



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España



MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

37040

APLICACION DE LAS TECNICAS ISOTO-
PICAS AL ESTUDIO DE PROBLEMAS
HIDROGEOLOGICOS (1ª Fase).

- 1.- DISEÑO DE UNA RED NACIONAL DE MUESTREO
DE ISOTOPOS AMBIENTALES.

Madrid, Diciembre 1989

I N D I C E

	<u>Pág.</u>
1.- <u>INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS</u>	1
2.- <u>PLANTEAMIENTO DE LA PROBLEMÁTICA GENERAL</u>	4
3.- <u>INTRODUCCIÓN AL COMPORTAMIENTO ATMOSFÉRICO DEL TRITIO</u>	10
3.1.- EFECTO DE LATITUD: CIRCULACIÓN MERIDIANA Y BARRERA ECUATORIAL.....	12
3.2.- VARIABILIDAD ESTACIONAL.....	13
3.3.- LOS JET-STREAMS.....	18
3.4.- LA OPOSICIÓN OCEANO-CONTINENTE: EFECTO DE CONTINENTALIDAD Y EFECTO MONZÓN.....	18
3.5.- LOS MICROCLIMAS: EFECTO DE ALTURA Y EFECTO LACUSTRE..	21
4.- <u>INTRODUCCIÓN AL COMPORTAMIENTO ATMOSFÉRICO DEL DEUTERIO Y OXÍGENO-18</u>	24
4.1.- VARIABILIDAD COMPOSICIONAL Y PARÁMETROS GEOGRÁFICOS..	25
4.2.- FRACCIONAMIENTO POR EVAPORACIÓN-CONDENSACIÓN.....	27
4.3.- VARIACIONES ISOTÓPICAS EN LA DINÁMICA ATMOSFÉRICA....	28
4.4.- EL MODELO GLOBAL DE DISTRIBUCIÓN ATMOSFÉRICA.....	30
5.- <u>GENERALIDADES SOBRE LA DINÁMICA ATMOSFÉRICA. APLICACIÓN AL TERRITORIO ESPAÑOL</u>	35
5.1.- INTRODUCCIÓN.....	36
5.2.- LA CIRCULACIÓN GENERAL ATMOSFÉRICA.....	37
5.3.- LA VARIACIÓN CÍCLICA ANUAL DE LAS REGIONES TEMPLADAS.	40
5.4.- EL EFECTO DE CONTINENTALIDAD.....	42
5.5.- INFLUENCIA DE LA OROGRAFÍA.....	46
5.6.- EL EFECTO DE OCEANIDAD.....	48

	<u>Pág.</u>
6.- <u>ANÁLISIS DE LOS PRINCIPALES ELEMENTOS CLIMÁTICOS CON INFLUENCIA ISOTÓPICA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA</u>	50
6.1.- INTRODUCCIÓN.....	51
6.2.- LA TEMPERATURA DEL AIRE.....	51
6.2.1.- Generalidades.....	51
6.2.2.- <u>Distribución de la temperatura media anual</u> ...	53
6.2.3.- <u>Variación de la temperatura con la altura</u> ...	60
6.3.- EL RÉGIMEN DE VIENTOS.....	62
6.3.1.- <u>Rosas de frecuencia. Tipos de vientos</u>	62
6.3.2.- <u>Influencia del relieve en el régimen de vientos</u>	68
6.3.3.- <u>Velocidad del viento</u>	71
6.4.- LAS PRECIPITACIONES.....	72
6.4.1.- <u>Tipos y frecuencia de las precipitaciones</u> ...	72
6.4.2.- <u>El régimen pluviométrico peninsular</u>	75
6.4.3.- <u>Las tormentas</u>	81
7.- <u>CLIMATOLOGÍA DINÁMICA. SITUACIONES ATMOSFÉRICAS TIPO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA</u>	86
7.1.- EL CONCEPTO DE MASA DE AIRE.....	87
7.2.- MASAS DE AIRE QUE AFECTAN A LA PENÍNSULA.....	88
7.3.- EL VÉRTICE CIRCUMPOLAR Y SUS EFECTOS EN EL CLIMA PENÍNSULAR.....	92
7.4.- TIPOS DE TIEMPO EN LA PENÍNSULA.....	95
7.5.- ANOMALÍAS EN EL RÉGIMEN DE PRECIPITACIONES.....	97
8.- <u>EL CLIMA EN LAS ISLAS BALEARES</u>	104
8.1.- FACTORES CLIMÁTICOS.....	105
8.2.- ELEMENTOS CLIMÁTICOS.....	106
8.2.1.- <u>La temperatura del aire</u>	106
8.2.2.- <u>El viento</u>	107
8.2.3.- <u>Las precipitaciones</u>	108

	<u>Pág.</u>
9.- <u>EL CLIMA DE LAS ISLAS CANARIAS</u>	110
9.1.- FACTORES CLIMATICOS.....	111
9.1.1.- <u>El alisio y la corriente marina de Canarias</u>	111
9.1.2.- <u>La orografía</u>	113
9.1.3.- <u>La influencia del continente africano</u>	113
9.2.- ELEMENTOS CLIMATICOS.....	115
9.2.1.- <u>La temperatura del aire</u>	115
9.2.2.- <u>El viento</u>	115
9.2.3.- <u>Las precipitaciones</u>	116
9.3.- TIPOS DE TIEMPO.....	121
10.- <u>LA RED DE MUESTREO DE AGUAS DE LLUVIA</u>	122
10.1.- OBJETIVOS A CUBRIR.....	123
10.2.- LA RED DE ESTACIONES DEL INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA. CRITERIOS DE SELECCIÓN.....	124
10.3.- PROPUESTA DE RED DE OBSERVACIÓN DE AGUAS DE LLUVIA.	138
11.- <u>LA RED DE CONTROL DE AGUAS DE ESCORRENTÍA</u>	146
11.1.- OBJETIVOS.....	147
11.2.- PROPUESTA DE RED.....	147
12.- <u>LA RED DE CONTROL DE AGUAS SUBTERRANEAS</u>	151
12.1.- OBJETIVOS.....	152
12.2.- PROPUESTA DE RED.....	153
13.- <u>CONTROLES DE AGUA MARINA Y DE CO₂ ATMOSFÉRICO</u>	158
13.1.- RED DE CONTROL DEL AGUA MARINA.....	159
13.2.- RED DE CONTROL DEL CO ₂ ATMOSFÉRICO.....	160

	<u>Pág.</u>
14.- <u>METODOLOGÍAS DE MUESTRO Y SÍNTESIS GENERAL DE MUESTRAS.</u> ...	162
14.1.- RED DE PRECIPITACIONES.....	163
14.2.- RED HIDROGRÁFICA.....	164
14.3.- AGUAS SUBTERRÁNEAS.....	164
14.4.- AGUA MARINA.....	165
14.5.- CO ₂ ATMOSFÉRICO.....	165
14.6.- SÍNTESIS GENERAL DE MUESTRAS.....	166

ANEXO 1.- TIPOS DE TIEMPO EN LA PENÍNSULA Y BALEARES.

ANEXO 2.- TIPOS DE TIEMPO EN CANARIAS.

1.- INTRODUCCI6N Y OBJETIVOS

A partir de las primeras explosiones termonucleares atmosféricas en 1952 y de los trabajos de Craig en isótopos estables en la década de los sesenta, se abrió un nuevo campo de trabajo en la hidrogeología basado en utilizar los isótopos de la molécula de agua ^{18}O , ^2H y ^3H como trazadores geográficos o temporales del ciclo hidrológico y como cuantificadores de fenómenos adicionales (mezclas, intrusiones, intercambios agua-roca, fraccionamientos térmicos, etc.).

El empleo de estos isótopos, apoyado con otros del carbono (^{13}C y ^{14}C) y del azufre (^{34}S) fundamentalmente, han permitido en los últimos veinticinco años avanzar en gran manera en el conocimiento de la dinámica hidrogeológica.

La División de Aguas Subterráneas y Geología Ambiental del ITGE, consciente de la gran utilidad e interés de estas técnicas y en base a la creciente demanda de aplicación de las mismas ante la necesidad de resolver diversos y variados problemas hidrogeológicos, ha considerado conveniente y necesario iniciar el presente estudio.

Este proyecto comprende, por una parte, el diseño de una red de muestreo de isótopos a nivel nacional y, por otra, una serie de subproyectos o estudios de aplicación concreta y directa repartidos por determinadas zonas del territorio peninsular.

El diseño y posterior muestreo de los puntos seleccionados de la red de isótopos ambientales surge de la necesidad de contar con una base de datos suficientemente amplia en cantidad y calidad que permita estudiar estadísticamente la función de entrada de cualquier proceso hidrogeológico. Inicialmente, en esta fase, no se pasará al establecimiento de la red ni por tanto, al muestreo periódico de sus puntos, todo lo cual quedará para una etapa posterior.

Con esta red general se pretende conseguir, además de una infraestructura de datos isotópicos distribuidos según una red nacional, un mejor y más completo conocimiento del comportamiento de los sistemas hidrogeológicos implicados en el proceso objeto de estudio. Dicho conocimiento tendrá aplicaciones directas a la resolución de problemas concretos a nivel de dinámica de cuenca, recarga artificial, explotación de recursos, intrusión marina, contaminación por vertidos, etc., a la vez que constituirá una excelente base de datos de inestimable valor científico.

El presente Proyecto ha sido llevado a cabo por TECNOLOGÍA Y RECURSOS DE LA TIERRA, S.A.L. bajo la dirección y supervisión del Instituto Tecnológico y GeoMinero de España. Han participado en su ejecución:

I.T.G.E.: Dña. María Gómez Martos. Lda. en Ciencias Geológicas. Dirección y Supervisión del Proyecto.

