino que también es mayor la penetrabilidad de ella. En las altiplanicies del Tibet, los objetos distantes se distinguen con la misma claridad que los objetos muy cercanos; los fenómenos acústicos faltan casi por completo y casi se hace imposible la evaluación de las distancias. La causa de todo esto consiste en que, a estas alturas, el aire resulta muy pobre en polvo así como en vapor de agua y los productos de su condensación.

En las montañas se notan grandes contrastes climáticos a corta distancia, según que las faldas estén expuestas al sol o que permanezcan en la sombra, y estos contrastes se hacen sentir tanto en la vegetación como en la situación de los establecimientos humanos.

Con mucho más rapidez que la presión atmosférica, disminuye hacia arriba el contenido de vapor de agua. A una altura de 5,500 metros, la presión atmosférica ha bajado casi a la

altura a la que no pudo llegar Piccard en su vuelo posterior, en 1934.

Además, la Sociedad Geográfica Nacional de Estados Unidos patrocinó los ascensos siguientes:

1) de Kepner, Stevens y Anderson, en el "Explorer I", que llegó hasta 18,475 metros, el 28 de julio de 1934; y,

2) de Stevens y Anderson, en el "Explorer II", que llegó hasta 22,066 metros, el 11 de noviembre de 1935.

Los globos sondas que lograron mayores alturas han alcanzado a llegar hasta 36 kilómetros y los cohetes hasta 120 kilómetros. [Ed.]

mitad, mientras que la tensión del vapor de agua ya no alcanza más que un séptimo de su valor al nivel del mar.

En cambio, la humedad relativa no está sujeta a leyes fijas de modificación en las alturas; naturalmente, sus mayores valores se presentan a la altura de las nubes, que, junto con los vientos de las montañas tropicales, empieza por lo regular a una altura de 1,300 a 1,600 metros. En Europa, la zona de nubes se encuentra en verano a mayor altura que en invierno, de suerte que, en las grandes alturas, la humedad resulta considerablemente más alta en el verano que en invierno.

Hasta ciertos límites, las precipitaciones aumentan en la montaña con la altura y con el declive de las cuestas, pero difieren según las laderas de la montaña, por ser mayores en el lado de ella que está más expuesto a los vientos húmedos. Este contraste entre las laderas de la montaña se acentúa más si un viento constante sopla en dirección perpendicular a la de la cima de la cordillera, o si uno de los declives desciende hacia el mar y el otro hacia altiplanicies áridas. Así, en California, donde la altura anual de la lluvia aumenta en el declive occidental de la Sierra Nevada 8 cm. por cada 100 metros de altitud, alcanza 230 cm. en las cumbres, para disminuir de nuevo rápidamente en el declive oriental hasta 8 ó 10 cm. en el río Humboldt. Donde las diferencias en la frecuencia y en la humedad de las distintas direcciones del viento no son muy considerables, el mapa pluvial de un paisaje montañoso muestra mucha semejanza con el mapa que señala los niveles de altura. En las estepas y desiertos, las montañas son los oasis de mayor humedad que ejercen una influencia de gran importancia, por su capa vegetal y arbórea y por las corrientes fluviales que salen de ellos, sobre la cultura humana de sus alrededores.

En muchas montañas de la zona tropical, la selva lluviosa se convierte, hacia arriba, o sea a la altura media de las nubes, en una *selva con nubes*, casi siempre empapada en humedad y riquísima en epifitas, musgos, líquenes y malezas, que ocupa las pendientes a una altura de 1,600 a 3,000 metros sobre el nivel del mar. En la mitad inferior de esta región, donde impera una temperatura media de 14 a 18°C, es donde crecen los árboles de quina del declive oriental de los Andes.

Debido al rápido descenso vertical de la temperatura en

verano y al mediodía (párrafo 13), el clima de altura se distingue principalmente por la falta de calor. En el invierno y en la noche, en cambio, las laderas y las cumbres son con frecuencia de igual temperatura o aún más calientes que los valles. Las cumbres tienen, por consiguiente, una oscilación diaria y anual menos amplia de la temperatura; tanto en este rasgo, como por la mayor velocidad del viento, el clima de altura se parece al clima marítimo. Pero en este caso, el factor decisivo no es la altura absoluta sobre el nivel del mar, sino más bien la altura relativa en comparación con los alrededores; en algunos casos, los valles serranos muestran las características continentales de una manera perfectamente marcada. La cima del Rigi, por ejemplo, tiene una temperatura en enero de −5.1°; y el valle de la Engadina superior, en cambio, de −10.4°, a pesar que están a la misma altura sobre el nivel del mar.

En las regiones en donde el calor del verano no basta para derretir las cantidades de nieve acumuladas en la estación fría del año, nos encontramos en la zona de las nieves perpetuas. Su límite inferior depende, por un lado, de la temperatura de verano, y, por el otro, de la cantidad de precipitaciones que caen a temperaturas inferiores a 0°; de esta manera se le encuentra en muchas montañas en el lado sur más caliente a menos altura que al lado norte más frío. En este último suele caer menos nieve, por ejemplo, en Islandia (600-900 metros contra 100-1,300 metros); en el oeste del Cáucaso (2,920 metros contra 3,400 metros); en el Himalaya)4,900 metros contra 5,600 metros). En las latitudes superiores del Antártico, dicho límite baja hasta la orilla del mar, lo que hasta la fecha no se ha descubierto en la zona Artica, porque en la Tierra de Francisco José se halla cerca de los 200 metros; en Spitzberg, cerca de los 460 metros; en el litoral de Noruega central, a los 1,200 metros, pero en el interior, más seco y más cálido, en verano del mismo país, a los 1,500 metros; en los Alpes, de 2,600 a 2,900 metros; cerca del Ecuador, a los 4,000 a 5,000 metros. En las regiones áridas subtropicales de ambos hemisferios, la *línea de las nieves perpetuas* alcanza su mayor altura hasta los 5 ó 6 mil metros, como en el sur del Perú y el Karakorum. En la costa occidental de Sudamérica, al sur de los 40° de latitud sur, las abundantes precipitaciones dan por resultado que dicha línea corresponda casi con el límite su-

perior de la vegetación arbórea que en los Alpes queda 800 metros aproximadamente debajo de ella. Los extremos inferiores de los glaciares llegan mucho más abajo del límite de las nieves, y en Nueva Zelanda aun hasta las regiones en que se dan fucsias.

De gran transcendencia es la influencia que las montañas ejercen sobre los vientos, estorbándolos o modificándolos hasta el grado de producir vientos locales.

Con tiempo despejado, el viento suele soplar en los valles y barrancos cuesta arriba durante el día y cuesta abajo durante la noche (principalmente de las 21 horas hasta las 9 horas); debido a su baja temperatura, el viento nocturno es más perceptible y, por lo tanto más conocido; sin embargo, en muchas regiones, ambos vientos se designan con nombres especiales, por ejemplo, en el lago Como, el viento diurno se llama *la breva* y el viento nocturno *el tivano*.

Debido a que las montañas estorban o impiden el movimiento horizontal del aire de los estratos inferiores, tanto la presión atmosférica, como la temperatura y la humedad relativa pueden mostrar notables diferencias a ambos lados de ellas, de suerte que las montañas producen el efecto de las líneas divisorias climáticas, principalmente, si se extienden en la dirección del paralelo, como los Alpes, el Cáucaso y el Himalaya, o si separan un litoral del interior, como las cordilleras de Escandinavia, la Sierra Costera de California o la Sierra de Estanovoi en la Siberia oriental; también dan motivo, ocasionalmente o de una manera constante, a diferencias notables de la presión a poca distancia, lo que de otra manera no sería posible en las llanuras, con excepción de los casos de ciclones. A través de los desfiladeros que descienden hasta la región donde existen estas diferencias de represión, el aire se precipita en los valles del otro lado, a veces con ímpetu destructor. En tales casos, su temperatura aumenta 1°C por cada 100 metros de descenso (párrafo 13), pero, por no tener tiempo de impregnarse de nuevo con vapor de agua, llega al fondo de los valles en un estado de extrema sequedad. Puede ocurrir que este aire aparezca abajo como relativamente caliente o relativamente frío, porque esto depende de su origen. Si sopla desde un *hinterland* muy frío hacia un litoral muy caliente, se presenta abajo, a pesar del aumento de la temperatura, como viento frío. Así, por ejemplo, el *bora* de las costas nor-

orientales del Adriático y del Mar Negro, cuyas furiosas acometidas impiden a veces todo tránsito en Trieste y en Novorossivsk, o el viento terral muy frío del norte de Noruega. En cambio, si no existe esta diferencia de temperatura en los dos lados de la montaña, de suerte que el descenso de la temperatura llega con la altura a mucho menos de 1°C por cada 100 metros, lo que es la regla en invierno, el aire que se precipita hacia abajo se calienta más que sus alrededores y más de lo que es normal en una estación del año, sea que al otro lado de la montaña haya ascendido al descargar su humedad en forma de lluvias (en cuyo caso, el descenso vertical de la temperatura, como ya lo expusimos, sólo llega a ½°C aproximadamente por cada 100 metros de ascenso), o sea el que haya soplado hasta entonces en terrenos elevados.

Son muchas las regiones de la Tierra donde pueden observarse estos vientos calientes y muy secos que soplan cuesta abajo. Los más conocidos son el *foehn* en los declives septentrionales de los Alpes; el *chinook* en el costado oriental de las Montañas Rocallosas; y el viento caliente del litoral de Groenlandia. Hann tiene el mérito de haber descubierto el mecanismo de su función (1866-68 y 1882). Su alta temperatura y su sequedad son productos locales; en la cima se encuentran simultáneamente viento intenso y nubes o remolinos de nieve, y al otro lado de la montaña, en cambio, fuertes lluvias, temperaturas bajas y escaso viento. En Altdorf (454 m.), por ejemplo, hubo el día primero de febrero de 1869 un *foehn* con una temperatura de 14° y sólo 28% de humedad; en la cumbre del San Gotardo (2,100 metros), viento sur con una temperatura de −4°; y en Bellinzona (229 m.), viento norte con lluvia y una temperatura de +3°. El cambio de la temperatura por cada 100 metros llegó, por lo tanto, por el lado sur, solamente a 0.37° y, por el lado norte, a más de 1°C.

§ 25a. MICROCLIMAS

Al tratar de los contrastes climáticos expuestos en los dos párrafos anteriores, nos referimos siempre a distancias que, en sentido horizontal deben medirse por kilómetros, y, en sentido vertical, por decenas y cientos de metros. Pero la temperatura del aire, la humedad relativa y la velocidad del viento también

muestran a menudo tales contrastes a muy cortas distancias que no pasan de unos cuantos metros o aun de centímetros. Cometeríamos un grave error, si quisiéramos desentendernos del estudio de estos cambios climáticos de reducidísimas dimensiones, porque muchos de nuestros cultivos dependen en gran escala de sus efectos. Mientras más cerca del suelo, mayor es esta influencia. Por parecernos indispensable fijar primero los grandes rasgos característicos del clima de la Tierra, nos vimos obligados, por de pronto, a pasar por alto dicha influencia, lo que conseguimos, sobre la base de la colocación de nuestros instrumentos en lugares apropiados para darnos una idea del clima existente dentro de un terreno de gran extensión, es decir, por ejemplo, mediante la colocación de los termómetros a una altura de 1½ ó 2 metros sobre el suelo, etc. Después de haber conocido de esta manera las características generales del macroclima, nos corresponde ahora fijar nuestra atención en las pequeñas diferencias que encontramos en el clima de bosques o de pradera, de las faldas de la montaña o de los valles. De esta manera nos damos cuenta de que otra disciplina, la microclimatología, reclama su lugar al lado de la macroclimatología, que es la que se ocupa de extensos espacios y a la que nos referimos de ordinario. La microclimatología no puede ser estudiada por medio de una densa red de estaciones de observación, sino únicamente en numerosos y pequeños campos, modelo de experimentación, que nos revelen en qué grado y en qué sentido el microclima de una paisaje difiere del clima que nos indican las estaciones meteorológicas. Los resultados deben aplicarse después a los sitios de condiciones similares, aprovechándolos en la práctica al tratarse de la introducción de nuevos cultivos, etc.

Son rarísimas las observaciones sistemáticas que hasta ahora se han hecho en este sentido y, las que se conocen sólo se refieren a regiones de la zona templada septentrional; de las zonas tropicales o subtropicales sólo disponemos de unas cuantas noticias esporádicas. En vista de que las diferencias locales son principalmente el resultado de la insolación y de la radiación terrestre, sería de desearse, en primer lugar, que se hicieran investigaciones detalladas de esta clase en países con cielo predominantemente despejado.

Como en la climatología en general, se distinguen también,

al tratarse del microclima, rasgos originados en el lugar mismo y otros aportados al lugar por el movimiento del aire, de suerte que puede distinguirse entre microclimas más o menos independientes y otros dependientes.

El ámbito de la microclimatología es ilimitado: cada capa de aire de un campo de cultivo, de un bosque o del interior de una ciudad tiene un microclima algo distinto. Los instrumentos y métodos para su estudio están actualmente perfeccionándose. Sin embargo, ya nos es posible exponer aquí tres de sus aspectos un poco mejor investigados: la interdependencia de la temperatura diurna con la dirección de la pendiente; el efecto de la capa

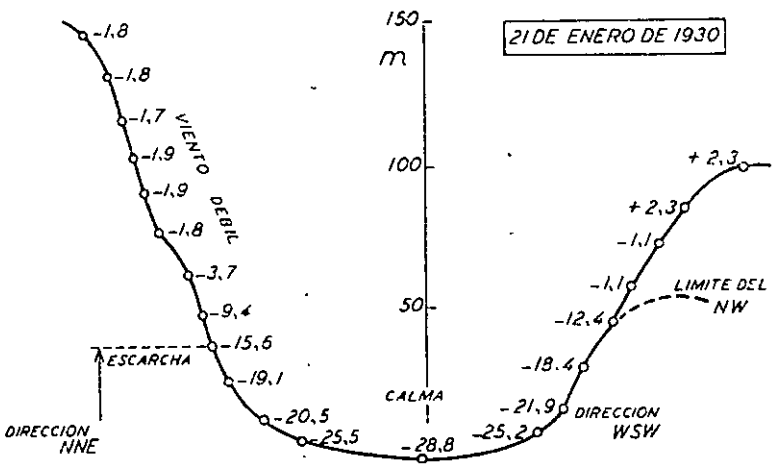


Fig. 11a

vegetal sobre la temperatura del aire y del suelo, y el descenso nocturno que se produce en el aire que se está enfriando hacia el valle.

La figura 11a nos muestra un ejemplo extremo del último de los citados aspectos, que se refiere a observaciones que Wilhelm Schmidt pudo llevar a cabo, en la mañana del día 21 de enero de 1930, en una profunda colina de Austria por medio de un termómetro de aspiración de Assmann.

Las oscilaciones diaria y anual de la temperatura son aumentadas por las superficies cáncavas del suelo, y disminuídas por las superficies convexas.

Con respecto a la influencia de la dirección de la pendiente.

se pudo llevar a cabo un estudio sumamente minucioso, durante el verano de 1926; en un cerro redondo del sur de Alemania, o sea en el Hohenkarpfen.[1] Tomando como base las medias de un círculo exterior y de otro interior en termómetros colocados alrededor del cerro, se obtuvo una máxima diaria de 24 días con cielo despejado tal como lo indica el círculo de las cifras de la izquierda, y otra de 27 días con cielo totalmente nublado, según el círculo de las cifras de la derecha; ambas máximas expresadas en desviaciones de la media del total de las direcciones, de suerte que en vez de que sea en el norte y en el sur, las extremas se encontraron en días despejados en el NNO y el WSW, y en días nublados en el N y uniformenmente en el WSW y

Norte		Norte	
— 1.6		— 0.4	
— 0.0	— 1.6	— 0.1	— 0.1
+ 1.3 cielo despejado	— 0.3	+ 0.7 nublados	+ 0.5
+ 1.0	+ 0.5	+ 0.5	+ 0.6
+ 0.3		+ 0.2	

el OSO. R. Geiger explica estos resultados de la manera siguiente: *Del calor solar recibido en la mañana, una buena parte se gasta en la evaporación del agua que la humedad nocturna ha depositado en la superficie del suelo, es decir, no se aprovecha para el aumento de la temperatura de la atmósfera. En la tarde, en cambio, la temperatura de la atmósfera es generalmente más alta y el suelo ha tenido tiempo de secarse. En la tarde, la radiación solar sirve, por lo tanto, casi exclusivamente para aumentar la temperatura de la superficie del suelo.* Pero a todo esto se agrega una influencia inesperadamente grande de la capa vegetal. Las pendientes S y SW de la loma de 50 metros de altura eran escasas en vegetación, en poca escala también la de NNW, mientras que las pendientes E y W estaban en gran parte cubiertas de arbustos. Donde el aire es detenido entre los arbustos, su temperatura puede subir localmente más que en los sitios en que puede correr libremente y en donde se lleva a cabo una mezcla del aire calentado muy cerca del suelo con el aire más frío del espacio libre.

[1] R. Geiger, *Forstwissenschaftliches Centralblatt (Revista Central de Ciencia Forestal)*, años 1927 a 1929, y tomo 78 de la colección *La Ciencia* (Casa editorial Vieweg).

A resultados muy distintos condujo el experimento de una serie de observaciones que el Prof. Anton Kerner realizó durante tres años en una loma cerca de Innsbruck, que está uniformemente cubierta con un tupido césped *(Revista Meteorológica Austríaca,* 1871, pp. 65 y 151). Este experimento no se refiere a la temperatura del aire, sino a la del suelo a una profundidad de 80 centímetros, pero a este respecto ya sabemos que la insolación del suelo es también el factor decisivo del aire. Sería de desearse que se repitiesen estos experimentos de muy difícil realización. Los círculos de cifras que insertamos en seguida, muestran las extremas en conjunto para el E y el SW y en julio para el NNW y el SSE, mientras que los otros meses indican la transición paulatina entre dicha extremas (° R).

	Norte			Norte	
	— 0.5			— 2.5	
— 0.3		— 0.1	— 1.8		— 0.9
— 0.3	enero	— 0.1	— 0.7	julio	— 0.8
— 1.4		— 0.1	— 0.5		— 1.9
	— 0.1			— 1.5	

Kerner trata de explicar la máxima de la temperatura en verano en la pendiente SE, alegando la mayor sequedad de ella, mientras que Fritsch cree poder explicarla con la falta de nublados durante la mañana. Lo cierto es que el fenómeno resulta bastante complicado y que se necesitan estudios más numerosos y más detallados para llegar a conclusiones definitivas.

Como ejemplo de la influencia de la capa vegetal sobre la temperatura, citaremos algunas observaciones que W. Obolenskij llevó a cabo en el año de 1922 cerca de Leningrado. En días despejados, las medias de la temperatura eran a las 13 horas dentro de un bosque de encinas jóvenes de 1½ m. de altura, las siguientes (temperaturas del aire registradas con termómetro de aspiración de Assmann):

	temperatura del aire a 2 m. de altura	*20 cm. encima de las copas*	*superficie de las copas*	*en las copas*
julio	20.8	21.6	22.1	20.1
agosto	19.8	20.4	21.0	18.3
septiembre	17.0	17.9	18.7	16.1

	suelo en el bosque		*arenal sin vegetación*	
	superficie	*profundidad de 5 cm.*	*superficie*	*profundidad de 5 cm.*
julio	19.2	15.2	33.9	25.8
agosto	18.1	14.2	28.3	23.7
septiembre	15.0	11.3	23.9	18.6

Finalmente, mencionaremos la distribución de las precipitaciones en el Hohenkarpfen como ejemplo del hecho de que, en el microclima, las condiciones resultan a veces muy distintas de las del macroclima. Al contrario de lo que expusimos en la página 136 con respecto a las montañas, la mayor cantidad de lluvias no se presentó en el lado de los vientos, sino en el costado de sotavento. Debido a lo cerrado de las líneas aerodinámicas de los flancos anteriores de dicha loma, fué allí donde se midió la mayor fuerza del viento y la mayor altura de las lluvias. Según Geiger, debe considerarse como regla para nuestro clima de vientos predominantemente occidentales. El costado oriental de la loma de poca altura recibe más lluvias que el costado occidental.

Segunda Parte

EL SISTEMA GEOGRAFICO DE LOS CLIMAS

VII

LAS ZONAS DE CLIMA

§ 26. LAS OCHO ZONAS FUNDAMENTALES DE CLIMA

DEBIDO A QUE la distribuición de la radiación solar y a que los efectos de la rotación de la Tierra no son iguales en todas las latitudes geográficas, la influencia de éstos es decisiva no sólo en la temperatura de la atmósfera y del suelo en que ella descansa, sino también en la presión atmosférica, los vientos y las lluvias, determinando, por ende, las características generales de las condiciones atmosféricas, de la vida orgánica y de la cultura. La antigua división de la Tierra, basada en principios astronómicos, en una zona caliente, dos zonas templadas y dos zonas polares, nos proporcionaba muchos de los rasgos climáticos más significativos de la Tierra. Pero para los fines de la climatología se hace indispensable que se complete esta división y que se le libre de las rígidas barreras de las latitudes, porque los límites de las zonas de clima no corren siempre a lo largo de los distintos grados de latitud que se encuentran a igual distancia del Ecuador.

En la *zona caliente* situada entre los trópicos (23°28'N y S), la altura meridiana del Sol llega al cenit dos veces al año y nunca se pone con un ángulo menor de 43°, mientras que la duración del día nunca es menor de 10½ horas. En consecuencia, la oscilación de la temperatura durante las distintas estaciones del año es insignificante y no depende tanto del cambio de la posición del sol, como más bien, de modo indirecto, de las temporadas de lluvia y sequía, casi siempre muy marcadas en el curso del año. En efecto, ésta es la zona de verano de la Tierra, aunque comúnmente se le llame zona tropical para darle el nombre de sus límites.

Fuera de los trópicos, el contraste entre las estaciones del año aumenta rápidamente en la medida que nos dirigimos hacia

los polos. Un segundo y muy marcado límite astronómico se encuentra en la región donde la altura meridiana del Sol baja hasta 0° durante el día más corto (66°32′ de latitud, o círculos polares). También desde el punto de vista de la climatología, estas latitudes muestran límites de gran interés, dado que en esa región el verano se hace tan corto y tan frío que el calor resulta insuficiente para la gran mayoría de las plantas y principalmente para los árboles. Las zonas polares que quedan fuera de dichas latitudes podrían designarse con el nombre de zonas de invierno.

La gran utilidad de esta división tripartita de cada hemisferio terrestre se basa no solamente en la temperatura media anual, sino también en la existencia o ausencia de una estación del año suficientemente fría y de otra suficientemente caliente. Sobre la misma isoterma de 0° se encuentran los densos bosques del Amur medio, donde la parra silvestre trepa las encinas así como a veces el tigre anda en busca de presa en las costas cubiertas de hielo de Groenlandia oriental. Pero en el Amur, la temperatura media de julio alcanza 22°C, mientras que en Groenlandia sólo llega a 6°C. En las tierras heladas de Yakutsk, que sólo se deshielan superficialmente, y donde la temperatura normal de enero es de —41°C, crecen bosques y puede practicarse la agricultura en pequeña escala.

A la inversa, en latitudes más bajas, la interrupción del calor por una estación más fría constituye para los europeos y sus descendientes una de las condiciones primordiales para el pleno desenvolvimiento de sus energías corporales e intelectuales, pero simultáneamente también señala, por lo menos en la actualidad, ciertos límites para la divulgación de una cultura superior.

Los límites de ambas zonas intermedias, o sea de las principales zonas culturales de la estirpe humana, deben fijarse, por lo tanto, hacia el Ecuador, sobre la base de la temperatura de la estación más fría del año, y hacia los polos, sobre la base de la estación más caliente. De acuerdo con este criterio, resulta altamente significativo, como límite ecuatorial, la temperatura media del mes más frío, de 18°C y, como límite polar, la temperatura media del mes más caliente, de 10°C.

En este sistema de cinco zonas fundamentales se intercalan, además, otras tres zonas que, aunque incompletas, son sumamente

características desde el punto de vista climático: las regiones secas septentrional y meridional situadas en los límites de la zona tropical, y la región boscosa y fría en invierno de latitudes superiores de los continentes del hemisferio boreal, que no existe en el hemisferio meridional oceánico. En virtud de que esta región se caracteriza por la existencia simultánea de una cubierta de nieve en inviernos normales y de bosques de grandes árboles, su clima puede denominarse *clima de nieve y de bosque*. Las zonas secas se encuentran en ambos hemisferios aunque interrumpidas (con excepción de Patagonia) en el costado oriental de los continentes y en la región occidental adyacente a los océanos; en el interior de los continentes alcanzan su mayor extensión en dirección hacia los polos y después retroceden hacia las regiones orientales de los continentes hasta latitudes inferiores. En cada una de las zonas de vientos alisios, la humedad, las lluvias y las tempestades aumentan desde este a oeste, además del aumento que sufren con el acercamiento al Ecuador.

Las diferencias más importantes entre las distintas zonas determinadas por las latitudes (junto con los efectos producidos por la diferente y más o menos variable altura meridiana del Sol y por la duración de los días) pueden resumirse de la manera siguiente:

1) diferencias locales de la temperatura, que son grandes en las *zonas templadas* y muy inferiores, en cambio, en las zonas caliente y fría; estas diferencias constituyen el producto de las variaciones en la cantidad de la radiación solar según la latitud, que es intensa en las zonas antes mencionadas y lenta en las últimas. De esto resulta, como una consecuencia ulterior, que los vientos, según su origen, muestran notables contrastes (rosa de los vientos térmica, etc., véase el párrafo 18) que no se conocen en la zona tropical ni en las polares.

2) los efectos mecánicos de la rotación terrestre, o sean:

2a) la formación de ciclones que aumenta a medida que crece la latitud, y los obstáculos que se oponen a la compensación de las diferencias de presión, así como, a consecuencia de ellos, la creciente inquietud de la atmósfera;

2b) la disposición por zonas de la presión atmosféri-

ca y de los vientos predominantes, de tal manera que los vientos contraalisios de las latitudes medias se interponen entre los alisios de la zona tropical y los vientos variables y las tempestades y las calmas propias de las zonas polares. Una angosta faja con lluvias, calmas tropicales y vientos variables ocupa el centro de la zona de los vientos alisios.

La distribución por zonas de la presión atmosférica se manifiesta principalmente sobre los océanos. Debido a la ley de la presión atmosférica (párrafo 14) y a la estrecha relación que la presión atmosférica y el viento guardan con los hidrometeoros. Estos comprueban la existencia de dichas zonas.

§ 27. RELACIÓN ENTRE LA CULTURA Y LAS ZONAS DE CLIMA

Toda cultura constituye el producto del trabajo propio o extraño. Si prescindimos del trabajo forzado en el sentido estricto de la palabra, observamos que el hábito de trabajo es adquirido principalmente en las regiones donde el trabajo resulta necesario y lucrativo. El trabajo lucrativo constituye un estímulo que ejerce influencia sobre el hombre mucho más allá de las necesidades urgentes del momento. El hábito del trabajo y el incremento de las necesidades corren parejos. El cambio de las estaciones del año, es decir, la necesidad de proveerse de alimentos, habitación e indumentaria para una parte del año, incita a una vida en la que se ama el trabajo.

El habitante de la zona tropical se parece al hombre nacido en la opulencia que no siente la necesidad de trabajar, y el habitante de la zona polar al proletario que carece de toda oportunidad para aplicar su laboriosidad por no encontrar tierras laborables que valgan el derramamiento de su sudor. En cambio, el habitante de la zona media se asemeja a la clase media que sin trabajo se siente desdichada y miserable, y que, mediante el trabajo, suele satisfacer necesidades nuevas y siempre crecientes. Sin embargo, la falta de estímulo para el trabajo no es la única causa que produce la inercia del hombre en los trópicos; el excesivo y permanente calor produce un efecto que dificulta el estímulo, en parte de una manera directa, y en parte mediante

enfermedades (causadas por parásitos o microbios). En Norteamérica, el verano largo y aun de intenso calor no impide el jadeante *going ahead* de su pueblo; pero donde el calor, aunque sea moderado, prevalece durante todo el año, es decir, donde no existe el estímulo del frío invernal, muy ocasionalmente el hombre de los países septentrionales puede perseguir por largos años sus fines idealistas o sus especulaciones de gran envergadura. Parece, fuera de toda duda, que la indolencia y la incuria constituyen generalmente los rasgos más característicos de la estirpe humana de dichas regiones y que, a la larga, éstos se apoderan también de los inmigrantes europeos. A esto se agrega el bien conocido hecho de que el europeo, si no quiere correr el riesgo de perder su vida, no debe dedicarse a trabajos corporales pesados ni exponerse al sol de una manera permanente en el interior de los continentes de dicha zona. Esto es una dificultad, cuyas causas hasta ahora no ha sido posible explicar satisfactoriamente, porque es casi desconocida en los mares, sea a bordo de buques o en las islas oceánicas.

Dondequiera que durante una época más o menos larga del año prevalezca una media diaria normal de temperatura entre 10° y 18°C, el clima resulta propicio para el trabajador europeo, y también se hacen posibles los brotes espontáneos de la cultura superior de otras razas.

Esta distribución de la cultura por zonas, debida a la temperatura, en las regiones secas introduce un nuevo rasgo de gran transcendencia. Estas regiones fueron en el curso de la historia las más grandes educadoras de la humanidad. Fué mucho más tarde cuando los mares mediterráneos, y después de ellos los océanos, tomaron su lugar. Pero también los más grandes destructores de la humanidad tuvieron su origen en las regiones secas. Bien sabido es que las civilizaciones más antiguas nacieron en climas secos o al borde de ellos, a base del riego artificial: Egipto, Mesopotamia, ciertas regiones de la India y del noroeste de China, en el viejo Mundo; México y Perú, en el Nuevo Mundo; y después de florecer por épocas más o menos largas, fueron nuevamente destruídas por pueblos nómadas de los desiertos adyacentes.

El riego artificial que dió vida a todas estas altas culturas, exige y facilita la convivencia pacífica y ordenada de poblacio-

nes numerosas; en las regiones secas, donde hace mucho sol y los suelos son ricos en sales orgánicas, este sistema agrícola brinda cosechas abundantes y seguras a los pueblos, mientras estén sometidos a una organización social rígida y no pierdan el hábito del trabajo.

Deben de haber transcurrido muchos milenios para que pudieran desarrollarse culturas del nivel de las del Egipto o Mesopotamia y durante todo este tiempo debe de haber reinado una paz casi ininterrumpida que permitió el perfeccionamiento de los métodos del trabajo. Pero, ¿cómo se lograría esta paz en la vecindad de las tribus de los desiertos que finalmente llegaron a destruir dichas culturas?

Tenemos que suponer que en aquel entonces, los pueblos de los desiertos vivían en un nivel cultural tan bajo que no constituían peligro alguno. Mientras el hombre gana su sustento, sea en el desierto sea en el bosque, por medio de la caza, sólo resulta peligroso para el individuo pero no para las sociedades organizadas. Así ocurre con el salvaje selvático de Africa o de Australia. Sólo cuando el cazador logra elevarse al nivel de los nómadas organizados que utilizan bestias de montar y que poseen numerosos rebaños, comienza a constituirse en una seria amenaza para el vecino agricultor, al principio por sus frecuentes robos en gran escala y más tarde por su espíritu dominador; es entonces cuando aparecen hombres como Gengis Kan y Tamerlán; parece que la energía que se necesita tanto para el trabajo como para las grandes invasiones, es el producto de las regiones secas, tal vez a causa de los inmensos espacios, porque también el mar, al enseñar al hombre el comercio, lo educa al mismo tiempo a la piratería (caribes, normandos, ingleses, etc.). El mar y el desierto tienen en común en primer lugar, la práctica del robo de seres humanos (kirguises, argelinos, portugueses, etc.). También los pueblos costeños viven, antes de alcanzar el nivel de los piratas y los conquistadores, en el estado cultural de las débiles tribus marginales, como los fueguinos, ainos y kamchadales.

La historia nos enseña que, según el nivel cultural que alcancen, los pueblos cambian de ideas sobre los climas que son más propicios para su desarrollo, porque, evidentemente, los focos de cultura se han movido en dirección hacia los polos; de la zona subtropical, donde se encontraban hasta el siglo VI a. de J. C.,

pasaron a la zona de veranos calientes (+ 22°C) e inviernos frescos (de 0° a 10°C) y más tarde a las de veranos templados (de 10° a 22°C) e inviernos fríos (bajo 0°C). En términos generales, este movimiento se llevó a cabo desde los países ricos en productos naturales que se encuentran en los países calientes, comunicaciones y la abundancia en energías intelectuales y materiales (espíritu emprendedor y carbón mineral), porque el habitante de los países septentrionales puede ir en busca de los productores naturales que se encuentran en los países calientes, pero a la larga no puede transplantar a ellos su energía. Las regiones marginales de los continentes, poco favorecidas por la naturaleza, que en períodos anteriores se quedaron a la zaga de la evolución cultural, alcanzan una posición dominante en la era del tráfico mundial; compárense en este sentido el noroeste de Europa y el Japón con Tierra del Fuego, cuyos puertos también rebosarán tal vez algún día de soberbios buques y cuyas cascadas también proveerán de energía a una rica industria. No cabe duda que la cultura basada en el despotismo y la esclavitud, como la del Antiguo Oriente, necesita de otras condiciones naturales que las de un pueblo libre: en ellas lo esencial era la energía de la clase dominante y parece que, en muchos casos, ésta se introdujo de otros países vecinos de clima menos caliente (India, Yucatán, etc.). Las culturas del Perú y de México se desarrollaron en altiplanicies de clima templado.

El carácter de la cultura depende no sólo de la temperatura, sino también de las precipitaciones atmosféricas. Las regiones de selvas húmedas producen pueblos cazadores que necesitan de grandes espacios, en donde llevan una vida miserable e insegura. En el mismo nivel cultural viven los pueblos polares que dependen de la caza marítima. Las regiones secas de carácter estepario dan origen a las tribus nómadas, entre las que el trabajo es tarea de las mujeres, mientras el hombre se dedica a la guerra y al latrocinio. En las regiones de carácter mixto nació el agricultor que, pacífico por naturaleza, es inducido a fundar grandes estados basados únicamente en la cultura. Sin riego artificial, el agricultor se ve expuesto a sufrir hambres, pero donde lo puede practicar, lleva una vida activa y segura —y es aquí donde tenemos que buscar probablemente la fuente de toda cultura humana.

Pocas son las ruinas de altas culturas que existen en regiones cubiertas de selvas tropicales (Yucatán, Colombia, Ceilán, Java e Indochina) y aun nuestros conocimientos son insuficientes para explicarnos su existencia y desarrollo.