T.R.T.: D. José F. Albert Beltrán. Dr. en Ciencias Geológicas. Responsable del Proyecto

D. Juan Carlos Romero Silva. Ldo. en Ciencias Geológicas.

D. José Luis Díez Gil. Dr. en Ciencias Físicas.

Se ha contado, además, con el asesoramiento en determinados aspectos del trabajo del Prof. Dr. J. Ch. Fontes, catedrático de Hidrología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Paris-Sud (Orsay).

2.- PLANTEAMIENTO DE LA PROBLEMATICA GENERAL

Resulta evidente que el estudio de los isótopos de la molécula del agua constituye el mejor método de autotrazado ya que forman parte inherente de la propia estructura molecular y no están sujetos a los problemas clásicos de los trazadores físicos y químicos convencionales (retención con la matriz rocosa por fijación, adsorción, difusión, velocidad diferencial, reacciones con el medio, etc.).

Por otra parte, el ^2H y el ^{18}O , al ser isótopos estables, presentan un comportamiento semejante entre sí (y en ocasiones complementario) que permite utilizarlos fundamentalmente como trazadores geográficos (cálculo de zonas de recarga debido a sus variaciones en función de la longitud, latitud y altura) o como indicadores de procesos de reacción con la roca (fenómenos éstos generalmente función de la temperatura, al estudiar sus correspondientes coeficientes de fraccionamiento).

El ^3H , por el contrario, al ser radioactivo y con un $t_{1/2} = 12,26$ años actúa como trazador temporal a una escala de tiempos muy acorde con muchos problemas hidrogeológicos de relativo corto período, a la vez que permite cuantificar fenómenos de mezcla entre aguas de distinta procedencia siempre y cuando se establezcan una serie de requisitos previos.

Conceptualmente hablando, por tanto, mediante ^{18}O y ^2H se pueden delimitar las coordenadas de un determinado fenómeno (x, y, z) y el ^3H permite determinar la dimensión temporal del mismo (t), con lo que resulta posible acotar las cuatro dimensiones de la dinámica de una determinada molécula de agua dentro de su ciclo hidrogeológico particular. Además, como ya se ha referido, pueden cuantificarse también determinados incidentes durante esta dinámica (intercambios agua-roca, fenómenos térmicos, mezclas de aguas, etc.) lo cual abunda todavía más en la importancia de estas técnicas de trabajo.

No obstante, los isótopos de la molécula del agua forman parte de una dinámica general atmosférica que condiciona en ellos un determinado comportamiento que debe acotarse previamente con el fin de poder interpretar correctamente los resultados que se pretende deriven del razonamiento antes expuesto, de ahí la necesidad de establecer la red nacional de muestreo.

El ^3H , de origen inicialmente primario por acción de los rayos cósmicos sobre los gases atmosféricos, experimentó un gran aumento artificial a partir de 1953 con las primeras explosiones termonucleares atmosféricas, alcanzando un gran máximo en 1963, para ir decreciendo paulatinamente sobre todo a partir de que éstas fueron prohibidas por la comunidad internacional y pasaron a ser sustituidas por las subterráneas.

En la actualidad, una vez muy amortiguado este proceso de enriquecimiento artificial con tendencia de nuevo ya a los valores típicos de producción atmosférica (2-15 U.T.), existen una serie de **variaciones temporales** que deben ser estudiadas con mayor detalle que antes para poder interpretar determinados comportamientos, como son:

- Variaciones estacionales (máximos veraniegos y mínimos otoñales)
- Variaciones de latitud (aumento con la latitud en el hemisferio norte).
- Efecto de continentalidad (aumento en tierra firme y disminución en zonas costeras y marinas).
- Efecto de altura (aumenta con la cota topográfica).
- Fenómenos climáticos locales (tormentas de verano, gotas frías, etc.).

El mismo razonamiento puede hacerse con el ^2H y el ^{18}O . En su dinámica también aparecen muy marcadas las mismas **variaciones estacionales**; los efectos de longitud, latitud y altura y los fenómenos climáticos puntuales.

El diseño de una red de control isotópico a nivel nacional debe de tener en cuenta todos estos parámetros referidos, pero existe otro hecho no menos importante a contemplar en su metodología de definición: la *escala de observación* del fenómeno, escala con implicaciones tanto *geográficas como temporales* que, en último extremo, se traducen en claros condicionantes económicos por coste de recolección y de análisis.

Bien es cierto que debe empezarse por conocer cuál es la *dinámica isotópica a nivel peninsular* con un criterio estrictamente científico. Es necesario definir previamente cuáles son las variabilidades en función de la longitud, latitud y altura en la Península para los frentes convencionales con dinámica W-E, cuál es el papel de las cordilleras en esta distribución isotópica, cómo influyen las típicas tormentas veraniegas mediterráneas en la dinámica isotópica de las regiones costeras, etc. etc.

Sólo conociendo estos importantes datos de comportamiento general a nivel peninsular se estará en condiciones de poder definir una *red más densa a nivel de grandes cuencas* con el fin de poder resolver *problemas prácticos a nivel ya de unidades hidrogeológicas*.

Las islas pueden abordarse como *problemas* específicos dentro de esta segunda fase, dado que gozan de peculiaridades muy notables, sobre todo las Canarias, tanto por las diferencias de cotas como por el régimen de vientos (alisios y siroco africano) y reparto de precipitaciones.

Suponiendo resuelta la problemática científico-técnica hasta ahora expuesta, quedan otros dos capítulos no menos importantes a tener en cuenta: la *infraestructura y metodología de muestreo y la logística de análisis*.

Respecto al primer punto, los isótopos estables deben preservarse durante su período de acumulación en el pluviómetro de posibles fraccionamientos ambientales, poseer un control directo de sus vaciados, etc. Por lo que respecta a la logística analítica, deberá estudiarse con qué laboratorio se trabajará habitualmente, tanto por cuestiones prácticas

de envíos, precios, cadencias de análisis, etc. como de *fiabilidad y efectividad*, teniendo muy en cuenta cuál ha sido y es, la problemática del laboratorio español.

Todo lo expuesto hasta el momento hace referencia al diseño y control de una red nacional a nivel de *precipitaciones*. Un segundo concepto de red implicaría el muestreo sistemático de una serie de *puntos de agua subterránea* que se considerasen representativos de la dinámica de cada uno de los principales sistemas acuíferos a nivel nacional, fundamentalmente en lo que a su *dinámica de descarga* se refiere, tanto *natural* como *inducida*.

Para planificar la red nacional de precipitaciones habrá que disponer del inventario de estaciones meteorológicas en funcionamiento y adaptar la selección a los criterios de longitud, latitud, altura, continentalidad y posición respecto a la unidad hidrogeológica y al mapa climático.

La planificación de la red nacional de aguas subterráneas requerirá el conocimiento de la dinámica hidrogeológica de cada cuenca, adaptando los puntos de recolección isotópica a este criterio y procurando muestrear los principales trayectos de las líneas de flujo en sus puntos de descarga natural y/o inducida. Las aguas superficiales de los principales ríos españoles y las de sus afluentes de primer orden también se incluyen como objetivo en esta planificación.

La red nacional así diseñada aportará valiosos conocimientos de base sobre la dinámica isotópica tanto a nivel geográfico como de unidades hidrogeológicas. Será entonces mucho más sencillo abordar problemas concretos dentro de cada cuenca con técnicas isotópicas, dado que se conocerán importantes parámetros ahora desconocidos que pueden resultar fundamentales a la hora de planificar e interpretar estos casos de investigación puntual.

Según todo lo expuesto, comenzaremos por analizar el comportamiento atmosférico del tritio, oxígeno-18 y deuterio en base a los

casi 40 años de observación existentes y a los numerosos estudios realizados al efecto.

En un capítulo posterior se analizarán los elementos climáticos de la Península que más incidencia pueden tener en la distribución isotópica (temperatura, vientos, precipitaciones, ...). A continuación, un capítulo de climatología dinámica pondrá de manifiesto cuáles son y por qué se originan las situaciones atmosféricas más representativas de la Península en base a los movimientos de los diversos tipos de frentes. Toda esta información procede de publicaciones del Instituto Nacional de Meteorología (INM).

Con toda esta información básica se estará en condiciones de comprender los principales condicionantes que pueden determinar la dinámica isotópica a nivel peninsular y planificar la correspondiente red de muestreo de aguas de lluvia. Esta red se hará coincidir con determinados observatorios del INM.

Establecida la estrategia del estudio de las entradas, se seguirá un proceso similar con las salidas o descargas de los principales sistemas acuíferos. Para este fin se cuenta con una información de inestimable valor que es el estudio inédito realizado por el Dr. Antonio Plata, de la IAEA en base a 695 muestras de agua subterránea distribuidas por toda la Península.

3.- INTRODUCCIÓN AL COMPORTAMIENTO

ATMOSFÉRICO DEL TRITIO

El tritio, isótopo radiactivo del hidrógeno ($T = 12,26$ años) se genera de manera natural en la atmósfera mediante reacciones nucleares originadas por los rayos cósmicos (protones de alta energía) al incidir sobre el nitrógeno y el oxígeno atmosféricos.

La producción total de ^3H por estas reacciones se cifra en, aproximadamente, $1 \text{ átomo.cm}^{-2}.\text{seg}^{-1}$. Esta fuente de producción de tritio es permanente y produce, en las precipitaciones, una concentración que oscila entre 2 y 15 U.T., dependiendo de la situación geográfica y de la época del año.

El 31 de Octubre de 1952, en Eniwetok, una isla del Pacífico, los americanos hicieron estallar su primera bomba termonuclear introduciendo 5 Kg de tritio artificial en la atmósfera. A partir de este momento y hasta 1958 se superponen en el hemisferio norte los ensayos estadounidense en Eniwetok y Bikini a bajas latitudes ($11^\circ\text{N}/162-165^\circ\text{E}$) y los soviéticos a altas (Nueva Zembla $75^\circ\text{N}/55^\circ\text{E}$ y Siberia $52^\circ\text{N}/78^\circ\text{E}$). Los ensayos ingleses, de poca potencia, se llevan a cabo en el hemisferio sur ($30^\circ\text{S}/131^\circ\text{E}$). En 6 años se inyectan 57,4 Kg de ^3H artificial en la atmósfera que elevan de una decena a varias centenas (300-500) las U.T. medibles en las precipitaciones.