VIII

EL SISTEMA CLIMATICO

§ 28. LA CAPA VEGETAL, LA MORFOLOGÍA DE LA SUPERFICIE Y EL MOVIMIENTO DE LAS AGUAS, COMO CARACTERÍSTICAS FUNDAMENTALES DEL SISTEMA CLIMÁTICO

PARA ESTABLECER la clasificación de los climas fijaremos algunos puntos básicos de comparación entre los efectos que producen los efíneros fenómenos meteorológicos en la superficie que es la parte más estable de la tierra y en el conjunto de los organismos que viven sobre ella.

Estos efectos no siempre son los mismos, porque dependen en primer lugar del estado de agregación en que el agua se presenta en la atmósfera y en que baja a la superficie de la tierra.

Los efectos mecánicos y químicos que el agua líquida produce en la configuración del terreno se distinguen fundamentalmente de los del hielo y de la nieve, a la vez que de los del viento y de la radiación solar en los lugares donde se carece de agua o donde ésta se presenta en forma de vapor. Pero lo más importante es que la presencia del agua líquida constituye la condición previa para toda clase de vida, desde las manifestaciones más insignificantes hasta la exuberancia, porque el cuerpo de todo ser viviente se compone en gran parte de agua y la sigue asimilando y transpirando continuamente durante todo el proceso vital.

Casi todo el agua de la superficie terrestre procede de la atmósfera, de la que desciende en forma de lluvia o de nieve. Pero el agua de los ríos o lagos no nos puede proporcionar datos sobre el clima de un lugar determinado, por proceder casi siempre de otros climas. En las regiones que carecen de drenaje, el agua nos puede dar a conocer la evaporación local. En cuanto a la

nieve, ésta sólo contribuye a conservar la vida en los lugares en donde el calor solar o atmosférico basta para derretirla, de suerte que el suelo queda nuevamente al descubierto e impregnado de humedad.

La gran región en la que puede desarrollarse la vida coincide, por lo tanto, con la zona de lluvias; sus límites son, por un lado, la región donde se origina la muerte por congelación y, por el otro, la región donde se produce la muerte por sed. Pero dentro de esta región con vida terrestre, encontramos los más variados tipos de clima, según la distribución anual del calor y de la lluvia o de la nieve. Es cierto que no hay lugar en la Tierra que carezca por completo de vestigios de vida, pero si tomamos como rasgo característico la existencia de grandes árboles, disponemos de límites perfectamente señalados que nos sirven para distinguir una región de vegetación arbórea, de otras: estepas y desiertos, o de tundras y regiones de hielos perpetuos. Además, las regiones de transición que son comunes a toda la naturaleza.

Dado que el hombre y toda la cultura humana, que son los que más nos interesan, dependen de la vegetación, en parte de un modo directo y en parte mediante la influencia del reino animal. También éstos están inexorablemente sujetos a las condiciones climáticas que rigen la vegetación, y en primer lugar a las asociaciones de vegetales y a las plantas de cultivo. Lo que dificulta o impide el establecimiento del hombre en los desiertos glaciales, no es tanto la iclemencia del clima —porque observamos iguales temperaturas bajo cero en las regiones con una población bastante densa— sino más bien la imposibilidad de conseguir alimentos orgánicos apropiados y, en primer lugar, vegetales alimenticios.

Debido a que dependen en parte de la vegetación y en parte también de un modo directo (aunque esto último en menor escala), el hombre y su cultura están sujetos a los efectos que el clima produce en el relieve del terreno. Nuestra tarea se facilita por el hecho de que los grandes rasgos de los efectos del clima sobre el suelo concuerdan en su mayoría con los de sus efectos sobre la vegetación y a que ambos se completan mutuamente; sólo que la temperatura desempeña un papel mucho menos importante, en relieve del terreno, que en la vida de los vegetales, a no ser que la temperatura rija la circulación del agua. Donde

esto sucede, como en lo que respecta al punto de licuefacción del hielo o el volumen de la evaporación, la temperatura también resulta de importancia decisiva.

En virtud de que la gran mayoría de la flora y una buena parte de la fauna pueden protegerse contra las inclemencias de la estación manteniéndose en estado de inercia, lo único que nos interesa es: *a)* la existencia de estaciones que son inclementes; y *b)* las condiciones climáticas que rigen durante las estaciones favorables. Lo que sucede durante el estado de reposo a causa de la sequía o del frío, es de poca importancia.

Las regiones secas están situadas cerca de los trópicos, asumiendo en cada hemisferio la forma de una zona incompleta que, aunque están bien delimitadas en el lado occidental y en el interior de los continentes, resultan incompletas en los lados orientales de ellas y en las zonas occidentales de los océanos. Cerca del Ecuador queda la zona lluviosa de las regiones tropicales, en las que no hay ninguna época de reposo para la vida orgánica, a causa de las altas temperaturas; en dirección hacia los polos se extienden las zonas lluviosas de las dos regiones templadas, en donde alternan las estaciones frías con otras calientes. Fuera de estos límites, es decir, en el hemisferio boreal más o menos desde el círculo polar, y en el hemisferio austral desde los 43° a los 54° de latitud, se encuentran las zonas frías, en las que el calor del verano ya no es suficiente para que haya vegetación arbórea, ni para derretir las masas de nieve que caen durante el resto del año.

En cuanto al papel que la nieve desempeña en los climas, distinguimos dos límites fundamentales: por un lado, las regiones en que comienza a presentarse, como fenómeno normal, una capa de nieve en el invierno, y por el otro, aquellas otras en donde esta capa de nieve no desaparece ni en el mes más caliente del verano por no subir su temperatura media a más de 0°C. En el hemisferio boreal, en el que tenemos una oscilación anual muy grande de la temperatura, encontramos todavía dentro de los límites de vegetación arbórea una capa de nieve invernal, mientras que en el hemisferio austral no existe una zona de iguales condiciones, porque, en las regiones en que comienza a formarse la capa de nieve invernal, el calor del verano no basta para que pueda sostener la vegetación arbórea.

De esta manera obtenemos en el hemisferio boreal seis grandes zonas y en el hemisferio austral sólo cinco, de las que nos valdremos en este libro para disponer el estudio de los distintos climas.[1] Para dejar lugar a una descripción más detallada, introduciremos además, partiendo siempre de los mismos puntos de vista, otra subdivisión sumamente característica e instructiva de las cinco zonas fundamentales de clima, agrupándolas en una serie de tipos y de variantes. De esta manera nos daremos cuenta de que los valores numéricos de los factores de clima más conocidos concuerdan aproximadamente con los límites climáticos. Sin embargo, los efectos que los elementos meteorológicos producen en la vegetación y en el relieve del terreno, son de naturaleza tan complicada que resultaría vana la esperanza de poder expresarlos de una manera exhaustiva mediante cualquiera de estos valores; por lo que tendremos que darnos por satisfechos si logramos encontrar valores que corresponden más o menos a los efectos que ejerce el conjunto de aquellas influencias y que nos permiten trazar a grandes rasgos y de una manera sencilla y suficientemente precisa el efecto del clima sobre la parte de la tierra que sirve de morada a la humanidad. Queda entonces en manos de la futura investigación la tarea de averiguar el porqué y el cómo de cada caso especial.

Las formas en que el clima se expresa en la fisonomía del paisaje son, a grandes rasgos, las siguientes:

El calor influye en la vegetación sobre todo mediante la existencia o la ausencia de determinados géneros o asociaciones de vegetales, por la riqueza de sus formas o por la exuberancia de su desarrollo, y mucho menos, en cambio, mediante el carácter de la vegetación en general. Sólo donde el calor no basta para que prospere una vegetación arbórea o donde la falta de calor hace desaparecer cualquier clase de vegetación, el aspecto del paisaje llega a sufrir una transformación radical. Fuera de estos casos, las formas exteriores de adaptación de los órganos vegetales a las temperaturas se notan poco en el paisaje. A veces, la eliminación de determinadas plantas es debida a un frío invernal

[1] De estas zonas, los antiguos griegos no habían descubierto la zona lluviosa ecuatorial —a pesar de que conocían la India— de suerte que Parménides sólo admite a cada lado del Ecuador una zona habitada entre las zonas caliente y helada.

excesivo, otras veces a la falta de calor y, finalmente, a la duración insuficiente del verano. Sólo en casos excepcionales, el calor demasiado alto impide de una manera directa el crecimiento de ciertas plantas; y en cambio, en forma indirecta, mediante la evaporación excesiva.

Muy distinto es el caso de la sequía, porque entonces se notan a simple vista una serie de rasgos llamativos en el aspecto de las plantas, que debemos interpretar como adaptaciones a la falta o (muy raras veces) a la superabundancia de agua. Lo más característico de estos casos consiste en la ausencia de árboles, principalmente de bosques altos. A partir de cierto grado de sequedad, sólo se encuentran árboles en los sitios cuyo suelo está humedecido por aguas fluviales o subterráneas hasta la profundidad de las raíces (bosques de galería, oasis). Sin embargo, esto también depende mucho, en estos casos, del suelo mismo, de modo que en extensas regiones de transición, los bosques y las estepas pueden existir alternándose, según las condiciones edáficas o del suelo y los declives del terreno. También pueden crecer árboles cultivados y aun bosques enteros en regiones secas situadas fuera de sus límites naturales. Pero todo esto no altera en nada el hecho de que las regiones boscosas se distingan de las regiones esteparias principalmente por el clima, y esto de tal manera que la mayor altura de la lluvia da origen a los bosques, y no a la inversa, los bosques a la lluvia. Ocurre, pues, lo mismo que con el calor: la mayoría de las plantas pueden ser cultivadas fuera de los límites de la región en que se dan en estado silvestre; algunas, por no habérseles presentado la oportunidad de transladarse a la respectiva región sin la intervención del hombre, y otras, por haber concurrido en su eliminación otros factores distintos al calor o la lluvia, los que, especialmente en los lugares en que uno u otro de estos factores empezaba a faltar, las perjudicaban de tal manera que tenían que sucumbir en la lucha por la existencia frente a otras competidoras mejor aclimatadas.

Pero también fuera de este contraste entre el bosque y la estepa, la sequedad de una región se manifiesta claramente, en parte de una manera directa, y en parte mediante el examen microscópico, por una serie de adaptaciones de las plantas que li-

mitan la transpiración o favorecen la conservación del agua en los tejidos. Se comprende la necesidad de estos numerosos dispositivos defensivos de las plantas, si se toma en cuenta el hecho de que la transpiración constituye una de las funciones vitales de casi todas las plantas y que esta función no puede ser suprimida sino solamente organizada en forma diferente y adecuada. Estos órganos por lo regular tienden a disminuir perpetua o periódicamente la superficie de transpiración, sea mediante la caída de las hojas durante la estación seca, sea proveyéndose de áfilos para siempre, o reduciendo su tamaño, o por el carácter coriáceo de las hojas (capa de cera, etc.), o por medio de una densa pelusilla, etc., y a la vez almacenando una reserva de agua en los tejidos (plantas suculentas de tronco abultado). Además, observamos en muchas plantas de las regiones secas un gran número de púas o espinas, la exudación de substancias de olor penetrante (aceites etéricos, bálsamos) o una textura muy dura y exenta de savia; sin embargo, estos dispositivos no constituyen defensas contra la sequía, sino más bien medios de protección contra los animales que pacen en estas regiones, pues en las regiones boscosas, todas estas adaptaciones resultan superfluas.

Estos rasgos imprimen un sello particular al carácter del paisaje de muchas regiones de la Tierra. Por esto no es sólo en las zonas secas, sino también en otras regiones en las que la baja temperatura del suelo exige una defensa contra la transpiración excesiva, encontramos muchos de los rasgos mencionados. En las regiones que son azotadas por fuertes vientos se dan casos en que las partes que crecen fuera del suelo transpiran más agua que las que las raíces pueden extraer del suelo. Esto explica tal vez el curioso fenómeno de que varias plantas de la familia de las ericáceas, el arándano, etc., que se dan en el noroeste de Alemania (donde abundan las lluvias), y aun en los pantanos helados de la tundra, tengan hojas aleznadas o coriáceas como las que son características de los países mediterráneos de clima seco en verano.

También las medidas que suelen tomarse en Europa para proteger las plantas de los jardines al acercarse el invierno, tienen más bien la finalidad de evitar que se sequen y no la de impedir

que se mueran de frío.[1] En el mismo sentido, los modernos fisiólogos entre nuestros botánicos tratan de interpretar el hecho de que nuestros árboles pierdan su follaje en invierno: se supone que los bosques verdecidos en verano observan esta periodicidad con el mismo fin que las selvas verdecidas debido a la lluvia de las regiones tropicales, es decir, que procuran reducir la transpiración durante la estación en que las raíces no pueden subir la suficiente cantidad de agua a sus copas. Aquellos árboles que permanecen sin deshojarse, como las coníferas que poseen hojas de aguja, tienen una constitución natural adaptada a una transpiración exigua y a una corriente muy lenta de su savia, que también ocurre en verano.

En 1874, A. de Candolle publicó una clasificación de las plantas según las cantidades de calor y de humedad que necesitan para vivir, y ella nos proporciona una base muy apropiada para la clasificación de los climas. La insertamos en forma abreviada. De Candolle distingue cinco zonas fundamentales:

A. Megatermas. Plantas tropicales que necesitan temperaturas altas y continuas a la vez que suficiente humedad.

B. Xerofilas o *xerofitas* que exigen altas temperaturas por lo menos por algún tiempo, pero que también están acostumbradas a las sequías y a las grandes oscilaciones de la temperatura; son las plantas esteparias y desérticas de las zonas calientes y templadas.

C. Mesotermas. Prefieren un calor moderado y suficiente humedad, prosperando en latitudes situadas entre los 22 y 45°N y los 22 y 40°S, si es que existe bastante humedad. Una parte de ellas necesita temperaturas altas en verano, otra parte repugna las temperaturas bajas de invierno, y un tercer grupo huye de la sequía que a veces se presenta junto con las altas temperaturas.

D. Microtermas. Exigen menos calor; veranos más frescos y más cortos e inviernos más fríos.

E. Hequistotermas. Esta zona comprende las plantas de las zonas ártica y antártica fuera de los límites de la vegetación arbórea. Sólo exigen un mínimo de calor.

Esta clasificación también nos parece muy adecuada para

[1] Lo que no quiere decir que no haya numerosas plantas que sufren el descenso de la temperatura bajo 0°C.

los climas, agregándole sólo una división en subzonas. Sin embargo, preferimos trazar los límites de otra manera que De Candolle, excluyendo de la zona *B* a uno de los cuatro tipos tropicales debido al grado de humedad que, por sus características, podemos denominar: selva, sabana con vegetación arbórea, estepa y desierto, o sea a la segunda, que realmente tiene épocas de sequía perfectamente marcadas, pero que tampoco carece de temporadas de lluvias abundantes, e incluyéndolo (bajo la denominación de *xeromegatermas* en oposición a las *higromegatermas)* en la zona de *A*. Además consideramos a la zona *D* como caracterizado por la existencia de un verdadero verano y de un verdadero invierno, de modo que la distinguimos de la *C* por la existencia del invierno, y de la *E* por la del verano.

Al igual que la capa vegetal, el clima influye también en las propiedades del suelo. En este aspecto también el agua y el calor son los factores determinantes. Del calor depende la acción que el agua ha de realizar en forma líquida o sólida, y si la evaporación ha de ser mayor o menor que las precipitaciones. También en este caso hallamos una división tripartita de los climas muy parecida a la de la vegetación, sin que coincida con ella en todos sus aspectos: con los climas lluviosos contrastan los climas secos y de nieve. En los climas lluviosos, las precipitaciones se presentan principalmente en forma líquida y en cantidades superiores a las que la evaporación puede consumir. El sobrante escurre en forma de ríos después de infiltrarse en el suelo. En los climas secos, la evaporación consume el total de las precipitaciones, de suerte que no se forman ríos permanentes sino que únicamente se presentan torrentes ocasionales o periódicos. En cambio, en muchos casos, los ríos de los climas lluviosos entran en las regiones secas, en las que suelen perder mucho de su volumen, desapareciendo a veces por completo. En los climas de nieve, la cantidad de nieve que cae supera a la que puede ser liminada en la misma región por licuefacción o evaporación; y, en consecuencia, se forman nieves perpetuas de las que descienden los glaciares.

En estos tres grupos, los efectos que el clima produce en el suelo difieren entre sí de una manera fundamental, aunque en cierto modo se entremezclan, porque los glaciares de los climas

de nieve se introducen en los climas lluviosos, y los ríos de éstos entran en los climas secos.

En los climas lluviosos, los efectos del agua que cae de la atmósfera son diferentes, según la temperatura. En la mayoría de estas regiones (los climas *freáticos*, de Penck), una parte más o menos grande de las precipitaciones se infiltra en el suelo, según su permeabilidad, formando aguas subterráneas que no se juntan con el agua de los ríos sino después de haber recorrido un trecho más o menos largo debajo de la superficie. Durante su recorrido, el agua subterránea diluye las rocas solubles y descompone las rocas disolubles mediante el ácido carbónico. De esta manera, las aguas subterráneas lexivian la capa superior de la corteza terrestre, produciendo en ellas los característicos suelo de lexiviación o eluviales que son pobres en álcalis. En estos casos, las lombrices de la tierra participan en gran escala en la formación del suelo. En las regiones calientes, donde la descomposición de los restos orgánicos se realiza rápidamente y donde las lluvias alternan con temporadas de intensa sequía, se forman suelos rojos, muy ferruginosos, llamados lateritas. En los climas fríos, en los que el humus se forma muy lentamente, la lexiviación produce suelos grises o podsoles; igualmente también son lexiviados los compuestos de hierro, mientras que se conserva el ácido silícico. La interrupción de este proceso en invierno, a causa de la congelación de la superficie y de la formación de una capa de nieve, produce arcillas amarillas de mayor fertilidad. Los grandes ríos de esta zona suelen cubrirse de hielo en invierno y causan inundaciones en la época del deshielo. Si la temperatura del suelo desciende bajo cero, alcanzando profundidades a donde no llega la oscilación anual de calor, el resultado es la formación de una capa más o menos gruesa y perpetua de suelo helado, en el que no puede haber manantiales, aunque la superficie en que se produce el deshielo está priódicamente cubierta de agua (suelo de tundra).

En los climas de nieve, la protección del suelo contra la erosión mediante una capa de nieve abarca la mayor parte del año y de la superficie terrestre de la región; sin embargo, existe una erosión intensa debida a los glaciares, que depositan los escombros en la zona en que se deshielan, es decir, en parte dentro de

estos climas mismos, y en parte en los climas lluviosos vecinos. La desintegración de las rocas por el agua que se hiela en las hendiduras y el arrastre de los bloques y escombros por los glaciares desempeñan un importante papel en la formación de los suelos.

En los climas secos, el grado de sequía determina los efectos producidos por el clima en el relieve del terreno. En los climas esteparios semisecos, en donde a veces caen fuertes aguaceros, una parte del agua se infiltra en el suelo, pero los efectos de la capilaridad la hacen subir nuevamente a la superficie, donde se evapora. Por consiguiente, en vez de una lexiviación del suelo, a veces se produce en las capas superiores un enriquecimiento de sales solubles y de cal o suelos de calcificación; en tales regiones, las capas de cal constituyen un rasgo característico. Y en los climas desérticos, que carecen por completo de lluvia, no puede haber ningún movimiento de aguas subterráneas, de modo que tampoco pueden formarse capas duras de cal. En vez de que la superficie del suelo sufra los efectos del agua, aquélla está sujeta a las fuertes oscilaciones diarias de la temperatura y a los efectos del viento; el suelo carece por completo de la protección que en otras partes le brindan una capa vegetal y la humedad, como en los climas lluviosos, o de las capas duras de cal de los climas semisecos. Por consiguiente, no hay obstáculos que se opongan a la obra del viento, que levanta los componentes del suelo en una parte para depositarlos en otra.

§ 29. EL SUELO Y EL CLIMA

El suelo es *la capa superior de la corteza terrestre expuesta a la intemperie.* Como ya lo indica la palabra intemperie, los procesos mecánicos y químicos que se realizan en el suelo, dependen en tan alto grado de la temperatura y la lluvia, que se pueden considerar en buena parte como productos del clima, y esto con tanto más justificación, dado que también el acarreo y el depósito de las partículas integrantes del suelo están sujetos a las condiciones climáticas. Los suelos extremosos son los secos (áridos), por un lado, y los suelos empapados (perhúmedos), por el otro los tipos intermedios son suelos moderada-

mente húmedos, que casi siempre resultan los más apropiados para la vegetación y los cultivos. Hasta ahora disponemos de muy pocas mediciones exactas de las cantidades de agua contenidas en los distintos suelos, pero, de hecho, nos basta con lo que nos indican tanto la capa vegetal como el régimen de las aguas de los distintos paisajes, incluyendo los manantiales y los ríos. Sin embargo, la altura de lluvia sola no nos puede servir de norma, porque lo que importa es el tiempo en que el agua vuelve a desaparecer por evaporación. De algunos países tenemos un número regular de mediciones de la evaporación, pero éstas de ninguna manera bastan para formar un cuadro climático, debido a que tanto los aparatos como en primer lugar los suelos mismos, según que estén abrigados contra el sol, el viento, etc., muestran una discrepancia absoluta en sus valores. Pero en lugar de la evaporación, podemos valernos de la temperatura del aire a fin de encontrar, en combinación con la altura de la lluvia, un término aproximado para establecer el valor en cuestión, o sea el estado de la humedad de un paisaje determinado.

En los países húmedos, como en Alemania, la parte de la lluvia que no se evapora, busca su camino, en parte escurriendo superficialmente, y en parte infiltrándose en el suelo y constituyendo manantiales, y forma los ríos, a través de los cuales, llega al mar. Donde la temperatura, el declive del terreno y el contenido del suelo en sales no son demasiado exiguos, el humus formado por la descomposición de los detritus vegetales se apodera mediante un proceso de absorción de las sales, impidiendo su lexiviación y aumentando de esta manera la fertilidad del suelo. Pero en regiones cuya temperatura no es lo suficientemente alta para favorecer la formación de humus o donde éste no se puede acumular, debido al exceso de humedad o a la falta de bacterias, respectivamente, o donde por último, el suelo no contiene bastantes sales para saturarlo, los suelos se vuelven ácidos y se produce el *humus crudo;* los coloides del humus se transforman en soluciones de modo que pueden extraer del suelo todas las substancias solubles y ser arrastrados por las aguas rezumadas. Este fenómeno se manifiesta exteriormente por la extracción de las combinaciones de hierro que le dan color al suelo, lo que da lugar a la formación de los suelos grises de las

regiones septentrionales que son muy pobres en substancias nutritivas, y encima de ellos, a los pantanos y altos pantanos de turberas. Debajo de la arena descolorida con frecuencia se halla precipitada la substancia lexiviada de las capas superiores, en forma de limonita (hierro de los pantanos).

Muy distinto es lo que ocurre en climas secos. El humus falta por completo, y, en cambio, en las regiones de transición se forman tierras negras con humus saturado e inalterable. Las sales permanecen en su lugar, porque sólo el viento y no el agua puede extraer los materiales de las regiones que carecen de drenaje. Las escasas lluvias arrastran una parte de las sales del suelo hasta la depresión más cercana, en donde se forman, a veces y sólo transitoriamente, lagos salados. Después de la lluvia, las soluciones de las sales suben nuevamente a la superficie, a causa de la capilaridad propia del suelo humedecido, produciendo a veces, debido a la evaporación, sales calcáreas, y, a veces, sales sódicas en forma de capas o de eflorescencias.

Por consiguiente, para que la agricultura dé resultados satisfactorios en climas húmedos y fríos, es necesario añadirle al suelo sales nutritivas por medio de abonos; en los climas secos, en cambio, el suelo abunda casi siempre en sales, de modo que el problema principal se reduce a la introducción de agua en forma adecuada. Pero sólo en las regiones centrales de las regiones secas, el hombre suele valerse del riego artificial para toda clase de cultivos; y en las extensas regiones de transición, en cambio, se bandona en la gran mayoría de los casos, a las contingencias de la lluvia y de la nieve invernal.

En los climas de humedad media, en los que no se produce humus, la lexiviación de los suelos es impedida por la fijación de las sales minerales, mediante la absorción coloidal, en forma de arcillas o de humus. Según la temperatura, los procesos de solución se realizan de distintas maneras, lo que se manifiesta, en una forma muy característica, mediante los colores de las combinaciones de hierro. En los climas calientes, el ácido silícico entra en la solución, de modo que se producen lateritas teñidas de color rojo subido y aun azul morado, mediante los óxidos deshidratados de hierro, cuya substancia básica es el hidróxido de aluminio, que muestra a veces una estructura celu-

liforme de óxido de hierro. Entre los 12° y 20° de temperatura anual aproximadamente, crece, según la latitud, el contenido en ácido silícico, dando lugar a que se formen los suelos rojos tan frecuentes en los alrededores del Mediterráneo. Finalmente, en los climas más fríos se transforma el color rojo, a causa del aumento de la hidratación del óxido de hierro, en un color que varía entre anaranjado y amarillo pajizo; simultáneamente, aumenta el contenido en ácido silícico hasta un 60 % y a veces aún más. De esta manera se producen los suelos amarillos. To-

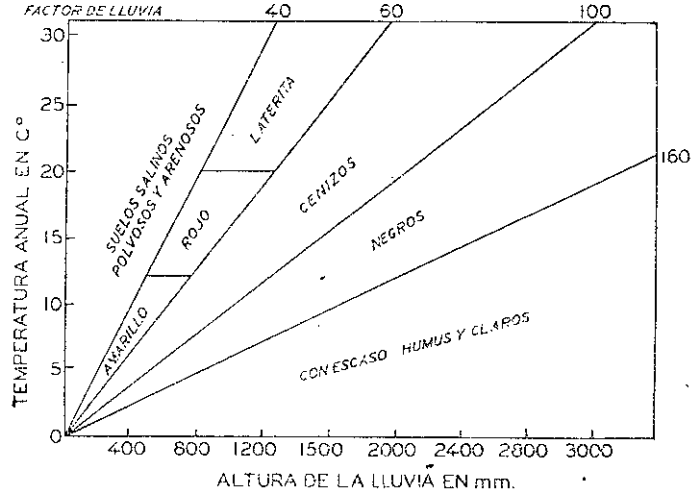


Fig. 12. Dependencia, en la formación de los suelos, de la temperatura y de la altura de la lluvia, según R. Lang.

dos estos suelos carecen de humus; si se mezclan con humus, se convierten en suelos castaños o en suelos negros.

Para establecer una relación entre la temperatura y la humedad en la formación del humus, R. Lang[1] ha establecido una norma aproximada, valiéndose del cociente obtenido al dividir la altura anual de lluvia en mm. por la temperara anual (factor

[1] R. Lang, *El Intemperismo y la Fomación de los suelos, como una introducción a la ecología (Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde).* Stuttgart, 1920.

lluvia), fundamentándolo por medio de ejemplos en las latitudes altas y bajas (Fig. 12).

Dado que los climas se modifican en el curso de los tiempos geológicos, resulta a veces dudoso si una clase determinada de suelo corresponde al clima de la época actual o a un clima anterior.

En las temperaturas inferiores a 0°C, la descomposición química deja de realizarse, y la fragmentación mecánica, en cambio, se intensifica debido a la rapidez con que alternan los procesos de congelación y deshielo; esto nos lo atestiguan los terremos formados de bloques de las cumbres de las montañas. Las morrenas de los glaciares y los hielos perpetuos dan lugar a la formación de suelos de acarreo, compuestos de gravas, arcillas y margas, que en el diluvio cubrieron la mayor parte del norte de Europa, inclusive Alemania septentrional.

Mientras que en estos suelos de acarreo glacial están entremezclados los materiales de todos tamaños, desde el finísimo polvo glaciar hasta los enormes bloques, las masas acarreadas por los ríos y los vientos se encuentran depositadas, según su tamaño, en distintos lugares, porque las de grano fino siempre son arrastradas más lejos.

A la acción del viento se debe el amontonamiento de las dunas en las costas y los desiertos, así como también la formación de loess, que consiste en una arcilla porosa, arenosa y rica en cal, aunque a veces muestra una alteración posterior debida al intemperismo. Como lo demuestra su estructura tubular, el loess ha sido arrastrado por tolvaneras y depositado en los llanos o colinas cubiertos de vegetación. En China, donde se hallan los depósitos de mayor espesor, este material proviene probablemente de los desiertos de Asia central; en Europa y Norteamérica, en cambio, de las morrenas diluviales, donde se acumuló en las épocas glaciales, mientras que en los períodos interglaciales quedó sujeto cada vez a una intensa desintegración hasta profundidades variables.

§ 30. LA DIVISIÓN DE LOS CLIMAS SOBRE LA BASE DE LA TEMPERATURA, LAS PRECIPITACIONES ATMOSFÉRICAS Y EL CURSO DE LAS ESTACIONES DEL AÑO.—LA FÓRMULA CLIMÁTICA.

Como ya expusimos en párrafos anteriores, la antigua división de la superficie terrestre sobre la base de su posición con relación al Sol, que establece una zona tropical, dos zonas templadas y dos polares, ya no puede sostenerse desde el punto de vista de la climatología, debido a la necesaria intercalación de las dos zonas secas incompletas situadas en las cercanías de los trópicos, porque éstas dividen, en las mitades occidentales de los continentes, los climas de bosque en una zona tropical y otra estacional, mientras se tocan, a su vez, en las mitades orientales de dichos continentes.

Ahora bien, la oscilación estacional de la temperatura, que caracteriza estas dos últimas zonas, aumenta de una manera muy desigual desde los límites de la zona tropical carente de inviernos hacia las latitudes superiores, siendo mucho más amplia (véase la página 73) sobre la tierra que sobre el mar, y tanto más amplia cuanto más extensas sean las masas de de tierra firme y cuanto más obstáculos se opongan al intercambio del aire entre el mar y la tierra. De esto resulta que la diferencia entre el mes más caliente y el más frío, llega solamente hasta 20°C en las inmediaciones del trópico y en el interior de los tres continentes del hemisferio austral en latitudes superiores a ellas, donde no hay más que agua, esta misma diferencia se reduce a menos de 10°C, pero vuelve a aumentar hasta más de 20°C sobre el continente antártico. En cambio, sobre los continentes del hemisferio boreal, esta diferencia asciende, desde los 33° de latitud aproximadamente, por lo general, a 20°C, y aumenta en el interior de ellos hasta el círculo polar, donde llega a 65°C en Asia y a 50°C en América, mientras que en las mismas latitudes sobre el Atlántico sólo asciende a 12°C y en el estrecho de Bering a 30°C. Las costas occidentales de los continentes ostentan características oceánicas y las costas orientales, en cambio, muestran rasgos continentales.

Encontramos pues, yendo del Ecuador hacia los polos, en los límites exteriores de la zona templada, una zona incompleta,

sobre los océanos, con una fuerte oscilación anual de temperatura, en la que los veranos son todavía bastantemente calientes para permitir la existencia de bosques altos y donde, en cambio, los inviernos tienen nieve y hielo. Sin embargo, sólo en el hemisferio boreal los inviernos son de temperatura suficientemente baja para producir una capa de nieve que dura varias semanas y que se repite con regularidad cada año; esto ocurre en las regiones con la temperatura media del mes más frío inferior a −3°C. En el hemisferio austral no existe esta misma zona de nieve y de bosque, porque en él, la oscilación anual sólo llega a menos de 10°C, debido al predominio de los mares en las cercanías del límite de la vegetación arbórea y a lo benigno de los inviernos. Sólo muy al norte y al sur de este límite encontramos, como ya expusimos, una oscilación anual más amplia del calor.

De esta manera obtenemos, en lugar de las tres zonas astronómicas principales, cinco zonas fundamentales de clima que, en direccion hacia los polos, se agrupan de la manera siguiente, ocupando también (con excepción de la *A)* las regiones aisladas como las islas formadas por montañas:

A una zona tropical lluviosa, sin invierno;

B dos zonas secas incompletas;

C dos zonas templadas, sin una capa de nieve regular;

D una zona boreal de nieve y de bosque, con verano e invierno, en la que ambas estaciones se presentan en forma perfectamente marcada (esta zona falta en el hemisferio austral);

E dos zonas polares con clima de nieve y fuera del límite de la vegetación arbórea.

En los climas fríos fuera del límite de la vegetación arbórea se distinguen, de igual manera que en los climas secos entre las regiones esteparias *(BS)* y las desérticas *(BW)*, las regiones de tundra *(ET)* y las regiones de hielo perpetuo sin vida orgánica *(EF)*. En las regiones de tundra, la vida vegetal que existe durante el corto verano y la vida en el mar bastan para establecer la existencia, que llega hasta latitudes superiores, de una vida animal asaz rica, incluyendo animales superiores, como renos, lemings y sobre todo aves de paso. El límite entre ambas regiones se puede fijar sobre la línea en que la temperatura media del mes más caliente desciende a menos de 0°C.

En el Atlántico meridional, la región de hielos perpetuos *EF*

comienza a los 60° de latitud, es decir a la latitud de Cristianía; en cambio, en el Atlántico septentrional, la misma región se reduce a la zona de hielos acumulados que existe en el interior de Groenlandia y tal vez, además, a una pequeña zona alrededor del polo.

Para establecer la subdivisión de las otras zonas climáticas, el aspecto más importante es la existencia de una temporada seca y de otra húmeda, así como la relación de ellas con las estaciones calientes y frías. Sobre esta base se pueden tomar en cuenta las siguientes normas:

1) En los climas secos *B*, existen dos grados principales de escasez de lluvias, a saber: los climas desérticos, casi sin lluvias *(BW)* y los climas esteparios *(BS)* en los que, aunque la temporada húmeda es corta permite el desarrollo de una vegetación, es decir de una vegetación que en su estado natural produce las suficientes substancias orgánicas para el sustento de enormes rebaños de herbívoros.

2) En la zona tropical *A* encontramos: *a)* abundantes lluvias en todos los meses; sobre todo en el Ecuador y en los declives de las montañas que obligan a los vientos alisios, que soplan desde el mar, a ejecutar un movimiento ascendente (véanse las páginas 120-121) y *b)* temporadas de sequía más o menos bien marcadas. Pero, en vista de que en esta última zona todos los meses tienen más o menos la misma temperatura, el único factor decisivo con respecto a la vegetación es el grado de intensidad de dichas temporadas de sequía y los meses en que éstas se presentan.