Después de un período de calma de pruebas atmosféricas que va desde noviembre de 1958 a septiembre de 1961, se inicia el que sería el máximo paroxismo de ensayos aéreos (sept. 1961 - dic. 1962) con una inyección de 160 Kg en un año, alcanzándose valores de varios miles de U.T. en las lluvias de aquella época.

Por fin en 1963, ya sin pruebas termonucleares aéreas a excepción de los pequeños ensayos chinos de 1967 y 1968 en la región de Lop Nor ($40^\circ\text{N}/85^\circ\text{E}$) y los franceses de 1968 y 1970 en Mururoa ($22^\circ\text{S}/139^\circ\text{W}$), todos

de baja intensidad, con una inyección total del orden de 5 Kg de ^3H que tienden a dejar el fondo atmosférico en unos 100 U.T., se inicia la reducción progresiva por desintegración natural a un ritmo aproximado del 5,5% anual.

Prácticamente toda el agua atmosférica se concentra en la troposfera, es decir, en una franja del orden de 10 Km de espesor, que es la que está afectada por la dinámica meteorológica. El tritio, por tanto, seguirá esta misma dinámica actuando como trazador y datador (al ser radiactivo), del ciclo hidrológico. En este orden de cosas, las pruebas term nucleares atmosféricas han aportado una excelente información sobre la dinámica atmosférica que, de otro modo, hubiera sido imposible de cuantificar.

Si se estudian las variaciones de las concentraciones de ^3H en las aguas de lluvia a la vez en el espacio y en el tiempo, se advierten ciertos fenómenos característicos de gran utilidad para la comprensión de la dinámica del fenómeno.

3.1.- EFEECTO DE LATITUD: CIRCULACIÓN MERIDIANA Y BARRERA ECUATORIAL.

La radiación solar y la posición astronómica de la Tierra condicionan que las regiones ecuatoriales sean más cálidas que las polares. En un medio móvil como el atmosférico, esta diferencia de temperatura condiciona la existencia de corrientes meridiana que tienden a homogeneizar las temperaturas. El aire caliente ascendente se dirige del ecuador hacia los polos, donde se enfría y desciende. A esta corriente superior ecuador-polos corresponde una corriente inferior polos-ecuador. Esta circulación meridiana primaria es uno de los aspectos más importantes de la dinámica atmosférica.

De este modo se explica el reparto de las precipitaciones en función de la latitud. Del movimiento ascendente del aire en las regiones ecuatoriales resulta, por enfriamiento y condensación, un máximo de

precipitación. Por el contrario, en las regiones polares, donde el aire es descendente, las precipitaciones son mínimas.

Si se compara para cada latitud la precipitación con su contenido en tritio se advierte que *dentro de cada hemisferio, la concentración isotópica aumenta gradualmente con la latitud*, de manera que las lluvias ecuatoriales son las más empobrecidas en ^3H , y se alcanzan los valores máximos en latitudes medias (sobre los 50° de latitud). Por otra parte, *los contenidos absolutos son más altos en el hemisferio norte que en el sur*. Dado que las pruebas nucleares atmosféricas fueron mucho más importantes en el hemisferio norte que en el sur, cabe llegar a la conclusión de que existe una *barrera ecuatorial entre la circulación de ambos hemisferios* que impide la interacción de las referidas circulaciones convectivas (figs. 1 y 2).

La rotación de la Tierra modifica esta circulación meridiana primaria. La fuerza de Coriolis se traduce, para una corriente de dirección polo norte-ecuador, en una componente dirigida de E a W. Esta es la justificación de la dirección entre 0° y 30° N de los alisios (NE-SW) y entre 60° y 90° de los vientos polares del E. Entre estas dos zonas reinan los vientos del W.

En las latitudes medias, la circulación está perturbada por numerosos ciclones y anticiclones y es precisamente en esta zona donde, como ya se ha referido, se detecta el máximo de tritio en las lluvias. Este fenómeno se justifica en el próximo apartado.

3.2.- VARIABILIDAD ESTACIONAL

En las explosiones termonucleares atmosféricas, los productos de fisión son violentamente inyectados en el almacén estratosférico a varias decenas de kilómetros de altura. Así, por ejemplo, en el ensayo Hardtack (USA) de 1958, la explosión tuvo lugar a 43 Km de altura y se comprobó que los radionucleidos alcanzaron como mínimo una altura de 100 Km.

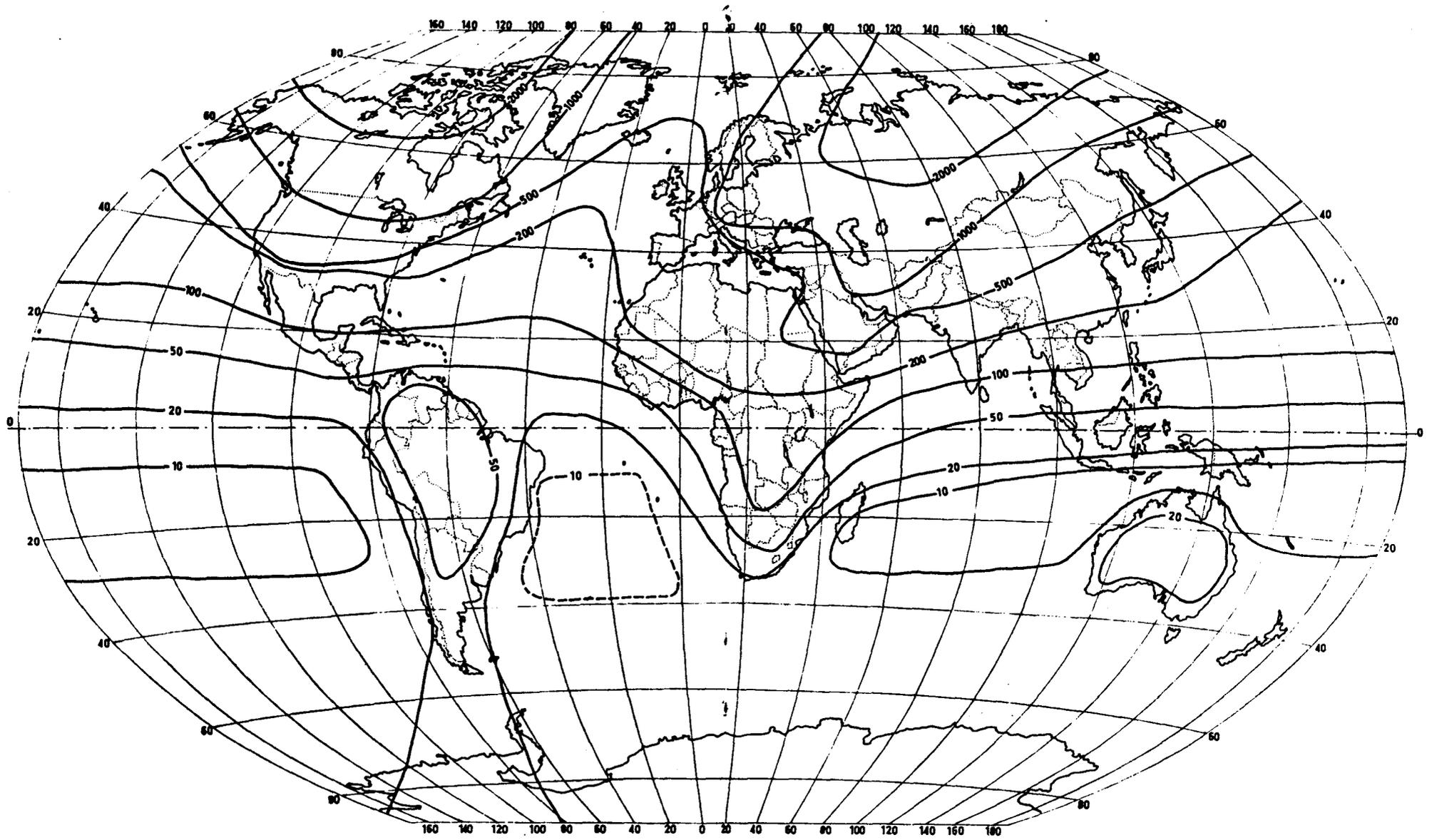


Fig. 1.- Distribución de las concentraciones de tritio en las precipitaciones obtenida a partir de los datos publicados para los diversos puntos de la red OIEA-OMM. Las cifras indican concentraciones medias de tritio para el período 1958-1965.

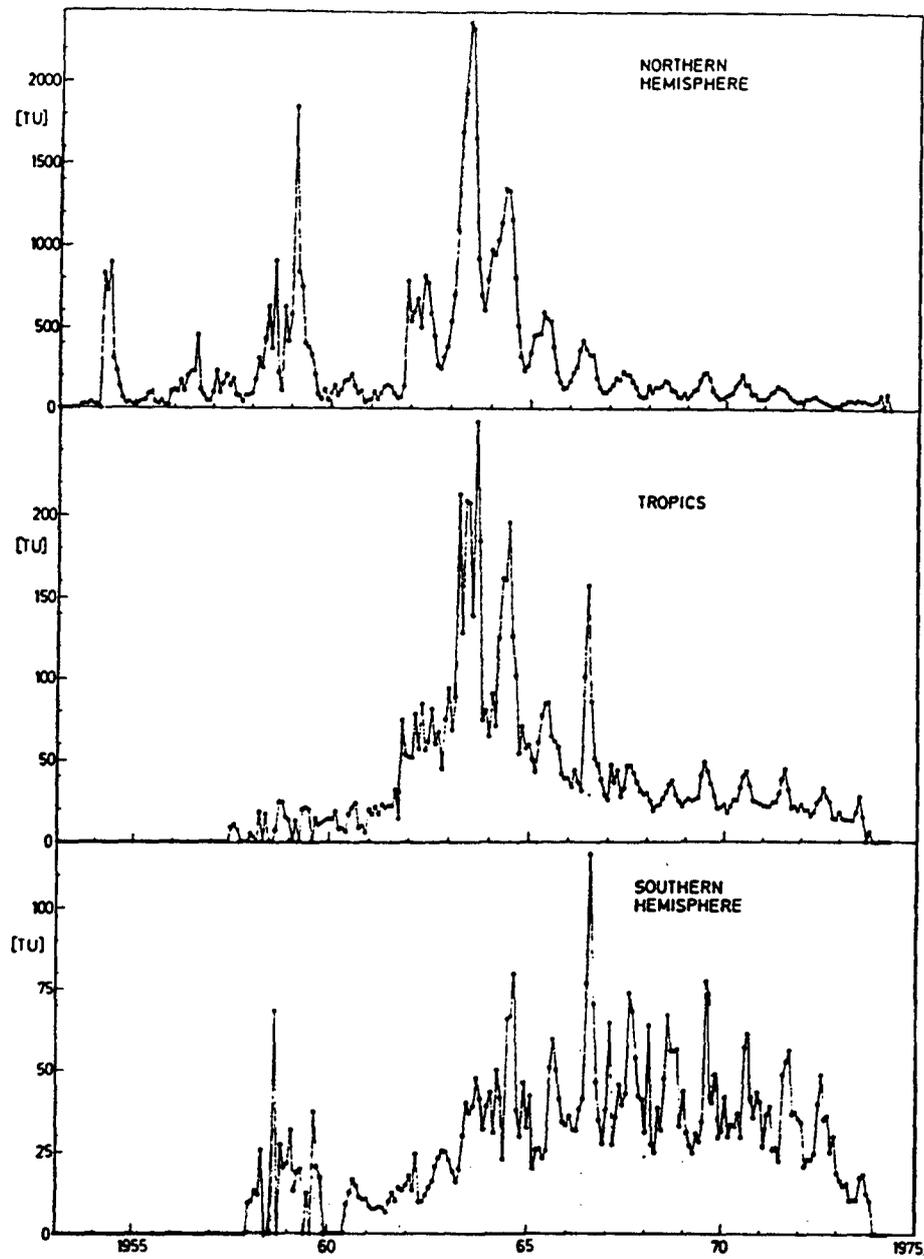


Fig. 2.- DISTRIBUCION POR LATITUDES DE LAS CONCENTRACIONES MEDIAS DE TRITIO (RED IAEA) (Groeneveld, 1977)

El examen de la distribución de la actividad del ^{90}Sr desde 1958 a 1960, época de calma en las explosiones atmosféricas, demostró un claro movimiento de la base estratosférica hacia el N. Esta es una prueba de la circulación atmosférica primaria mediana antes referida. No obstante, hay que buscar en las regiones polares un fenómeno que explique una circulación entre la estratosfera y la troposfera.

Los estudios meteorológicos demuestran que de octubre a abril la circulación general atmosférica presenta, en las zonas polares, un fenómeno importante: a unos 20 Km de altitud tiene lugar una inversión del sentido de circulación estratosférica pasando de E a W. Esta inversión, única en la circulación atmosférica general, provoca un calentamiento de esta región y la estratosfera pierde su estratificación térmica. En realidad, es como si se produjera una aspiración de la masa estratosférica polar hacia la troposfera de las latitudes medias a lo largo del frente polar. Este fenómeno es el que origina un *mínimo invernal de tritio en las latitudes medias*, aunque el fenómeno se conoce más por su opuesto o *pico estival*. J. Fontes asimila este mecanismo a un condensador que se cargaría de octubre a abril para descargarse de abril a octubre.

La fig. 3 constituye el tipo de curva que refleja las variaciones estacionales de la concentración de tritio en las precipitaciones, obtenida promediando los valores de diversas estaciones de la red OIEA-OMM para el período 1958-1965. Se observa perfectamente el mínimo invernal y el máximo a finales de primavera-principio de verano. La relación entre ambos picos suele estar comprendida entre 2,5 y 6.

Del mismo modo, en la fig. 4 se representan las concentraciones medias mensuales desde 1964 a 1967 de ^3H y ^{90}Sr en las lluvias y del ^{137}Cs del aire atmosférico en distintas localidades de Francia e Inglaterra, en las que se advierte idéntico comportamiento. Además, se constata el decrecimiento en valores absolutos desde 1964 a 1967 por falta de nuevas explosiones atmosféricas que aporten isótopos adicionales.

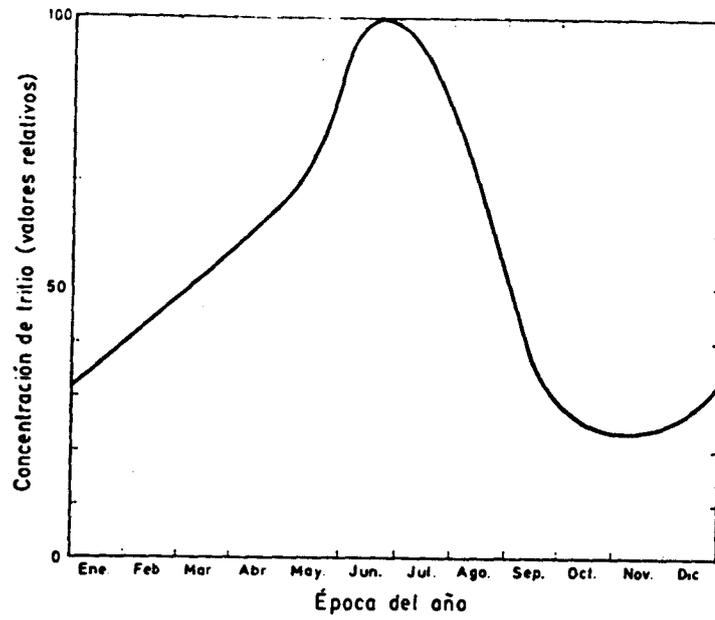


Fig. 3.- CURVA TIPICA DE VARIABILIDAD ESTACIONAL EN EL ^3H

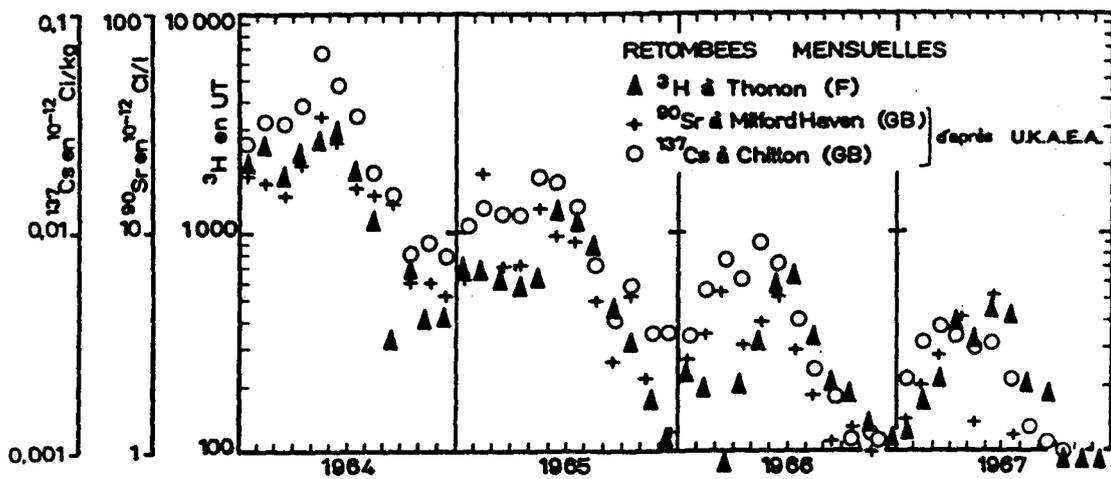


Fig. 4.- VARIABILIDAD EN LOS ISOTOPOS ATMOSFERICOS PARA LATTITUDES MEDIAS

3.3.- LOS JET-STREAMS

Junto a la circulación meridiana primaria y al calentamiento dinámico de la estratosfera polar existe otro fenómeno importante a tener en cuenta: los jet-streams o corrientes en chorro.

Se trata de corrientes zonales cuya velocidad axial es del orden de 100-200 Km/h aunque en ocasiones pueden alcanzar los 500 Km/h, es decir velocidades hasta 100 veces superiores a las de la circulación meridiana.

Estas corrientes pueden *trasladar rápidamente concentraciones de isótopos de unos lugares a otros* modificando a escala de días o semanas las concentraciones standard de la zona. Deben de tenerse en cuenta a la hora de llevar a cabo estudios regionales procurando conocer la situación meteorológica diaria. En Europa, por poner un ejemplo, son típicas las corrientes de chorro de aire polar que actúan durante determinados días del invierno, siempre con componente oeste.

3.4.- LA OPOSICIÓN OCEANO-CONTINENTE: EFECTO DE CONTINENTALIDAD Y EFECTO INVERSIÓN

Hasta aquí hemos considerado la Tierra como una superficie uniforme. Vamos a ver ahora la influencia de la distribución entre continentes y océanos.

Para nuestras latitudes medias (40°-60°) las lluvias son mucho más importantes en el hemisferio sur que en el norte. Este hecho es debido a que para esta franja de latitud, los océanos ocupan el 98% de la superficie del hemisferio sur y tan solo el 45% de la del hemisferio norte.

Los fenómenos continuados de evaporación y condensación en la superficie de los océanos motivan que en éstos se acumule una fracción isotópica importante de la existente en la base de la troposfera. Este

fenómeno implica que en el almacén oceánico entran de 2 a 7 veces más aportes isotópicos "secos" (no adscritos a precipitaciones) que en los continentes. En el caso del tritio, este aporte directo al océano es aproximadamente el doble del que corresponde por precipitaciones. Además, el efecto del viento contribuye a homogeneizar y renovar todavía más la superficie de contacto entre el océano y la atmósfera. Esta dualidad oceano-continente se traduce en dos fenómenos que afectan al contenido de tritio: el efecto de continentalidad y el efecto monzón.