3) En cambio en las zonas *C* y *D*, con fuerte oscilación anual de la temperatura, resulta de importancia decisiva el hecho de que la temporada de la sequía caiga en la estación caliente o en la fría. En el primero de estos casos, cuando la sequía cae en verano el crecimiento de la vegetación está reducido a un corto período debido, por un lado, a la existencia de una época de reposo impuesta por el frío de invierno y, por el otro, al reposo impuesto por la sequía de verano; en el segundo caso, cuando la sequía cae en invierno, la vegetación se desarrolla principalmente durante el verano; y en el último caso es cuando no existe época de reposo impuesta por la sequedad.

La segunda letra de la serie de los signos significa, en el caso

de los climas *B*, el grado de sequedad (S = clima estepario; *W* = clima desértico); en el caso de los demás *E*, el grado del calor durante el verano (*T* = clima de tundra; *F* = clima de hielo); en el caso de los climas *A*, *C* y *D*, la existencia y la situación de la época de sequía (*s* = temporada principal de sequía en verano; *w* = en invierno; *f* = constantemente húmedo, es decir, lluvias en todos los meses).

zonas		*signos de los tipos fundamentales*	*interpretación*
climas tropicales lluviosos	1.	*Af*	climas de selva tropical lluviosa
	2.	*Aw*	climas de sabana
climas secos	3.	*BS*	climas esteparios
	4.	*BW*	climas desérticos
climas templados lluviosos	5.	*Cw*	climas templados secos en invierno
	6.	*Cs*	climas templados secos en verano
	7.	*Cf*	climas templados húmedos
climas boreales, o de nieve y de bosque	8.	*Dw*	climas fríos secos en invierno
	9.	*Df*	climas fríos húmedos en invierno
climas de nieve	10.	*ET*	climas de tundra
	11.	*EF*	climas de hielo perpetuo°

Comó consecuencia de esto, resulta que la forma de clima constantemente húmedo *(f)* y la de clima seco en invierno *(w)* se encuentran en las zonas *A*, *C* y *D*, mientras que la forma de clima seco en verano *(s)* sólo se presenta en la zona templada mesoterma *C* de ambos hemisferios.[1]

El mapa-mundi de la lámina 1 indica la extensión geográfica de estos once tipos fundamentles del clima.

Los primeros cuatro tipos (del *Af* al *BW*) constituyen cuatro grados de sequía creciente, a los que corresponden, en caso de que posean igual calor, las formaciones vegetales de la selva

° Aunque el autor sólo menciona aquí once tipos fundamentales, en el curso de la obra le da una importancia semejante a la variedad *Am* de climas tropicales, húmedos, con intensas lluvias monzónicas, a pesar de la sequía, y a la variedad *EB* de climas de nieve, de alta montaña.

[1] Esto es generalmente válido para el interior de los continentes; en unas cuantas islas y costas encontramos también la combinación *As*.

lluviosa, la sabana, la estepa y el desierto. Sin embargo, todavía son muy deficientes nuestros conocimientos sobre las verdaderas causas de la transición de las gramíneas, los arbustos y los matorrales, que se debe seguramente en gran parte al hombre mismo, aunque sólo se encuentre en su estado cultural más bajo. El clima *BS* se presenta a veces en la forma de estepa de gramíneas, y a veces con matorral (scrub, espinal).

El rasgo característico de los tipos *Cw* y *Cs* es el matorral siempre verde (macchía); en cambio, los tipos *Cf* y *Df*, así como el *Af* se distinguen por la existencia de bosques altos. En el tipo *Dw*, la falta de precipitaciones durante una parte del año no basta para producir una verdadera aridez, con excepción de la región más meridional de este tipo, y ni siquiera el suelo helado del norte de la misma zona puede impedir la existencia de los bosques.

Los climas *ET* no tienen árboles, y los *EF* carecen totalmente de vegetación.

Las estepas pueden considerarse como tipos de transición entre los climas con vegetación arbórea *A*, *C* y *D* y los desiertos áridos, de la misma manera que las tundras *ET* como tipos de transición entre aquéllos y los desiertos helados *EF*. La única diferencia consiste en que las estepas se encuentran alrededor de los desiertos, sin que formen un tipo especial como lo hacen las tundras que constituyen el tipo *ET*. Además, el desierto árido no es, ni con mucho, tan hostil a la vida como el desierto helado, porque en el primero, algún aguacero eventual puede hacer brotar los gérmenes que se encuentran en estado de reposo y el riego artificial puede producir hasta cosechas abundantes. En cambio, en el *EF* no sólo resultaría difícil encontrar un substituto del calor, sino que también se agrega a la falta de calor la falta de luz durante los seis meses de invierno propia de las latitudes superiores.

La extensión geográfica de estos tipos de clima ha sido calculada, mediante el empleo de planímetros, por Herman Wagner (*Petermanns Mitteilungen*, 1921, p. 216). Según estos cálculos, resulta el siguiente cuadro (en millones de kilómetros cuadrados):

	tierra firme	*mares*	*superficie terrestre*	*superficie terrestre en %*
1. *Af*	14.0	103.3	117.3	23.0
2. *Aw*	15.7	51.1	66.8	13.1
3. *BS*	21.2	12.9	34.1	6.1
4. *BW*	17.9	2.2	20.1	3.9
5. *Cw*	11.3	1.4	12.7	2.5
6. *Cs*	2.5	10.7	13.2	2.6
7. *Cf*	9.3	103.2	112.5	22.1
8. *Df*	24.5	5.3	29.8	5.8
9. *Dw*	7.2	0.7	7.9	1.5
10. *ET*	10.3	57.8	68.1	13.4
11. *EF*	15.0	12.5	27.5	5.4
total	148.9	361.1	510	100

El clima mediterráneo *Cs* que ha despertado tal vez mayor interés que ningún otro, cubre una superficie más pequeña que cualquier otro clima; y es principalmente de carácter marítimo. Los climas *Af* y *Cf* o sean el clima tropical lluvioso y el templado lluvioso, respectivamente, abarcan las superficies más extensas. La región del clima transbaicálico *Dw* es casi enteramente continental. Los climas de sabana y de tundra ocupan iguales extensiones de la superficie terrestre; y el primero de ellos comprende la altiplanicie del Tibet, con 1.9 millones de kilómetros cuadrados. El tipo de hielos perpetuos *EF* ocupa, debido a su enorme extensión alrededor del polo sur, casi la misma superficie que el clima ruso-canadiense *Df*, que figura entre los más importantes para la humanidad de la era actual.

Para continuar la diferenciación de los climas, nos parece conveniente que completemos el sistema de letras ya iniciado. De esta manera se establecen mediante brevísima expresión los rasgos esenciales del clima de cada lugar y su diferenciación con otros climas. A esta expresión podemos darle el nombre de *fórmula climática.* Damos en seguida la explicación de los signos por orden alfabético, incluyendo al final los datos sobre la altura de la lluvia; en cambio, los datos sobre el viento se encontrarán en el penúltimo capítulo, que trata de los océanos.

A = el mes más frío (sobre la base de la temperatura media de muchos años) es superior a 18°C.

B = la altura de la lluvia es inferior que el límite de la sequedad (véase más adelante)*

C = el mes más frío entre 18° y −3°C

D = el mes más frío es inferior a −3°; y el más caliente, superior a 10°

E = el mes más caliente es inferior a 10°

F = el mes más caliente es inferior a 0°

(G) = clima de montaña
(H) = clima de altura, a más de 3,000 metros } sólo se usan, tratándose de los casos indicados

S = clima estepario
W = clima desértico } sus límites, véanse más adelante

T = clima de tundra, el mes más caliente entre 0° y 10°

a = la temperatura del mes más caliente es superior a 22°

b = la temperatura del mes más caliente es inferior a 22°, y durante cuatro meses por lo menos es superior a 10°

c = sólo de 1 a 4 meses con más de 10°, y el mes más frío es superior a −38°

d = la temperatura del mes más frío es inferior a −38°

f = constantemene húmedo (suficientes lluvias o nieve en todos los meses)

g = tipo del Ganges con la curva anual de la temperatura, con máxima anterior al solsticio de verano y una temporada de lluvias en éste (véase pág. 70).

g' = tipo del Sudán con la curva anual de la temperatura, con máxima posterior al solsticio de verano y una temporada de lluvias en verano

h = caliente, la temperatura anual es superior a 18°

i = isotermo, la diferencia de las temperaturas de los meses extremos es superior a 5°

k = frío (en invierno), la temperatura anual es inferior a 18°, y el mes más caliente es superior a 18°

k' = *idem*, y el mes más caliente es inferior a 18°

l = templado, todos los meses entre 10 a 22°

m = forma media, clima de bosque tropical, a pesar de que existe una temporada de sequía

n = nieblas frecuentes

n' = nieblas raras, pero mucha humedad del aire y falta de lluvias, con una temperatura relativamente baja (verano con menos de 24°)

n'' = *idem*, con temperaturas en verano entre 24 y 28°

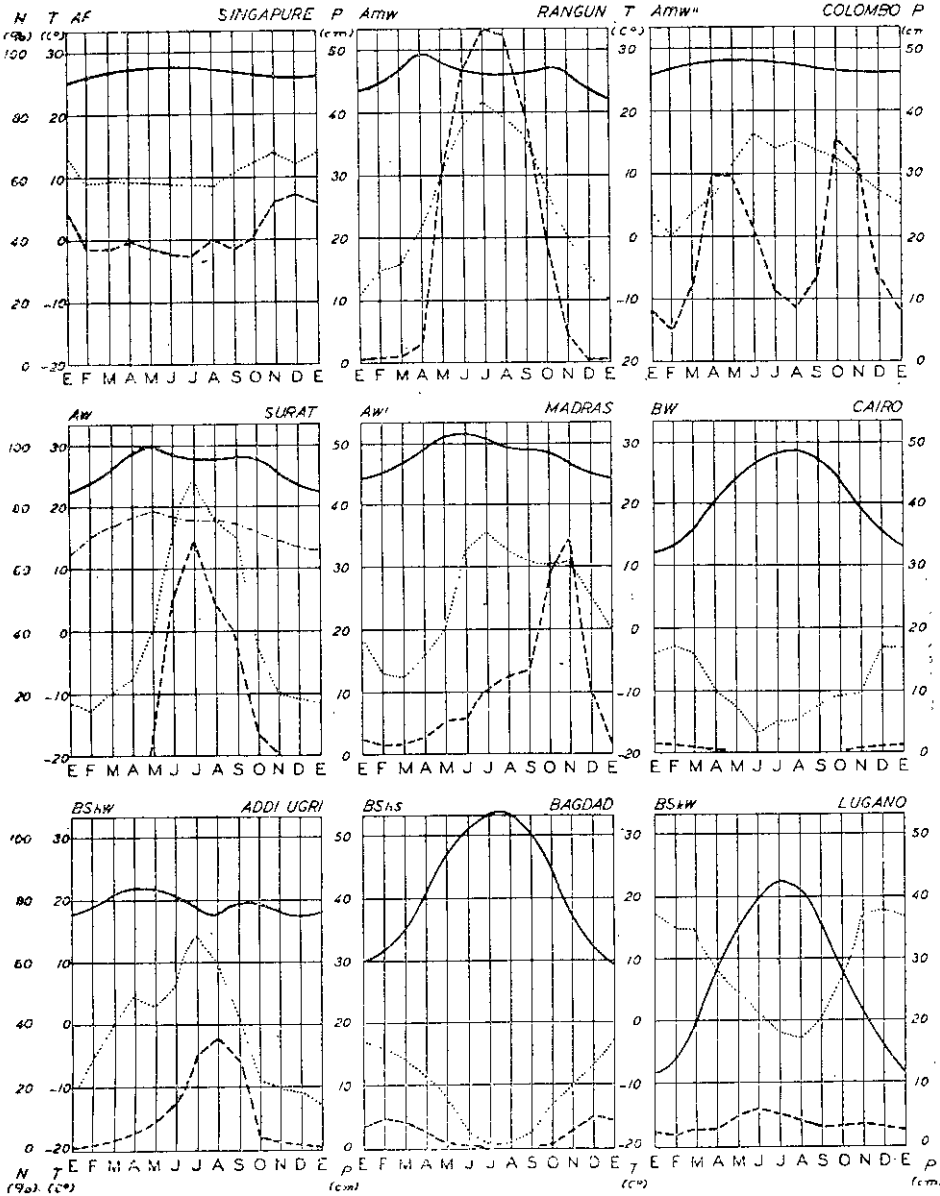
n''' = *idem*, con temperatura muy alta (el verano con más de 28°)

s = la época más seca en el verano del hemisferio correspondiente

w = la época más seca en el invierno del hemisferio correspondiente

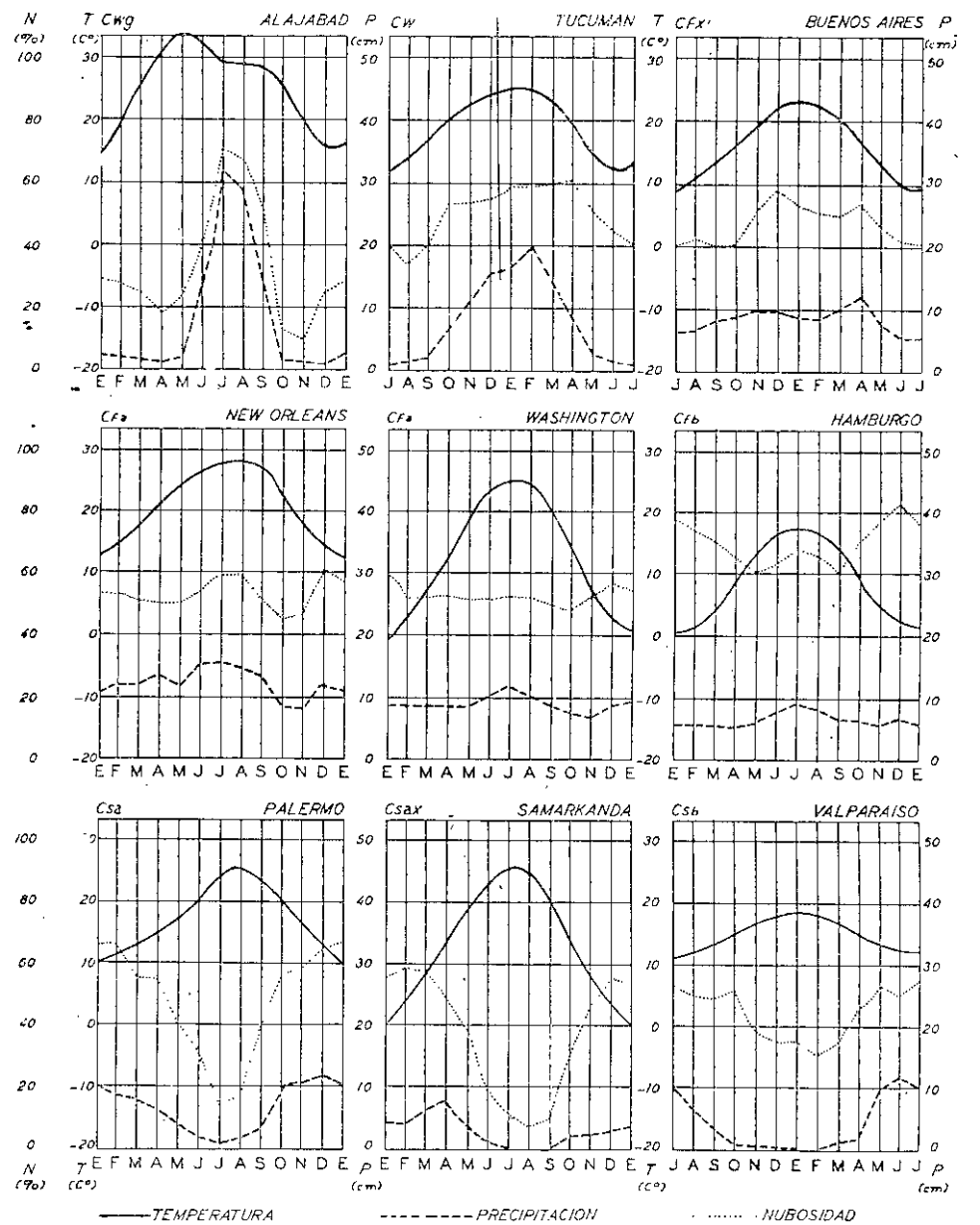
* La *B* se utiliza también para caracterizar la vegetación de alta montaña en los climas polares [Ed.]

CLIMAS A Y B

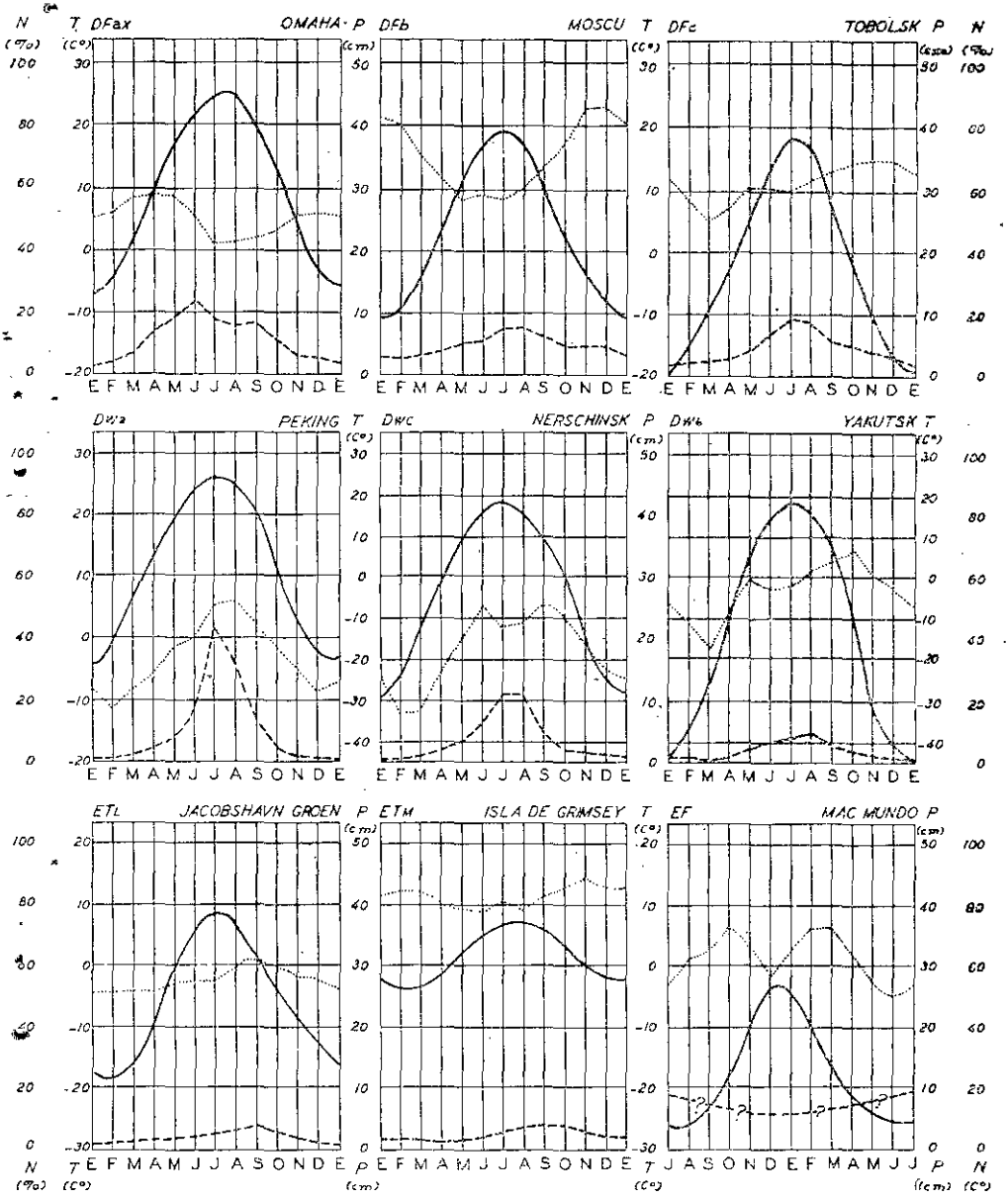

N T Af
SINGAPURE P
Amw
RANGUN T
Amw''
COLOMBO P
Aw
SURAT
Aw'
MADRAS
BW
CAIRO
BSh'w
ADDI UGRI
BSh's
BAGDAD
BSk'w
LUGANO
E F M A M J J A S O N D E

RATURA, LA PRECIPITACION Y LA NUBOSIDAD EN 27 DE LOS PRINCIF

CLIMAS C



CLIMAS DYE


N (%) T (C°) DFax OMAHA P (cm) DFb MOSCU T (C°) DFc TOBOLSK P (cm) N (%)
Dwa PEKING T (C°) Dwc NERSCHINSK P (cm) Dwb YAKUTSK T (C°)
ETL JACOBSHAVN GROEN P (cm) ETM ISLA DE GRIMSEY T (C°) EF MAC MUNDO P (cm)
E F M A M J J A S O N D E

Esta lámina muestra los tipos de clima de mayor extensión geográfica y de más importancia para el hombre, representados gráficamente mediante las medias mensuales de temperatura y de la altura de la lluvia; pero debido a que los hidrometeoros no pueden ser expresados más que de una manera muy unilateral por medio de la altura de lluvia, y dado que también se ha hecho referencia a los nublados, mediante la caracterización de los climas *x*, se ha agregado la curva de la nubosidad. Como se notará, esta curva corre paralela a la de las precipitaciones en casi todos los climas, pero se mueve casi en sentido opuesto en los climas *Cfb* y *Df*, resultando también muy distinta de los *Aw'*, *Aw"*, *BSkw* y *Dwd*.

En todos los diagramas, la precipitación y la nubosidad tienen el valor de 0 en el borde inferior, y en la horizontal superior el de 50 cm. y el 100 %. En los primeros 22 diagramas (hasta Peking) se ha establecido que la temperatura de 10° = 10 cm. = 20%, así como 0° a la altura de 20 cm. y 40 %. respectivamente. Pero tratándose de los inviernos extremadamente fríos de los climas *Dw* y *E*, las reducidas dimensiones de la lámina impedían este procedimiento, de suerte que, en estos casos, la temperatura de 0° tuvo que colocarse a la altura de 30 cm. y del 60 %, respectivamente, y para los climas *Dw* tuvo que reducirse en parte incluso la escala de la temperatura (de 10 a 15), para poder indicar la enorme oscilación anual de ella.

Para hacer resaltar la diferencia subrayada por Passarge, entre el clima occánico con inviernos benignos de los *países subárticos con praderas* y el verdadero clima de tundra (véanse pp. 220 *s.*), se incluyeron una estación de Islandia y otra de Groenlandia occidental.

En los cuatro diagramas del hemisferio austral, que se incluyeron en la lámina (*Cw, Cfx', Csb* y *EF*), el año empieza en julio para facilitar la comparación.

En el mapa de climas de la lámina I, el clima *Csax*, que rige al pie de las montañas de Turquestán (Samarkanda) no ha sido diferenciado del *BS* por medio de otro color. En el mismo mapa, los climas *Af* y *Am* fueron reunidos en uno solo: clima de selva. Por lo demás, dicho mapa proporciona una idea de la distribución de los climas en la superficie terrestre con toda la claridad que es posible alcanzar en una escala tan reducida.

s', w' = *idem*, la temporada de lluvias se retrasa hasta el otoño
s'', w'' = *idem*, la temporada de lluvias está dividida en dos períodos, con una corta temporada de sequía intercalada
v = la curva del calor es igual a la de las Islas de Cabo Verde (véase la pág. 69) con la época más caliente retrasada hasta el otoño
x = máxima de las lluvias primaverales y al principio del verano, con cielo despejado en las postrimerías del verano
x' = lluvias raras pero intensas en todas las estaciones.

Debido a la variabilidad de la evaporación, el valor de la altura de la lluvia varía también según la temperatura, pero en vista de que esta proporción depende de una multitud de circunstancias, tenemos que conformarnos con la aproximación más sencilla. La experiencia nos enseña que en los lugares en que las estaciones difieren mucho en temperatura y en precipitaciones, el límite entre las regiones esteparias y las boscosas se encuentra, en el caso de las lluvias predominantemente invernales, en el punto donde la altura de las precipitaciones anuales r en cm. es igual a $2t$ aproximadamente, si t representa la media de la temperatura anual en grados C; pero si las lluvias caen principalmente en varno con temperaturas altas, r resulta, en dicho límite, igual a $2\ (t + 14)$, aproximadamente. Para el límite entre los climas esteparios y desérticos podemos fijar la mitad de estas cantidades, es decir, $r = t$ y $r = t + 14$. Y donde las estaciones no difieren en temperatura o en altura de la lluvia, nos es permitido fijar una proporción media. Lo más cómodo es valerse del diagrama de la fig. 12a, según el ejemplo siguiente:

Odesa tiene $r = 41$ y $t = 11$; Atenas, $r = 39$ y $t = 18$; pero Odesa tiene lluvias en verano y, por eso, su clima es estepario. Atenas tiene lluvias en invierno y, por lo tanto, su clima es boscoso *(Cs)*, aunque se acerca mucho (en la llanura) al límite del *BS*. En cambio, Bagdad, que tiene lluvias en invierno no menos bien marcadas, pero en que $r = 23$ y $t = 22$, cae ya decididamente en el clima seco *BS*, y cerca de los límites de *BW*. Con esto concuerda la vegetación de los lugares mencionados.

Debido a la variabilidad de la evaporación, se pueden tomar los siguientes datos empíricos para distinguir entre *s*, *w* y *f*, en las zonas *C* y *D*:

Cs = el mes con mayor altura de la lluvia de la estación más fría tiene por lo menos tres veces más lluvias que el mes más seco

de la estación más caliente (o *Cfs*, en caso de que último tenga más de 3 cm.).

Cw y *Dw* = el mes con mayor altura de la lluvia de la estación más caliente tiene más que diez veces la altura de la lluvia que el mes más seco de la estación más fría.

Cf y *Df* = la diferencia entre los meses es menor que las citadas.

La distribución de estos climas sobre la superficie terrestre se indica en el mapa-mundi (lám. I) para los 11 tipos fundamen-

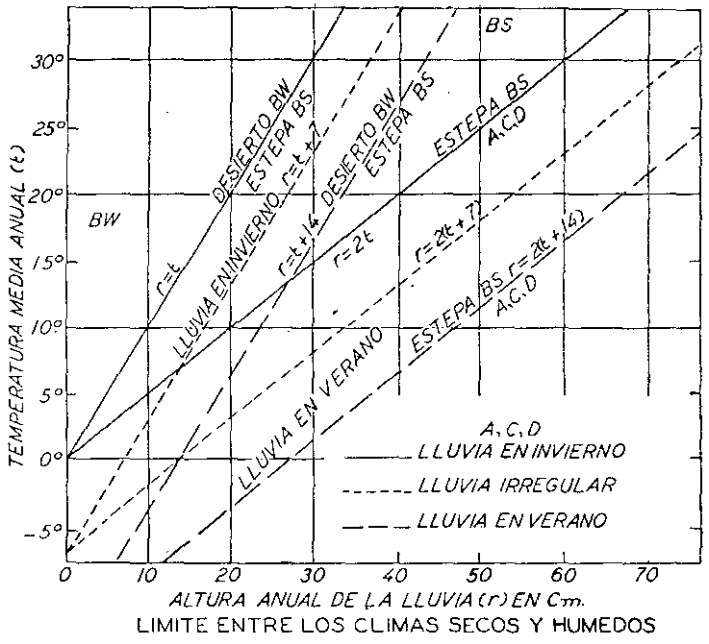


Fig. 12a

tales de clima, por medio de números, como en la pág. 171; los límites marcados con líneas gruesas también comprenden las formas secundarias más afines.

Como hasta ahora hemos dejado de ocuparnos de estas *formas secundarias* o *variedades*, nos parece necesario que expongamos sus rasgos característicos en breves líneas. Se trata de formas que se presentan en zonas relativamente poco extensas

y que muestran los elementos climáticos de la temperatura, las oscilaciones de ella y la humedad en una combinación que difiere de la de los tipos fundamentales, de suerte que revelan rasgos climáticos a veces intermedios, y a veces peculiares.

Las formas secundarias más notables son las siguientes:

1) climas isotermos de altura. La disminución de la temperatura conforme al aumento de la altitud no depende, como en el caso de la latitud, predominantemente del invierno, sino que abarca a todo el año. Por lo tanto, en las grandes alturas encontramos, aun cerca del Ecuador, climas frescos y hasta fríos que no conocen el verano ni el invierno. Las isotalantosas de Supan (líneas de igual oscilación anual) tienen una aplicación aproximada a todas las altitudes. Es cuestión de conveniencia cuál de ellas debemos escoger como límite, pero en vista de que no encontramos, fuera de los trópicos, en casi ninguna parte de los continentes una diferencia de $< 5°$ entre las temperaturas medias mensuales extremas, podemos valernos de ellas como el rango distintivo de los climas tropicales de montaña. Para dominarlos, podemos tomar el nombre y signo del grupo que más le corresponde, según la definición respectiva, pero agregando el término *isotermo,* o sea la letra *i.* De esta manera obtenemos las formas secundarias *Cwi* (p. e., Quito, Addis Abeba, Dodabetta), *Cfi* (p. e., Bogotá, Chinchona Plantation, Jamaica), *ETi* o *EB* (p. e., Antisana, pico de Camerón), *EFi* ó *EB* (p. e., cumbres del Kilimanjaro, del Chimborazo y del Misti). En cuanto al clima *Af,* no hay necesidad de agregarle la letra *i.*

2) En ciertas zonas de la región caliente encontramos, en territorios de poca extensión, bosques vírgenes de altos árboles, a pesar de que existe una temporada de sequía perfectamente marcada. Esto sucede evidentemente en los lugares en que las lluvias del resto del año son tan elevadas que también resultan suficientes para la época seca. En regiones como la costa de Malabar, donde la altura anual de la lluvia excede los 200 cm., la sequía puede durar hasta 4 meses sin dejar huellas visibles en la vegetación; donde esta altura de la lluvia asciende de 150 a 200 cm., como en Lagos, la época de sequía puede extenderse a uno o dos meses. Daremos la denominación *Am* a esta forma intermedia de los climas *Af* y *Aw.* Sus límites pueden determinarse gráficamente por medio de la fig. 12b.

3) Entre las características naturales de los desiertos continentales figura la sequedad del aire, que da por resultado que no se formen nubes, a pesar de que existan fuertes corrientes ascendentes del aire (véase la pág. 128). Muy distinta es la situación que prevalece en las costas, porque en éstas la capa atmosférica interior está cargada de humedad que se precipita regularmente en forma de rocío; sin embargo, la escasez de lluvias es aun mayor que en las tierras adyacentes del interior, a causa de la falta de movimientos ascendentes del aire. Este clima desértico con

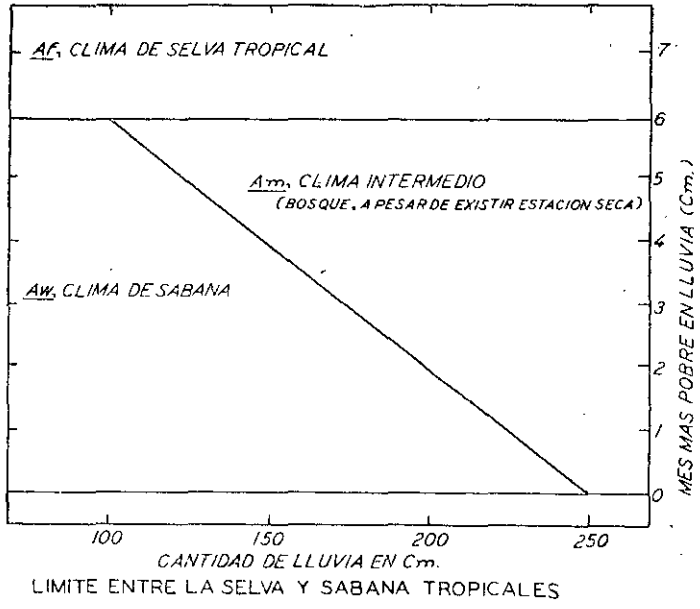


Fig. 12b

aire húmedo se presenta en tres formas distintas. Alrededor de los mares interiores que están situados en medio de desiertos muy calientes, como el Mar Rojo, los golfos Pérsico y de California, y la combinación de temperatura alta y humedad atmosférica produce condiciones climáticas mucho más molestas para el hombre que el calor abrazador aun más fuerte de las tierras vecinas; sin embargo, son raras las veces que se forman nieblas.

En cambio, en las costas en que, debido a una corriente fría o a aguas profundas ascendentes, el mar tiene una temperatura mucho más baja que la que rige en alta mar y en el interior del país, es decir, donde el mar tiene temperaturas que fluctúan entre 12 y 20°, la alta humedad del aire da motivo, especialmente en la estación más fría, a la formación de tan frecuentes nieblas que llegan a constituir el rasgo característico (clima *Bn*). Encontramos este fenómeno sobre todo en las costas del Perú y de Chile septentrional (entre los 5 y 22°), así como en las de Africa suroccidental (entre los 15 y 33° de latitud sur); pero también más hacia el norte, en Loango de la misma costa africana, encontramos el *cacimbo*, que no es menos conocido que la *garúa* del Perú. Otros casos semejantes, aunque con nieblas menos frecuentes, son los de las costas del sur de California y de Marruecos, así como del lado sureste de la península de Somalía (*Bn'*).

Como representante del clima desértico con nieblas *Bn* podemos citar a Swakopmund, y Mogador es un ejemplo del tipo con nieblas menos frecuentes *Bn'*. En ambos casos, el calor y la radiación solar aumenta rápidamente en dirección hacia el interior. El clima *Bn''*, aún más caliente y también caracterizado por la falta de lluvias y la humedad del aire, con temperaturas de verano entre 24 y 28°C, se encuentra en la zona entre Gabes y Alejandría; y como sofocante clima desértico de nieblas calientes *Bn'''*, citaremos Masaua y Bushir, que son representantes típicos.