Efecto de continentalidad

El agua oceánica superficial está muy empobrecida en tritio y el vapor de agua atmosférico es de 10 a 1000 veces más rico en este isótopo en función de las explosiones referidas. Por este motivo, las masas de aire se *empobrecen en tritio como consecuencia de su circulación sobre los océanos*. Esta "dilución" cesa cuando el frente atmosférico circula sobre los continentes y en esta situación el *contenido en tritio vuelve a aumentar progresivamente sobre tierra firme*. El suelo, que devuelve a la atmósfera por evapotranspiración gran parte del tritio precipitado, actúa como un tampón que mantiene más elevados los valores continentales de este isótopo.

La fig. 5 representa, a título de ejemplo, el efecto de continentalidad para Europa central medido en 1967, cuando todavía existían restos importantes del paroxismo de 1960-62.

El factor de continentalidad relativo para Europa, es decir, la relación entre la concentración isotópica continental y la oceánica adopta valores entre 1 y 3.

Efecto monzón

Esta misma oposición continente-océano se traduce en el llamado efecto monzón, que es muy acusado en Asia pero que puede tener cierta

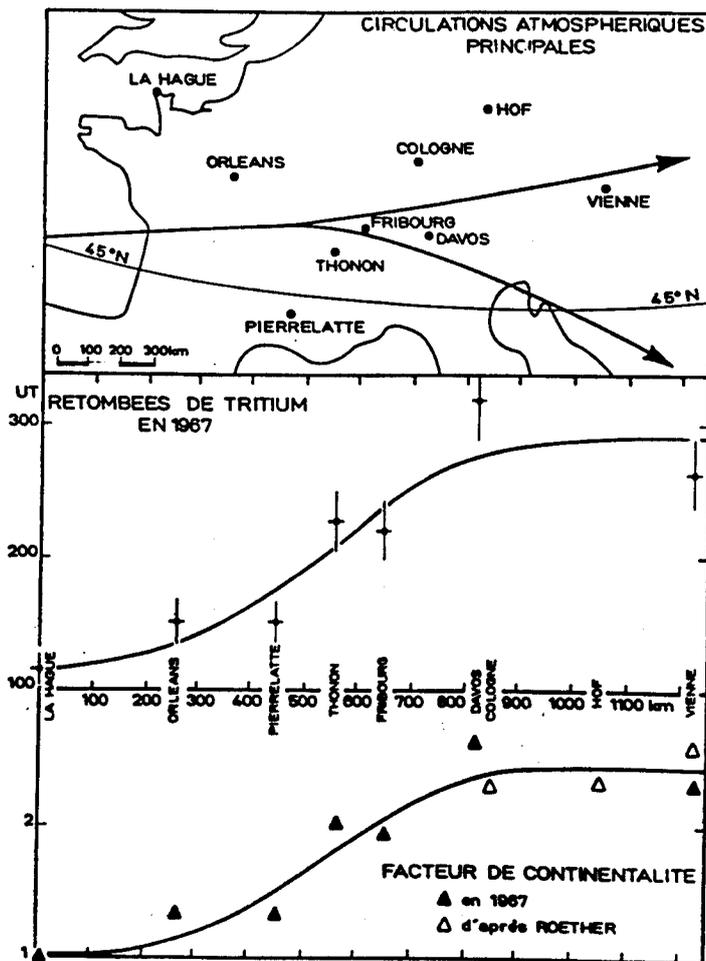
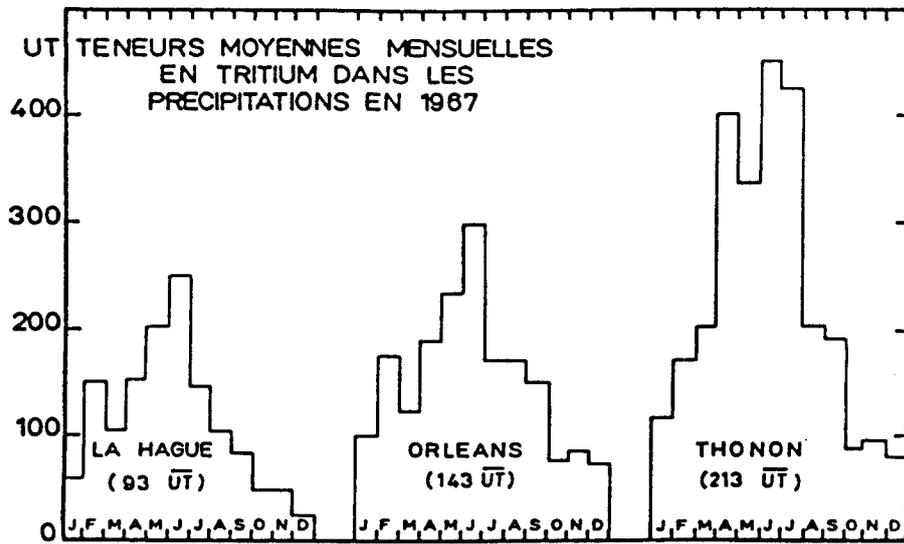


Fig. 5.- EL FACTOR DE CONTINENTALIDAD EN EUROPA EN 1967 (Olive, 1970)

influencia en países como España, cuya circulación de vientos preferencial es también monzónica.

En verano, de mayo a noviembre, el continente, relativamente más caliente que el océano, se constituye en un polo de atracción de los vientos húmedos dando lugar a las lluvias monzónicas. En invierno, el fenómeno atmosférico se invierte originando la estación seca.

Es fácilmente comprensible, por tanto, que exista un *pico de máxima concentración de ^3H en las lluvias monzónicas de verano*, que se hace más patente entre mayo y agosto (fig. 6).

3.5.- LOS MICROCLIMAS: EFECTO DE ALTURA Y EFECTO LACUSTRE

Dentro de la misma dinámica atmosférica, existen otra serie de condicionantes de menor entidad que contribuyen también a modificar las concentraciones originales de tritio.

Efecto de altura

La temperatura decrece con la altura en una proporción variable para cada situación geográfica pero con límites comprendidos entre 0,4 y 0,7 °C cada 100 m, siendo el valor medio generalmente aceptado de 0,5 °C/100 m. Del mismo modo, en las zonas montañosas también existe un gradiente pluviométrico cuya media se cifra en 50 mm/100 m. La conjunción, pues, de ambos fenómenos (disminución de la temperatura y aumento de las precipitaciones con la altura) influye también sobre el contenido isotópico de las lluvias, produciéndose un *aumento del contenido de tritio con la altura*.

En realidad, este hecho no es admitido por algunos investigadores dado que no se encuentra una explicación satisfactoria al mismo por resultar difícil establecer correlaciones válidas entre la concentración

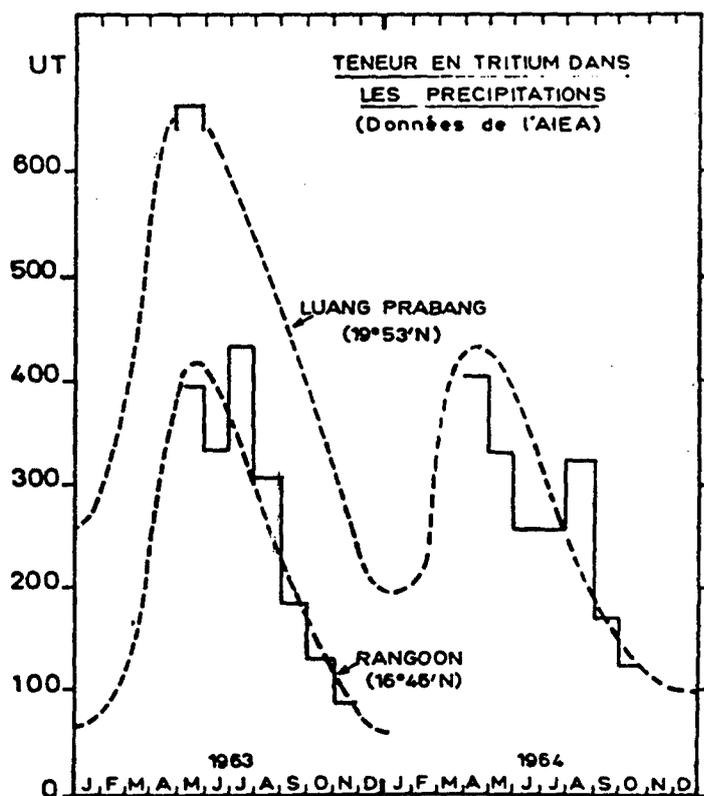
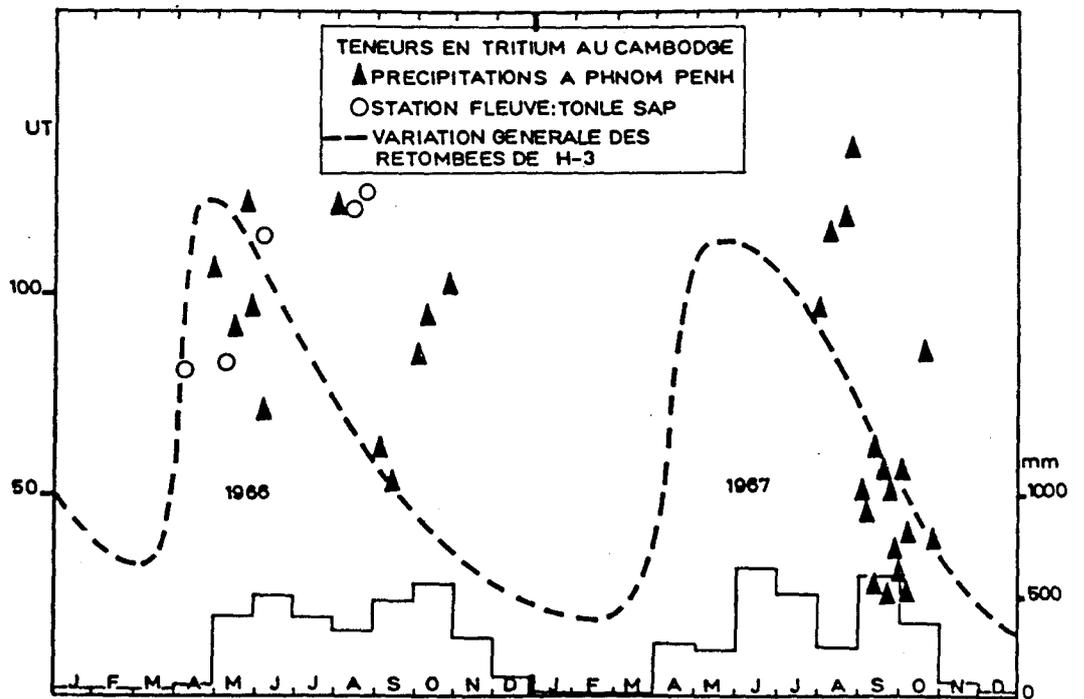


Fig. 6.- EJEMPLOS DEL EFECTO MONZON (Olive, 1970)

de tritio y la temperatura o la altura de las precipitaciones.