4) Alrededor de los 40° de latitud (más o menos a 45° en Europa, 39° en Norteamérica, 37° en Australia y 34° en Africa del sur), es decir, en regiones en que limitan con el clima estepario, con el templado húmedo *Cf* o con el clima templado seco en verano *Cs*, encontramos, en regiones de poca extensión, ciertos tipos de clima que es difícil hacer caber en una de las grandes zonas y que, a pesar de su carácter indefinible, muestran entre sí determinados rasgos de afinidad, porque, a pesar de la diversidad de sus variedades, se notan en ellos máximas de lluvia al principio de verano y cielo despejado en sus postrimerías. Por un lado, estos tipos de clima muestran afinidades con las lluvias de verano de los tipos polares vecinos y con las regiones estepa-

rias, y por el otro, con el clima *Cs*, cuya temporada invernal de lluvias a veces se retrasa, hacia las orillas, y se convierte en lluvias de otoño y otras de primavera; además de eso, se parecen también al clima *Cf* por la falta de una temporada de lluvia bien definida. Llamaremos este tipo de clima *Cx* o en caso dado, cuando la temperatura o la altura de la lluvia pasa de los límites respectivos, *Dx* o *BSx*. A esta clase pertencen los climas de Castilla y el centro de Francia, los de la llanura del Po, de Croacia, de las llanuras del Danubio. Los meteorólogos americanos señalan el Cabo (costa sur y el sur de Karrú) y en Australia, el de Victoria; finalmente, se puede agregar, en una u otra forma, el tipo de clima de las grandes regiones del interior de los Estados Unidos. En las praderas, la distribución anual de las lluvias muestra mucha semejanza con la de las estepas del sur de Rusia y las llanuras del Danubio. Los meteorologos americanos señalan el *tipo Misuri* (con máxima de lluvias a fines de primavera y principios de verano) como el más importante por su gran influencia sobre la agricultura. Este tipo se distingue claramente del tipo mexicano, cuyos rasgos principales son las fuertes lluvias después del solsticio de verano y gran sequedad a fines de la primavera.

También con respecto a la temperatura, estas regiones constituyen tipos intermedios que no encajan fácilmente en ninguno de los tipos fundamentales, porque en las zonas septentrionales, la temperatura de enero se acerca a —3° y en el mes más caliente a 22°, tanto en el norte como en el sur. (Son éstas las isotermas en que basamos la diferenciación de *a* y *b* en nuestro sistema.) En el cabo de Buena Esperanza y en Victoria, la temperatura de invierno es de 12 a 16° más alta que en el norte.

En Sudamérica no encontramos más que muy débiles afinidades con este tipo, y principalmente podemos citar la doble máxima de lluvias del Uruguay. Pero también toda la región del Plata opone grandes dificultades al tratar de hacerla caber dentro el gran sistema climatológico. Si sólo nos atenemos a su altura de la lluvia, tenemos que considerarlo como *templado húmedo*, pero las precipitaciones se presentan en la forma de grandes aguaceros y éstos caen en tan pocos días, que la falta de una vegetación arbórea muy bien puede atribuirse en parte a la escasez de agua; según la frecuencia de las lluvias, deberíamos clasificar la pampa entre los climas esteparios por carecer de una

verdadera temporada de lluvias, porque en cualquier otra zona que la incluyamos, la vegetación arbórea se sostiene con alturas de la lluvia más bajas, particularmente en las regiones en que las lluvias caen en la estación más fría. En efecto, en la pampa caen por término medio de 15 a 20 mm. en un día lluvioso, mientras que en las estepas del sur de Rusia, cuya aridez se explica frecuentemente por la forma de aguaceros en que caen las lluvias, cada día lluvioso no tiene más de 7 mm. Un caso parecido se nos presenta, a la misma latitud, en Norteamérica, donde en Arkansas y sus alrededores caen de 12 a 15 mm. por día lluvioso, siendo además bastante baja la altura total de la lluvia y contando, por término medio, con sólo 10 días lluviosos por mes. En las tierras bajas de Alemania, la altura media de la lluvia en un día lluvioso sólo llega a 4 mm.

Si agregamos ahora, además de las formas secundarias, y para lograr una caracterización más detallada de los climas, también las variedades que corresponden a los 11 tipos fundamentales, que señalaremos igualmente con los signos del cuadro de las págs. 171 *ss.*, obtenemos *fórmulas climáticas* que expresan la naturaleza y afinidades de los climas de una manera sucinta y muy parecida a la de las fórmulas químicas. La finalidad que perseguimos con esta subclasificación, depende naturalmente de que se presentan con frecuencia las variedades y los tipos secundarios, del juicio personal y de los fines que se persiguen en la climatología. Sin embargo, la fórmula climática nos señala probablemente el camino más sencillo para orientarnos en este laberinto de variedades y para comparar los casos afines.

Si se establece, para el uso de las fórmulas, la regla de poner las letras siempre en el orden de la importancia de los rasgos que expresan, se puede aumentar su número, agregando nuevos rasgos que parecen dignos de especial atención, o se puede dejar la fórmula más o menos completa, según convenga; por ejemplo, si se quiere expresar que las lluvias ocasionales del Sahara caen en la región septentrional en invierno y en el sur en verano, se egrega, en el primero de estos casos, la letra *s* al signo *BWh (BWhs)* y en el segunda, una *w (BWhw)*, sin que esto quiera decir que se pretenda establecer una variedad determinada del clima desértico caliente *BWh*. En el cuadro siguiente indicaremos estos casos mediante paréntesis. Para facilitar la interpre-

tación, agregaremos también las denominaciones respectivas de los climas principales:

tipos fundamentales de climas		*tipos secundarios*	*variedades*
Af	clima tropical de selva lluviosa	*Am*	*s, s', s''*
Aw	clima de sabana	*As*	*w, w', w''*
BS	clima estepario	*Bn, Bn'*	*h, k, k'*
BW	clima desértico	*Bn'', Bn'''*	*(s, w)*
Cs	clima etesio	*Cx, Cx'*	
Cw	clima sínico	*Cwi*	*a, b*
Cf	clima templado húmedo	*Cfi*	*(g)*
Dw	clima transbaicálico	—	*a, b, c, d*
Df	clima frío húmedo en invierno	*Dx*	*a, a, c*
ET	clima de tundra	*ETH, ETHi* } *EB*	—
EF	clima de hielos perpetuos	*EFH, EFHi* } *EB*	—

Como el clima *Dw* se encuentra únicamente en el noreste de Asia, podemos llamarlo también según la región en que ocurre; de igual modo podemos denominar sus variedades: *Dwa, clima manchú; Dwb, clima amuriano; Dwc, clima nertschinskiano* y *Dwd, clima yakutskiano.* También el *Dfa* no se da más que una sola vez en una región en cuyo centro se encuentra Sioux City, de modo que se le puede llamar *clima siuxiano.* Finalmente, si deseamos grabar con mayor plasticidad en nuestra mente el aspecto de los climas podemos llamar con toda propiedad *Df* al *clima de los abedules, Dfb* al *clima de los encinos, Cfb* al *clima de las hayas* y *Cfa* al *clima virginiano,* porque los europeos llegaron a conocerlo por primera vez en Virginia. La denominación *frío húmedo en invierno* para el grupo *Df* es paralela a la *Cf* = *templado húmedo,* pero por lo confuso del término también se puede llamar al grupo *Df clima de los pinos,* aunque tal vez sean más adecuadas las expresiones concretas, como *oceánico boreal* para el *Df,* y *continental boreal* para el *Dw.* A los climas *x* puede aplicarse la denominación *clima del maíz.* Para el *Bn, clima de garúas* sería un nombre perfectamente acertado, y para el *ETH,* el de *clima de pastos alpinos.*

Sin embargo, esta nomenclatura no debe considerarse como de mucha importancia, sino solamente como de conveniencia o de utilidad práctica.

Si se encuentra en una fórmula una *w* o *s* detrás de una *f,* se entiende que la mínima de la altura de lluvias ocurre en invier-

no o verano respectivamente, sin que su oscilación anual alcance la amplitud que fijamos en los párrafos anteriores para un clima con lluvias periódicas (por ejemplo, *Cw* y *Cs*).

Demostraremos con algunos ejemplos el modo de aplicar las fórmulas climáticas. Para San Juan del Norte, Nicaragua, corresponde la fórmula *Afw″ i*, y para San José de Costa Rica, *Aw″ i*, lo que indica que, en ambos lugares, la temperatura media de todos los meses pasa de 18°C y que la diferencia de temperatura de los meses extremos se inferior a 5°C; además, ambos lugares deben tener una temporada doble de lluvias, una a principios de verano y otra a fines de otoño, con dos disminuciones de las lluvias, una de mayor duración en el invierno o la primavera del hemisferio respectivo y otra corta *(veranito)* en el verano o el otoño del mismo hemisferio. Pero en San José, como lo expresa la fórmula, por lo menos el más largo de estos intervalos constituye una verdadera temporada de sequía, mientras que San Juan del Norte muestra en todas las estaciones un clima caliente lluvioso de selva (es decir, no tiene en ningún mes menos de 6 cm. de lluvia).

Tomaremos otro ejemplo doble. La fórmula de Agra (India) es *Cwag*, y la de Nápoles *Cs'a*. En ambos lugares se encuentra, por lo tanto, la temperatura media del mes más frío entre 18° y —3°C, y la del mes más caliente pasa de los 22°. Agra tiene una temporada de sequía en el invierno, y la de Nápoles cae en el verano, y ambos lugares tienen una máxima de lluvias sencillas, que en Agra cae en verano y que en Nápoles se adelanta desde invierno hasta el otoño; finalmente, la letra *g* en la fórmula de Agra indica que el mes más caliente se presenta antes del solsticio de verano, mientras que la falta de la misma letra en la fórmula de Nápoles da a entender que la temperatura más caliente ocurre en tiempo normal, es decir un mes más o menos después del a posición más alta del sol.

Como un tercer ejemplo doble tomaremos Haparanda *(Dfc)* y Yakutsk *(Dwd)*. Las fórmulas indican que en ambos lugares, la temperatura del mes más frío permanece bajo —3° y la del mes más caliente entre 10 y 22°C, y que, además, menos de 4 meses tienen una temperatura mayor de 10°; en Yakutsk, el invierno tiene pocas lluvias y casi siempre cielo despejado, de suerte que la temperatura del mes más frío resulta bajísima, es decir de menos de —36°; en Haparanda, en cambio, todas las estaciones

tiene precipitaciones frecuentes, por lo que el invierno es menos frío.

Finalmente, compararemos Swakopmund *(BWkn)* y Windhuk *(Bshw)*. El primero de estos lugares tiene clima desértico frío sin lluvias, pero frecuentes nieblas húmedas; el segundo muestra un clima estepario caliente con temporada de sequía en invierno. La temperatura media anual se encuentra en el primero de dichos lugares debajo y en el segundo encima de 18°.

Los escasos ejemplos que acabamos de citar, nos demuestran que estas breves fórmulas compuestas de 3 ó 4 letras pueden proporcionarnos importantes datos sobre el clima de un lugar determinado.

§ 31. LA DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA IDEAL DE LOS CLIMAS Y SU FUNDAMENTO EN LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA, LOS VIENTOS Y LAS CORRIENTES MARÍTIMAS

Si estudiamos con todo detenimiento el mapa-mundi de climas (lámina 1) dibujado de conformidad con las bases que desarrollamos en los párrafos anteriores, nos daremos cuenta de que el gran sistema climatológico está sujeto a leyes naturales que se basan no sólo en la latitud geográfica sino también la situación con relación a los continentes y los mares. Sin embargo, debido a las diferencias de los mismos en extensión y forma, algunos climas no ocurren más que na sola vez. Y además, existen rasgos que sólo se encuentran en el hemisferio boreal y otros que pertenecen exclusivamente a Asia, el más extenso de todos los continentes.

Para formarnos una idea más exacta de lo sistemático que es el orden de los climas, nos imaginaremos un continentes ideal que llegue de polo a polo y que está situado en medio de dos océanos, es decir, algo así como una combinación del Viejo Mundo y de América. Para hacer resaltar la mayor oceanidad del hemisferio austral, trazaremos este continente de tal manera que desde los 30° de latitud N, donde cubre 90 grados de longitud, comience a estrecharse para que termine en una punta a los 60° de latitud sur, y que desde allí se complete con el continente antártico.

La fig. 13 indica la distribución esquemática de las isotermas

y de las líneas de sequía, tal como nos lo enseña la experiencia adquirida en los cinco continentes. Con respecto a las líneas de sequía, α significa la presencia de temporadas de sequía claramente definida y periódica, β el límite del clima estepario y γ el del clima desértico. Para el límite de la sequía periódica de las

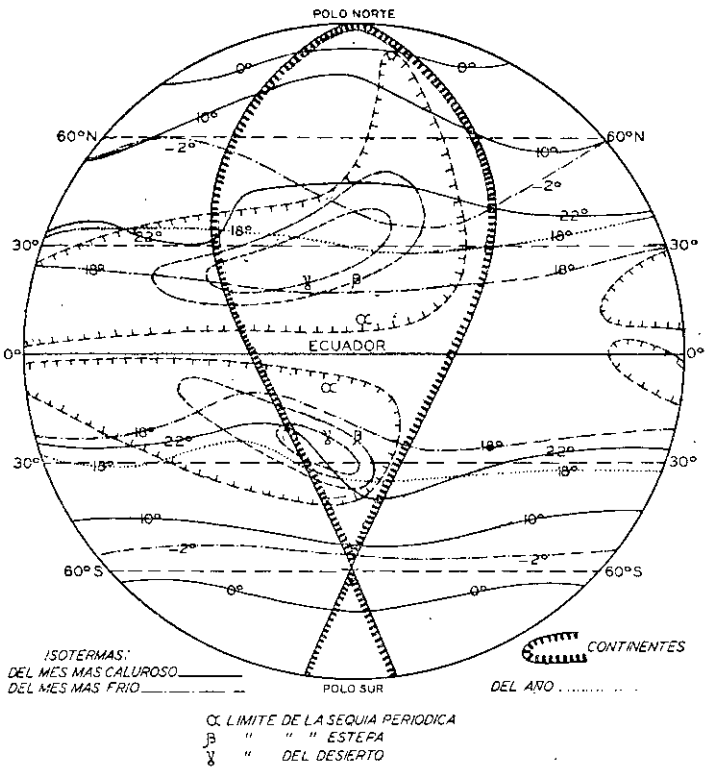


Fig. 13. Esquema de los climas. Isotermas y líneas de igual sequedad de importancia decisiva.

zonas con frío en invierno *C y D*, se tuvo que introducir otra definición (véase la pág. 173) que para la zona *A*, en la que no se tomó en consideración la oscilación anual de la temperatura.

Ahora bien, si escogemos entre las líneas de la fig. 13 aquellas que nos parecen más apropiadas para la clasificación de los cli-

mas y si agregamos a ellas la isoterma del año, obtenemos en nuestro continente ideal y en los mares vecinos los 11 climas tipos fundamentales que establecimos en los capítulos anteriores y que esbozamos gráficamente en la fig. 14. En este dibujo, se ha dejado en blanco la región de vegetación arbórea (el *reino del clima húmedo*, de Penck), mientras que la zona seca ha sido

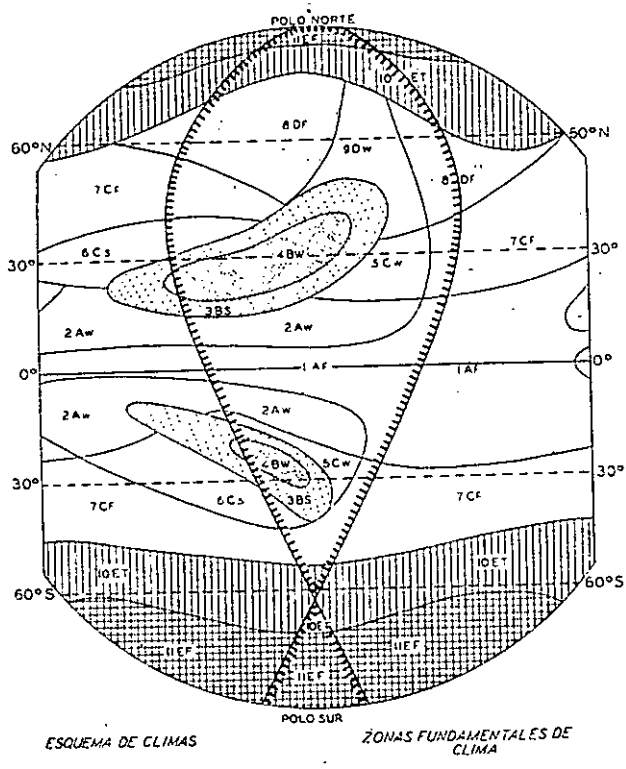


Fig. 14. Esquema de los climas: los 11 climas fundamentales.

marcada con puntos y la del hielo (nival) con rayas (cada una con dos matices). La fig. 15 proporciona mayores detalles del mismo esquema.

Sin que dejen de tomarse en cuenta la diferencia entre los hemisferio boreal y austral, las figuras tratan de representar en

cada uno de ellos un continente ideal de extensión media. En Asia, el continente más grande, *Dw* y *Cw* muestran una enorme extensión, mientras que *Cf* no ocupa más que fajas angostas de la costa en la orilla oriental; en cambio, en Norteamérica, de menor extensión, *Dw* falta por completo, mientras que *Cf* ocupa grandes territorios del lado oriental del continente. Esto se expli-

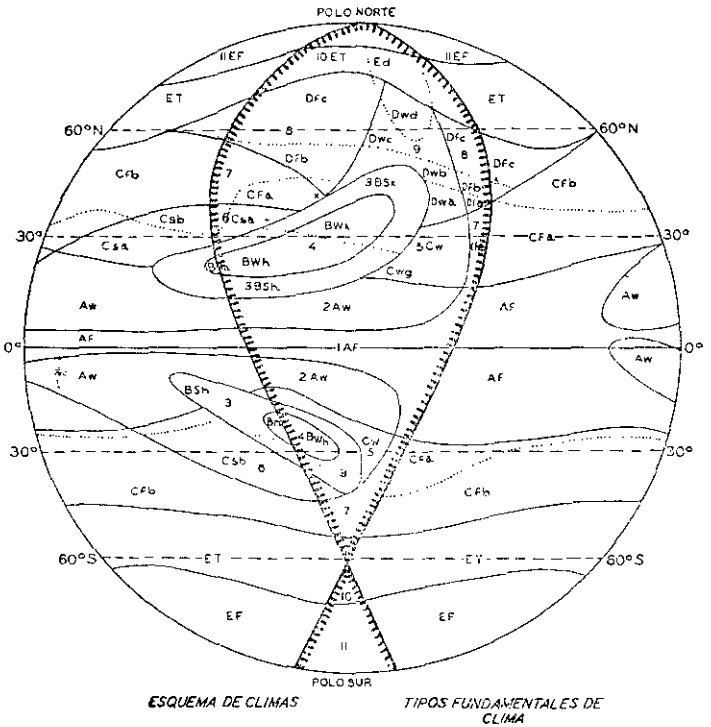


Fig. 15. Esquema de los climas: dibujo detallado.

ca por el hecho de que *Cf* sea predominantemente un clima oceánico y *Dw* un clima enteramente continental. *Cw* llega en Asia, Africa y Australia hasta la costa oriental del continente, pero no así en Norte y Sudamérica. Las figuras tratan de representar, para hacer resaltar mejor las concordancias, un término medio, tal como se encontraría con probabilidad en un continente algo montañoso y de extensión media.