En el primer caso podría pensarse en un efecto de fraccionamiento isotópico, pero en la mayor parte de las ocasiones, la diferencia de temperatura es demasiado pequeña como para que el fraccionamiento sea significativo.

En el segundo caso se podría recurrir a un fenómeno de lixiviación de la troposfera que se traduciría en la mayor concentración isotópica con la altura de las precipitaciones, pero el fenómeno dista mucho de ser uniforme y generalizable.

Otros autores tienden a recurrir a la altura de la nube, sobre todo en el caso de grandes masas de desarrollo vertical que pueden llegar a captar nucleidos activos de la base estratosférica.

Efecto lacustre

Los lagos de una cierta entidad tienen un reconocido efecto sobre el microclima local por la inercia térmica de su masa de agua frente al relieve circundante. Esta influencia es, evidentemente, muy limitada, al igual que los intercambios isotópicos que pueden producirse, pero deben de ser tenidos en cuenta en estudios regionales de detalle donde exista ambiente lacustre.

4.- INTRODUCCIÓN AL COMPORTAMIENTO ATMOSFÉRICO

DEL DEUTERIO Y OXÍGENO-18

4.1.- VARIABILIDAD COMPOSICIONAL Y PARAMETROS GEOGRAFICOS

Independientemente de cuál sea el origen de cada isótopo, la dinámica atmosférica les condiciona un comportamiento similar en cuanto a distribución geográfica se refiere, dado que, al fin y al cabo, forman todos ellos parte del agua como componente primario.

Dejando aparte las características ya referidas del tritio y su particular comportamiento como trazador y datador al ser radiactivo, las moléculas que contienen ^2H y ^{18}O son, lógicamente, más pesadas que las de $^1\text{H}_2$ ^{16}O y, en consecuencia, su desplazamiento a través del ciclo hidrológico es ligeramente distinto.

Las concentraciones de ^2H y ^{18}O de una muestra de agua dependen de su historia anterior desde que salió del océano. Estas diferencias de composición convierten a estos isótopos estables en excelentes trazadores naturales de gran valor en hidrología.

Al igual que sucede con el tritio, los isótopos estables de la molécula del agua presentan también ciertos factores de variabilidad que influyen sobre la composición isotópica de las precipitaciones, aunque no se deban a las mismas causas que condicionan estos efectos en el ^3H :

Efecto de latitud: Existe una clara distribución por latitudes, de manera que *las lluvias ecuatoriales son las más pesadas, aligerándose progresivamente hacia los polos.* Este fenómeno es cuantitativamente más acusado en el hemisferio norte que en el sur (fig. 7). A título de ejemplo, el efecto de latitud sobre el continente norteamericano es de 0,5% ^{18}O /grado de latitud.

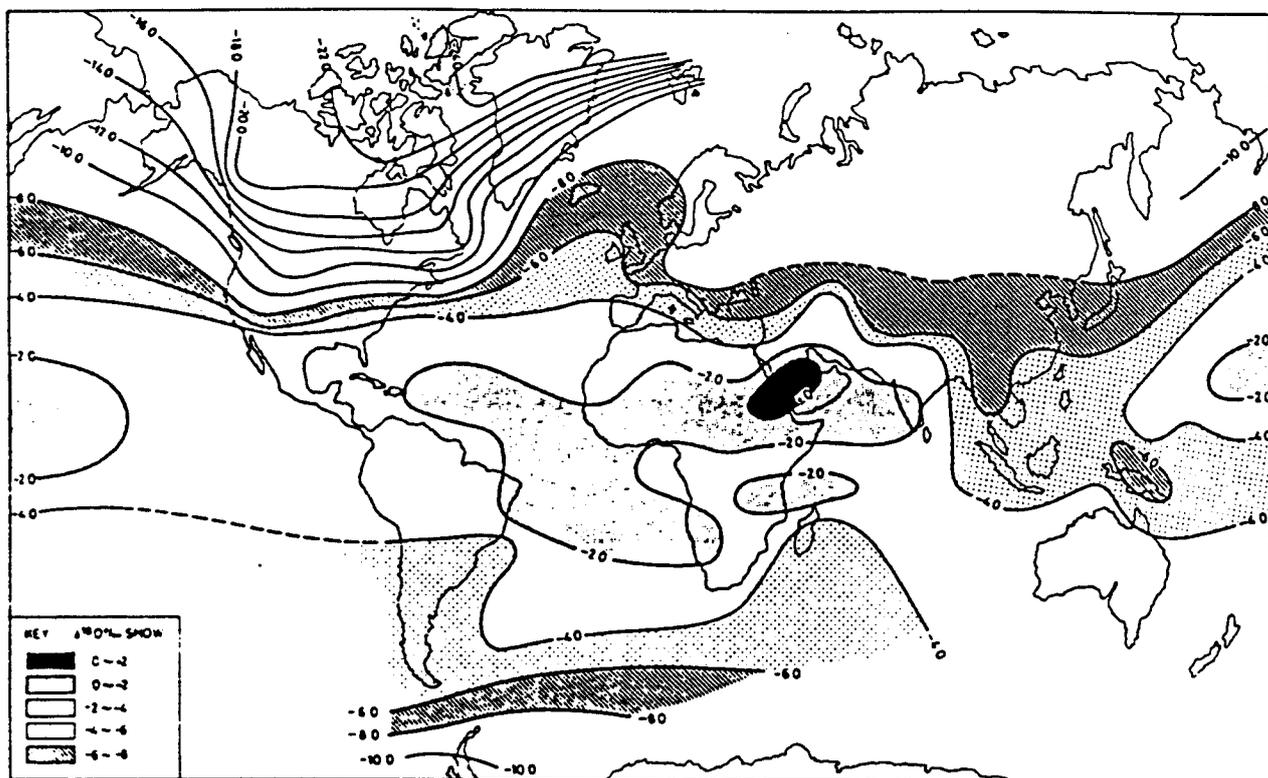


Fig. 7.- VALORES MEDIOS ANUALES DE ^{18}O EN LAS PRECIPITACIONES (IAEA, 1975)

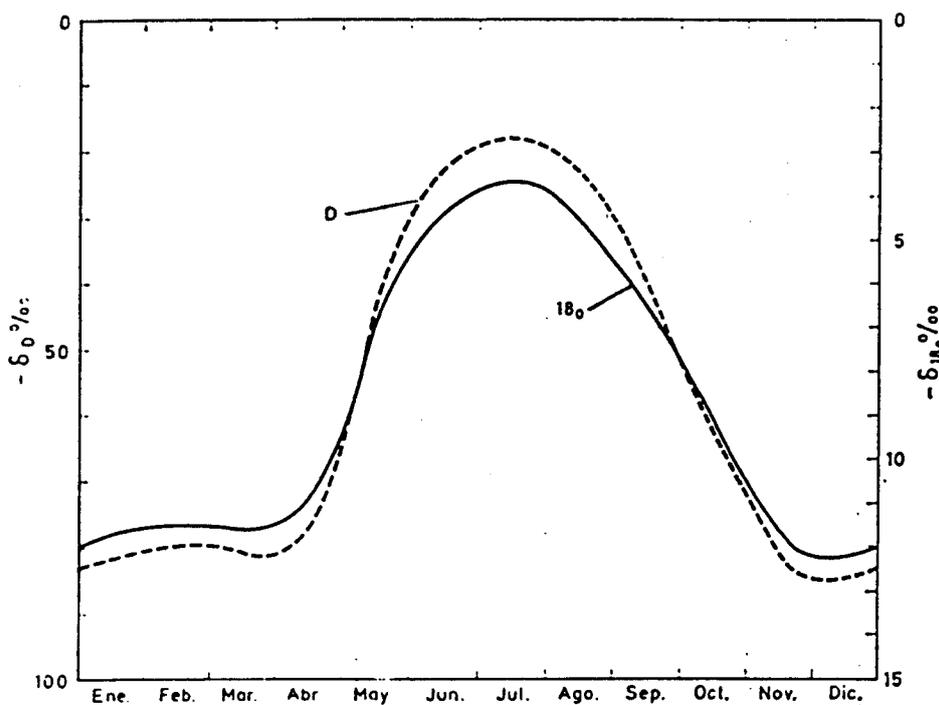


Fig. 8.- VARIABILIDAD ESTACIONAL DE LAS CONCENTRACIONES DE ^{18}O y ^2H EN EL HEMISFERIO NORTE (Plata, 1972)

Efecto de continentalidad: El vapor que sale del océano tiende a ser ya ligeramente negativo respecto a la composición de la superficie marina por la evaporación preferencial de las moléculas ligeras. *A medida que este vapor avanza hacia el interior de los continentes, se va haciendo cada vez más ligero* debido a la precipitación selectiva de las moléculas pesadas.