Otro caso excepcional, que no pudimos introducir en nuestra gráfica, es el de la extensión de la zona seca hasta la costa oriental de la Patagonia y a ambos lados del golfo de Adén. También faltan en nuestro esquema naturalmente los climas *i*, que sólo se presentan en las montañas tropicales, y los climas *n''* y *n'''*, que no se encuentran más que alrededor de mares interiores; en cambio, los tipos *Bn* y *Bn'* se anotaron como climas normales en la costa occidental.

Los otros climas de mayor importancia se repiten en el cuadro esquemático con bastante uniformidad, aunque con distinta extensión en todos los continentes. Desde una línea, que por lo general corre alrededor de la Tierra un poco al norte del Ecuador geodésico y que se suele llamar el Ecuador térmico o meteorológico, los climas se agrupan hacia ambos polos en las costas occidentales de los continentes según el orden siguiente: *Af, Aw, BSw, BW, BSs, Cs, Cf, Dt* y *ET;* y en el interior oriental, en cambio: *Af, Aw, Cw (Cfa), Dw (Df, Cfb)* y *ET*, tal como lo indica la fig. 15. En Australia y Africa, *Cf* existe solamente en la costa sur, mientras que las tierras no alcanzan a llegar hasta al *Df* y al *ET; lo* mismo ocurre en Sudamérica con repecto al *Df.*

Las causas de esta irregularidad en el orden de los climas se derivan de los efectos desiguales de la radiación solar sobre los distintos grados de latitud y sobre las tierras y los mares, a la vez que de la circulación general de la atmósfera y de los mares, que constituyen el resultado de dichas diferencias.

En los párrafos 14 al 17 estudiamos la relación íntima que existe entre el viento y la presión atmosférica, así como los grandes rasgos de su orden y desalojamiento estacional sobre la superficie terrestre. [Véanse los mapas de las figuras 9 (lámina V) y 10 (lámina VI).] De estos datos podemos deducir las siguientes reglas fundamentales:

La alternancia en el calentamiento de ambos hemisferios en el curso del año produce un desalojamiento pendular que dura un año y la correspondiente transformación y desalojamiento de las zonas de presión atmosférica proporcionalmente alta o baja. Por un lado, se contrae el sistema de los alisios y los contraalisios del hemisferio con verano, mientras se dilata el del hemisferio con invierno. Por otro lado, la presión aumenta sobre los continentes desde el verano hasta el invierno, mostrando, por lo tanto, una

tendencia hacia la presencia de vientos marítimos en verano y de vientos terrales en invierno, es decir, a los monzones alternantes. Los continentes del hemisferio con invierno atraen en sus alturas el aire de los mares vecinos y del otro hemisferio, que vuelve a descargarse sobre ellos en verano. Sin embargo, no conocemos todavía, por la falta de ascensiones de globos registradores, la estructura interior de las zonas estacionales con presión atmosférica alta o baja, pero es probable que sobre ellas, como ocurre sobre nuestras máximas y mínimas de presión movibles, la distribución horizontal de la temperatura sea muy distinta a la que existe sobre el suelo. Sin embargo, esto no eliminaría el desalojamiento del aire que acabamos de mencionar.

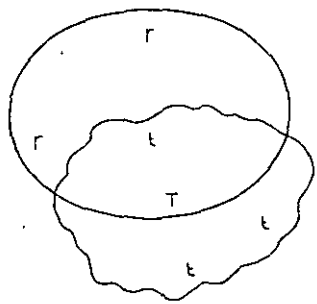


FIGURA 16-
Zona de alta presión y región seca. Hemisferio boreal

Con este movimiento pendular anual de la atmósfera, también las zonas de alta presión situadas en los límites polares de los contraalisios sufren un desalojamiento y una transformación, y lo mismo sucede simultáneamente con las regiones secas que están situadas en el interior y a los lados oriental y ecuatorial de dichos alisios. La fig. 16 muestra esta distribución (para el hemisferio norte): la curva gruesa limita la zona de alta presión y la delgada la región seca.

Se comprende que, al moverse la zona de alta presión hacia el norte, las regiones septentrionales tienen un temporada de sequía y que, viceversa, un movimiento hacia el sur produce esta sequía en las regiones meridionales.

La figura 17 muestra este movimiento incluyendo la transformación de la zona de alta presión en el curso del año, a causa del traslado de la máxima de la presión desde el océano hasta el continente durante el invierno. La línea *s-s-* indica los límites de esta máxima durante el verano, la línea *w-w-* los del invierno, y la línea articulada encierra una zona de baja presión que se forma en verano sobre el continente. De las cifras dobles, la primera siempre indica las lluvias que caen en invierno, y la segunda

las de verano, sobre la base de una escala de 0 a 2; los números decrecientes, como 10, indican, por lo tanto, lluvias en invierno y los números crecientes, por ejemplo 02, lluvias en verano. El dibujo nos enseña que en el noroeste de la región de sequedad constante, en donde en ninguna estación las lluvias pasan el límite de 1, predominan las lluvias en invierno, y que al sur y al este de ella las lluvias caen en verano, y esto tanto más que de las lluvias continentales sólo una parte puede atribuirse a los vientos cargados de agua o a las zonas migratorias de baja presión, y una parte, en cambio, es producida por el caldeamiento del me-

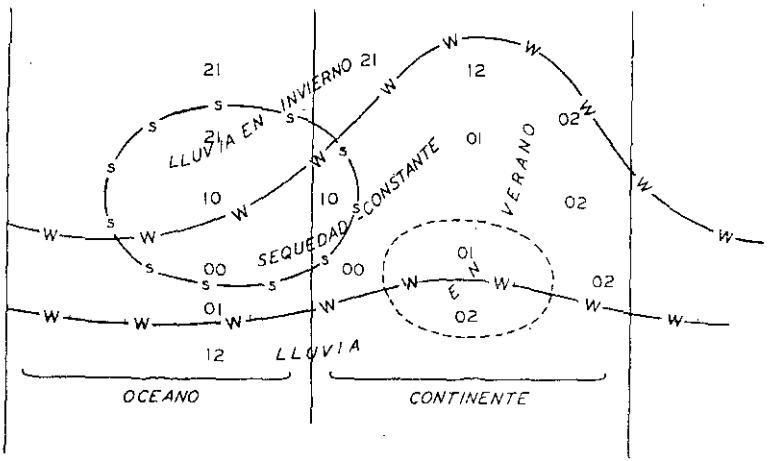


Fig. 17. La oscilación anual de las regiones de presión y las regiones secas. Hemisferio boreal

diodía y por las tempestades que en verano forman lluvias con el vapor de agua local.

Las diferencias en la formación de la zona invernal continental de alta presión no parecen tener, en este caso, mucha influencia sobre el desarrolol del *clima etesio (Cs)* y de su temporada de sequía en verano, porque se le encuentra en todas las costas occidentales, sin penetrar, sin mbargo, tan profundamente tierra adentro como lo hace en Eurasia bajo la influencia del Mediterráneo. Esto basta para explicar, a grandes rasgos, el origen

de las dos regiones *Cs* del hemisferio boreal. Siguiendo la oscilación pendular de la atmósfera, la temporada de sequía de dichas regiones se atrasa en dirección hacia el polo y pasa a través del clima etesio hasta el *veranillo de San Martín* con cielo despejado de la región vecina. De esta manera, el mes de menos nublados en España e Italia es julio; en Francia y el sur de Alemania, agosto; en el interior del norte de Alemania, todavía en parte septiembre; pero aquí se pierden las últimas ramificaciones de esta ola de calor solar en el otoño lluvioso del noroeste de Europa. Más hacia el este encontramos la misma sequía a fines del verano o principios del otoño, en combinación con lluvias continentales a principios del verano y sequía a fines del invierno, en parte también con lluvias litorales en otoño, siendo entonces el resultado de esta combinación la tendencia *Cx* que, a pesar de las dificultades que ofrece a la definición, muestra rasgos tan característicos. Así en Europa, desde el centro de Francia atraviesa Croacia, Hungría y el sur de Rusia, tocando en todo este recorrido climas etesios, esteparios, templados húmedos y boreales.

El desalojamiento anual de la zona ecuatorial de lluvias produce en las partes exteriores de su ancho las lluvias en verano y en la parte central principalmente, pero no en todas partes, una doble temporada de lluvias *(Aw''* o *Afw'')* con una temporada de sequía larga y otra corta (véase pág. 173). En las colonias españolas se suele llamar la primera *verano,* a pesar de caer en el invierno del hemisferio correspondiente, y la segunda que es más corta *veranito.* Este tipo de *veranito* falta en la región central del Pacífico, evidentemente a causa de lo limitado que es el cambio de lugar que sufre la zona lluviosa.

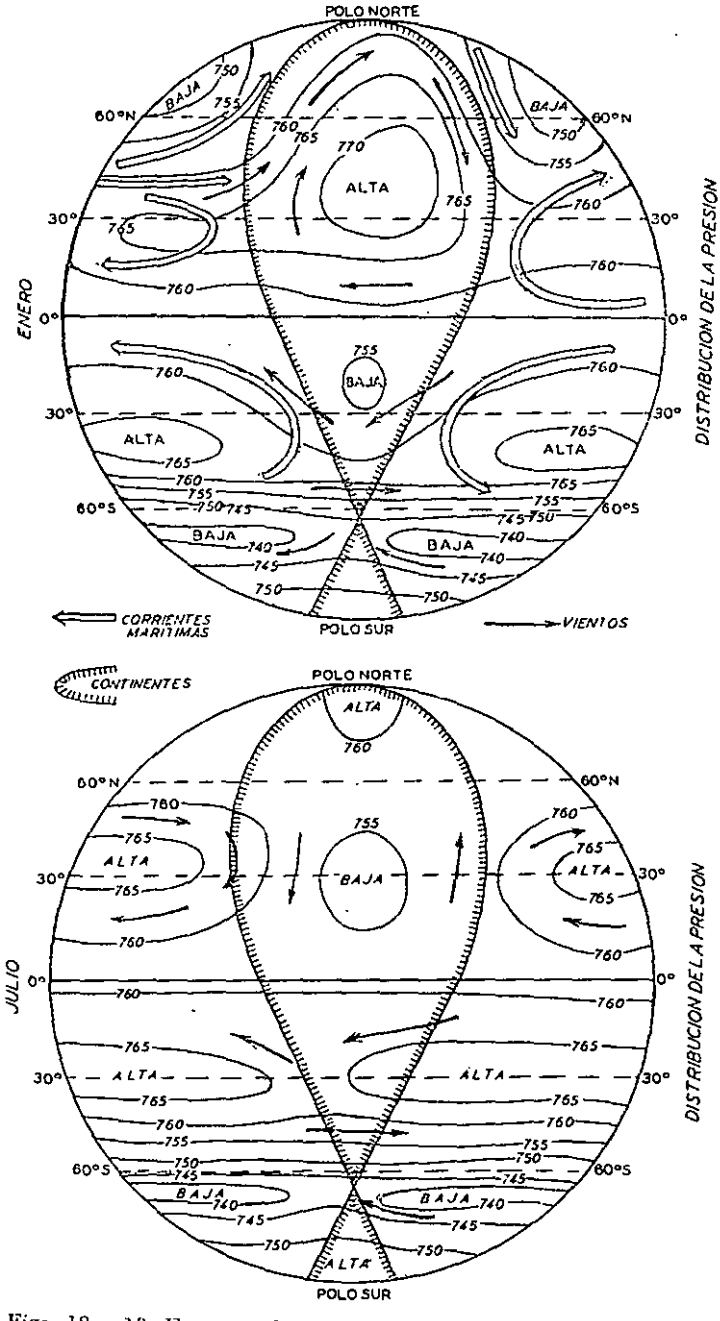
Con este desalojamiento periódico de las zonas lluviosas y secas, a causa del crecimiento alternante del sistema de vientos de los hemisferios boreal y austral, se asocia como una segunda causa poderosa el diferente caldeamiento y enfriamiento de la tierra y el mar. El caldeamiento más intenso de los continentes produce en verano una presión atmosférica baja, vientos marítimos, intensificación de evaporación y corrientes de aire ascendentes y, debido a todo esto, a no ser que otras causas lo impidan, un predominio de lluvias en verano, por lo menos con respecto a la altura de lluvias. Este predominio se acentúa especialmente

en las regiones a las que no pueden llegar las corrientes de aire más húmedo a causa de las altas montañas, porque los estratos de aire que pasan sobre ellas libremente, pueden llevar consigo considerables cantidades de vapor en la estación más caliente pero no en la más fría. Pero esto se manifiesta principalmente con la mayor abundancia *(densidad)* de las lluvias en verano y mucho menos en su frecuencia. Las lluvias predominantes en verano están limitadas, por lo tanto, a regiones mucho menos extensas, o sea a las regiones centrales de los continentes y a las montañas.

La interrupción de las dos zonas secas de la Tierra en las costas orientales de los continentes coincide en Asia oriental con una alternancia total entre los vientos marítimos húmedos en verano y los vientos terrales secos en invierno. En los otros continentes, el cambio de los monzones es menos notable; sin embargo, se manifiesta claramente por la desviación de la dirección media del viento.

Debido a que los monzones representan el producto de las condiciones de temperatura y las precipitaciones que imperan sobre vastas extensiones de los continentes, el monzón de invierno puede presentarse en ciertas regiones, en que las costas corren en una dirección contraria a la normal, como viento marítimo, y el monzón de verano como viento terral. Si estas costas son montañosas, las lluvias caen en ellas en la estación opuesta a la de sus alrededores, constituyendo, por lo tanto, excepciones en el sistema general. Este es el caso de la costa noroccidental del Japón, el lado nororiental de Formosa, las Filipinas y Borneo, la costa suroriental de Nueva Pomerania y Finschhafen, porque en todos estos lugares predominan las lluvias invernales en contraste con las lluvias en verano de los alrededores; además, citaremos Anam, la costa oriental de Ceilán y Karnatik (Madrás), así como el sureste de Célebes, donde la temperatura de lluvia se presenta en otoño.

Con el aumento de la latitud, este cuadro se complica, porque se amplía la oscilación anual de la temperatura, ofreciendo más discrepancia la diferencia entre la altura y la frecuencia de las lluvias y una parte de las de las precipitaciones cae en forma de nieve que no se derrite sino en una época posterior. Por otro lado, la creciente variabilidad de la dirección de los vientos



Figs. 18 y 19. Esquema de las líneas isobaras y de las corrientes atmosféricas y marítimas.

hace desaparecer las diferencias locales en el clima y, al aumentar la latitud, se borra gradualmente el contraste entre los costados de barlovento y sotavento, así como entre las temporadas de sequía y de lluvia.

El límite polar de los vientos del oeste o contraalisios está muy bien marcado entre los 60 y 70 grados de latitud sur. Al borde del casquete de hielo antártico predominan los vientos más o menos orientales, o polares, en parte con una constancia y fuerza extraordinarias. En el hemisferio boreal, este mismo límite es menos regular, debido a la división de la zona de baja presión en dos campos sobre ambos océanos.

Las figs. 18 y 19 representan el desalojamiento anual imaginario de las áreas de presión en el dibujo esquemático de un continente ideal y de los mares vecinos, que ya usamos en las figs. 13-15. En vez de la dirección del viento sobre el suelo se marcó en ellas, por medio de flechas (de líneas sencillas), el movimiento hipotético del aire a la altura de las nubes de lluvia, por ser éste, y no el viento que sopla en el suelo, el que decide la sequedad o la humedad y en buena parte también la temperatura de un clima. Sin embargo, sabemos todavía muy poco acerca de la dirección de este movimiento del aire o su relación con las líneas isobaras de las latitudes inferiores.

Las flechas de líneas dobles indican el movimiento de las corrientes marítimas, ya que éstas deben su existencia predominantemente a los vientos, que refuerzan y completan en alto grado los efectos climáticos de éstos; porque, debido a su considerable contenido calórico, las aguas que cambian su latitud geográfica por las corrientes marítimas, transportan, a pesar de que su movimiento es más lento, cantidades de calor incomparablemente más grandes que las corrientes atmosféricas. Debido a que las corrientes calientes se mueven en la superficie, mientras que las corrientes frías regresivas se mueven a grandes profundidades, el efecto de las corrientes marítimas sobre la atmósfera es principalmente calorífico.

BIBLIOTECA IREN