Efecto de altura: *Con la elevación topográfica, las lluvias se hacen cada vez más ligeras.* Las lluvias isotópicamente más pesadas corresponden a nivel de mar. El efecto de altura depende del clima local y de la topografía, pero suelen ser típicas variabilidades del 0,15-0,5% para el $^{18}\text{O}/100\text{ m}$ y del 1,2-4% para el $^2\text{H}/100\text{ m}$.

Variabilidad estacional: Al igual que con el tritio, el ^{18}O y el ^2H presentan *un pico estival y un mínimo invernal* (fig. 8).

4.2.- **FRACCIONAMIENTO POR EVAPORACIÓN-CONDENSACIÓN**

En realidad, todos los fenómenos anteriormente expuestos, aunque el efecto de continentalidad en menor medida, tienen una causa común: la temperatura. La causa principal del fraccionamiento isotópico del agua es la diferencia de presión de vapor (p) entre las diferentes moléculas (H_2^{16}O , $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$ y H_2^{18}O).

Cuando el agua se evapora con cierta lentitud, puede admitirse la existencia de equilibrio entre las fases líquida y vapor. En tales condiciones, la concentración de ^{18}O ó ^2H en cada fase viene definida por un coeficiente de fraccionamiento (α) que es función de la temperatura.

Cuando la evaporación del agua tiene lugar con excesiva rapidez, no existe equilibrio entre las dos fases y el vapor producido tiene unas concentraciones isotópicas inferiores a las del vapor obtenido con la misma agua evaporada en condiciones de equilibrio, puesto que la molécula

H_2 ^{16}O es la que se evapora más deprisa, siendo las desviaciones (δ) más negativas.

El fraccionamiento isotópico del agua es tanto mayor cuanto menor sea la temperatura a la cual se producen los fenómenos de evaporación y condensación. *El vapor producido a bajas temperaturas es, pues, isotópicamente más ligero que el obtenido a temperaturas altas.*

Esta influencia de la temperatura hace que las concentraciones de ^{18}O y 2H varíen con la latitud, con la altura y presenten variabilidad estacional. Las precipitaciones de las regiones polares tienen las concentraciones más bajas observadas; en las montañas, dichas concentraciones disminuyen al aumentar la altura y en invierno se dan las lluvias isotópicamente más ligeras para una misma latitud y cota altimétrica.

La ecuación general que relaciona los contenidos medios mensuales de ^{18}O de las lluvias con sus correspondientes temperaturas ambientales en el hemisferio norte vale (Yutsever, 1975):

$$\delta^{18}O = (0,521 \pm 0,014) T(^{\circ}C) - (14,96 \pm 0,21)$$

4.3.- VARIACIONES ISOTÓPICAS EN LA DINÁMICA ATMOSFÉRICA

Intercambio con el vapor atmosférico

Las precipitaciones están expuestas durante su caída a la acción del vapor existente en las capas bajas de la atmósfera, cuya concentración en isótopos estables es diferente a la de la lluvia. Las gotas de agua se intercambian con este vapor hasta alcanzar una concentración de equilibrio, aunque la influencia de este vapor depende del tamaño de las gotas, de la intensidad y duración de la precipitación y de la temperatura.

Si la lluvia es muy intensa o muy duradera, el cambio de concentración producida es de escasa importancia, puesto que el vapor atmosférico se renueva en un corto período de tiempo. También carece de importancia si la precipitación es en forma de nieve.

En áreas continentales templadas o frías *la humedad atmosférica suele estar en equilibrio isotópico con la precipitación local*, excepto en las proximidades de lagos donde se crea el correspondiente microclima.

En zonas costeras la situación es más variable, debido a la interacción entre las masas de aire continentales y las oceánicas. Estas últimas están más próximas al equilibrio con el agua oceánica que con las lluvias locales. No obstante, hay que advertir que, por lo general, el aire marino no suele estar en equilibrio isotópico con la masa de agua superficial. *El vapor de agua oceánico está por lo general empobrecido en ^{18}O respecto al valor de equilibrio relativo* incrementándose esta desviación negativa con el déficit de saturación del aire oceánico. Sobre grandes extensiones del Pacífico, por ejemplo, son frecuentes los valores de $\delta^{18}\text{O}$ comprendidos entre -10,5 y -14%.

Evaporación

La evaporación del agua de lluvia durante su caída ocasiona un incremento de concentración en isótopos pesados, cuya magnitud depende de la temperatura y del grado de saturación del vapor de agua atmosférico. *Este efecto es particularmente importante en las regiones tropicales*, debido a la elevada temperatura, *y en las regiones áridas* a causa de la baja saturación de la atmósfera.

Cuando las precipitaciones son muy intensas, este efecto es poco significativo, puesto que la atmósfera se satura rápidamente de vapor de agua. *El incremento de concentración es despreciable en climas templados y húmedos* e inapreciable en las regiones polares.

Los efectos de nube y granizo

Los pocos estudios isotópicos existentes sobre la alta troposfera ponen de manifiesto que esta zona está tremendamente empobrecida en isótopos pesados, con valores de ^2H , por ejemplo, de hasta -500% a la cota barométrica de 500 mb.

Se supone que este empobrecimiento es debido al propio fenómeno de formación de los grandes sistemas nubosos de desarrollo vertical. La lluvia, no obstante, nunca presenta esta composición cuando llega al suelo, ya que durante su caída intercambia isótopos con las masas de aire ascendente de la propia nube y con la zona atmosférica situada entre la base del sistema nuboso y tierra firme.

Es frecuente que las primeras precipitaciones de un tormenta estén más cargadas en isótopos pesados que el resto de la misma. Este efecto se atribuye a la evaporación parcial de las primeras gotas al atravesar durante su caída la atmósfera no saturada de humedad. Salvando este hecho, hoy en día se acepta sin reservas que *las lluvias está próximas al equilibrio con la humedad atmosférica de la capa inferior de la troposfera.*

Solo la nieve y el granizo guardan memoria de la composición isotópica de las altas capas atmosféricas donde se forman, por lo que constituyen, sobre todo este último, buenas herramientas para conocer la estructura interna de la nube. A título de curiosidad cabe decir que las bolas de granizo presentan una distribución en capas concéntricas de diferente composición isotópica que permiten reconstruir su trayectoria ascendente y descendente dentro de la nube.

4.4.- EL MODELO GLOBAL DE DISTRIBUCIÓN ATMOSFÉRICA

A pesar de los diversos factores referidos, la composición isotópica media anual de las precipitaciones se mantiene aproximadamente

constante dentro de una misma región del globo. Esto se debe a que los factores que deciden el fraccionamiento actúan de forma reproducible año tras año, y este hecho es el que condiciona la aplicabilidad de los isótopos estables como trazadores naturales.

La ecuación general que describe este comportamiento isotópico global en las aguas meteóricas de lluvia fue establecida por Craig en 1961:

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 10\%$$

Posteriores trabajos han confirmado siempre esta ecuación. En la actualidad, la generalmente aceptada para el hemisferio norte en base a la red mundial de la IAEA es:

$$\delta D = (8,17 \pm 0,08) \delta^{18}O + (10,56 \pm 0,64)\%$$

Y para el hemisferio sur:

$$\delta D = (7,9 \pm 1,7) \delta^{18}O + (8 \pm 2,7)\%$$

Hay que advertir, no obstante, que las precipitaciones de África y de la zona mediterránea no se ajustan bien a la ecuación general. En el caso de África, el hecho se debe a la compleja red de fuentes productoras de vapor en dicho continente. Para los países mediterráneos, el clima templado y seco de los mismos determina un importante incremento de concentración en los isótopos estables por evaporación del agua durante su precipitación, hecho éste que ocasiona la desviación indicada.

El típico valor de 8 en la pendiente de la línea de aguas meteóricas (MVL) adopta valores de 5-6 en las regiones áridas y en algunas islas tropicales.

Por lo que respecta al valor del 10% del exceso de deuterio, su explicación reside en el hecho de que el vapor atmosférico se forma a partir de un proceso de evaporación de los océanos en condiciones de fraccionamiento no equilibrado. En el Mediterráneo oriental el exceso de deuterio alcanza el 37%, como resultado seguramente de que la evaporación

tiene lugar en masas de aire continental muy seco. Este fenómeno se observa también en las precipitaciones del golfo Pérsico, océano Indico y en el Mar Negro.

Craig y Gordon (1965) demostraron que la atmósfera marina no está únicamente constituida por el flujo evaporado de los océanos ni tampoco se halla en equilibrio local con la superficie oceánica. Tal y como se expone en la fig. 9, el flujo procedente de la evaporación (que a efectos de balance de masas equivale a la precipitación media mundial) se mezcla en la atmósfera marina con vapor residual empobrecido procedente de la zona de formación de nubes. Según este modelo, por tanto, la composición isotópica del vapor marino, la precipitación condensada procedente de él y el valor medio de las lluvias en todo el mundo se traducirán en puntos situados siempre sobre la recta de aguas meteóricas (MWL).

La reevaporación de las aguas continentales (lagos, embalses, etc.) es evidente que afecta a la composición isotópica atmosférica de su microclima circundante. La evapotranspiración vegetal, sin embargo, devuelve el agua a la atmósfera sin variaciones isotópicas perceptibles, actuando como un sistema de drenaje cerrado. Este efecto ocurre a pesar del enriquecimiento isotópico que experimentan las hojas de las plantas, ya que existe un flujo constante de agua a través de ellas.

Cuando el agua se somete a procesos de evaporación y condensación en condiciones de equilibrio, el fraccionamiento para los dos isótopos estables tiene lugar de manera paralela. Las concentraciones o desviaciones relativas de estos isótopos, después de sucesivos procesos de evaporación y condensación en condiciones de equilibrio dan lugar al llamado efecto espejo en el que se modifica el valor del exceso de deuterio originándose una línea paralela a la MWL (igual valor 8 de la pendiente) pero desplazada respecto al origen de coordenadas (fig. 10).

La ordenada en el origen que determina el desplazamiento de esta recta respecto al origen de coordenadas se debe a una evaporación inicial demasiado rápida del agua del océano y, por tanto, en condiciones de no equilibrio. El vapor así generado tiene una relación $^2\text{H}/^{16}\text{O}$ inferior a la

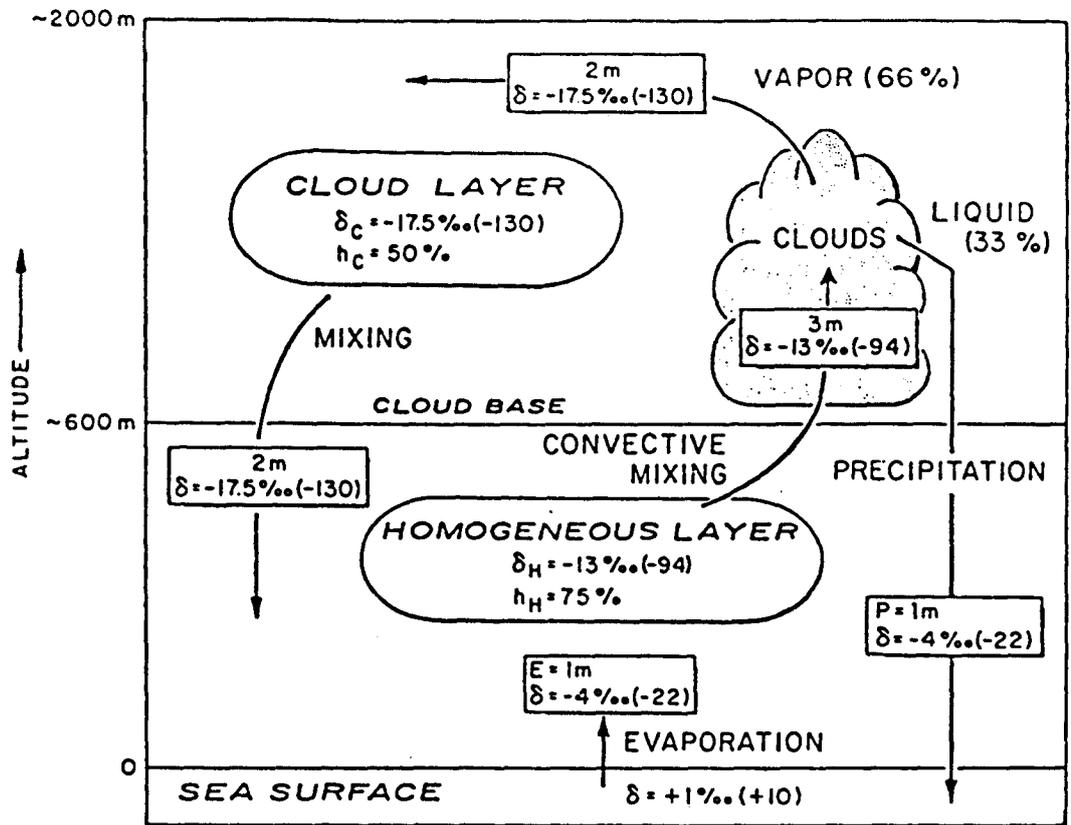


Fig. 9.- CICLO NATURAL DEL 0-18 Y DEL DEUTERIO (VALORES ENTRE PARENTESIS)
(Craig, Gordon, 1965)

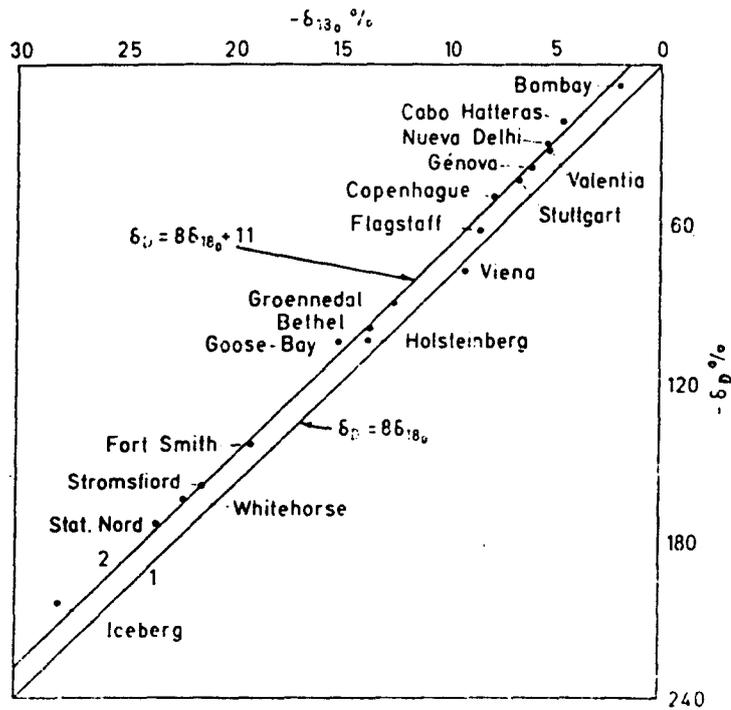


Fig. 10.- EFEECTO EN LAS PRECIPITACIONES DE DIVERSAS ESTACIONES DEL HEMISFERIO NORTE (Dansgaard, 1964)

del agua que le da origen, pero los ciclos posteriores de evaporación y condensación durante su transporte tienden ya al equilibrio, pues, de no ser así, la pendiente de la recta sería menor que 8.

En la referida fig. 10, el análisis de la ordenación de las distintas estaciones revela que, en general, se cumplen las previsiones derivadas del transporte del vapor de agua a través de los continentes. Las precipitaciones más pesadas se encuentran en las estaciones más cercanas al ecuador y las más ligeras en los polos. Los hielos polares representan la etapa final del proceso de transporte. La disminución progresiva de concentración por efecto de continentalidad se observa bien comparando los resultados de Valentia y Stuttgart o los de Bombay y Nueva Delhi.

Según todo lo expuesto, y siguiendo los criterios de Craig y otros autores, la recta general de aguas meteóricas (MVL) sería en realidad una línea de mezcla entre la humedad oceánica y las masas de aire más seco existentes en la parte alta de la troposfera.

La aceptación de este planteamiento implica admitir que los principales procesos de fraccionamiento tendrán lugar en la vertical, más que en la horizontal con influencia de la latitud, ya que los sistemas nubosos actuarían como grandes columnas de fraccionamiento multifásico. El valor 8 de pendiente de la MVL no representaría, entonces, un proceso continuo de fraccionamiento, sino la relación dinámica entre la composición isotópica media de las masas de aire superficiales y de las de la alta troposfera.

5.- GENERALIDADES SOBRE LA DINAMICA ATMOSFÉRICA.

APLICACIÓN AL TERRITORIO ESPAÑOL.

5.1.- INTRODUCCIÓN

Para comprender el clima de un país determinado, definir sus características, y explicar sus variaciones en el espacio y en el tiempo, se necesita conocer cuales son los factores climáticos que, aparte de la latitud, lo gobiernan y en qué medida lo hace cada uno de ellos. Estos factores se pueden dividir en fundamentales y secundarios. Los primeros aquellos que, actuando conjuntamente, definen las condiciones generales de una zona terrestre de extensión relativamente amplia. Los segundos son los causantes de las características de los climas locales correspondientes a áreas restringidas o a lugares específicos, enclavados en una determinada zona climática fundamental.

Los factores fundamentales son cuatro:

- 1- la situación de la región geográfica considerada en el seno de la circulación general de la atmósfera.
- 2- su situación y configuración geográfica, relacionadas con la repartición de la superficie terrestre en continentes y océanos.
- 3- los grandes accidentes orográficos de la región.
- 4- la influencia de la temperatura de la superficie del mar, en aquellos casos en que el área considerada, como es el caso de España, está rodeada por gran parte de masas marinas.

El primero y cuarto factor son variables en el tiempo y están íntimamente interrelacionados, ya que la circulación general gobierna en gran parte los sistemas de corrientes oceánicas que tan gran papel desempeñan en la distribución de la temperatura de la superficie del mar, la cual por otra parte ejerce a su vez una gran influencia en la propia circulación de la atmósfera. Los factores segundo y tercero, que para

simplificar pueden denominarse como de continentalidad y orográfico, son constantes, al menos para períodos de tiempo históricos, y a su vez influyen también en las características de la circulación general de la atmósfera.

Los factores complementarios son muy diversos, siendo los más importantes la altitud, la exposición a la radiación solar, y la naturaleza de la superficie local (vegetación natural, cultivos, lagos, embalses, ciudades, etc.).

5.2.- LA CIRCULACIÓN GENERAL ATMOSFÉRICA

La circulación atmosférica es la consecuencia de una serie de procesos térmicos debidos a la energía radiante del sol, a los efectos dinámicos consecuencia de estos mismos procesos y a la propia rotación de la Tierra.

El hecho más significativo de esta dinámica atmosférica es la diferenciación de diversos sistemas de vientos en forma de cinturones circumpolares que, a nivel del suelo, pueden esquematizarse como se indica en la fig. 11.

El examen de este esquema muestra en ambos hemisferios tres cinturones de vientos: en el hemisferio norte, entre el ecuador y los 30° de latitud, el viento sopla del NE, los famosos vientos alisios; entre los 30° y 60° son vientos del SW los que se manifiestan y, finalmente, entre los 60° y el Polo reaparecen los vientos del NE. En el hemisferio sur se presenta una distribución similar en la que los vientos del NE son reemplazados por los del SE y los del SW por los del NW.

En estas zonas se definen también en cada hemisferio tres cinturones de vientos variables o calmas caracterizados por la importancia que tienen los movimientos verticales del aire en su seno. Así, a la convergencia de los vientos alisios del NE del hemisferio norte y los

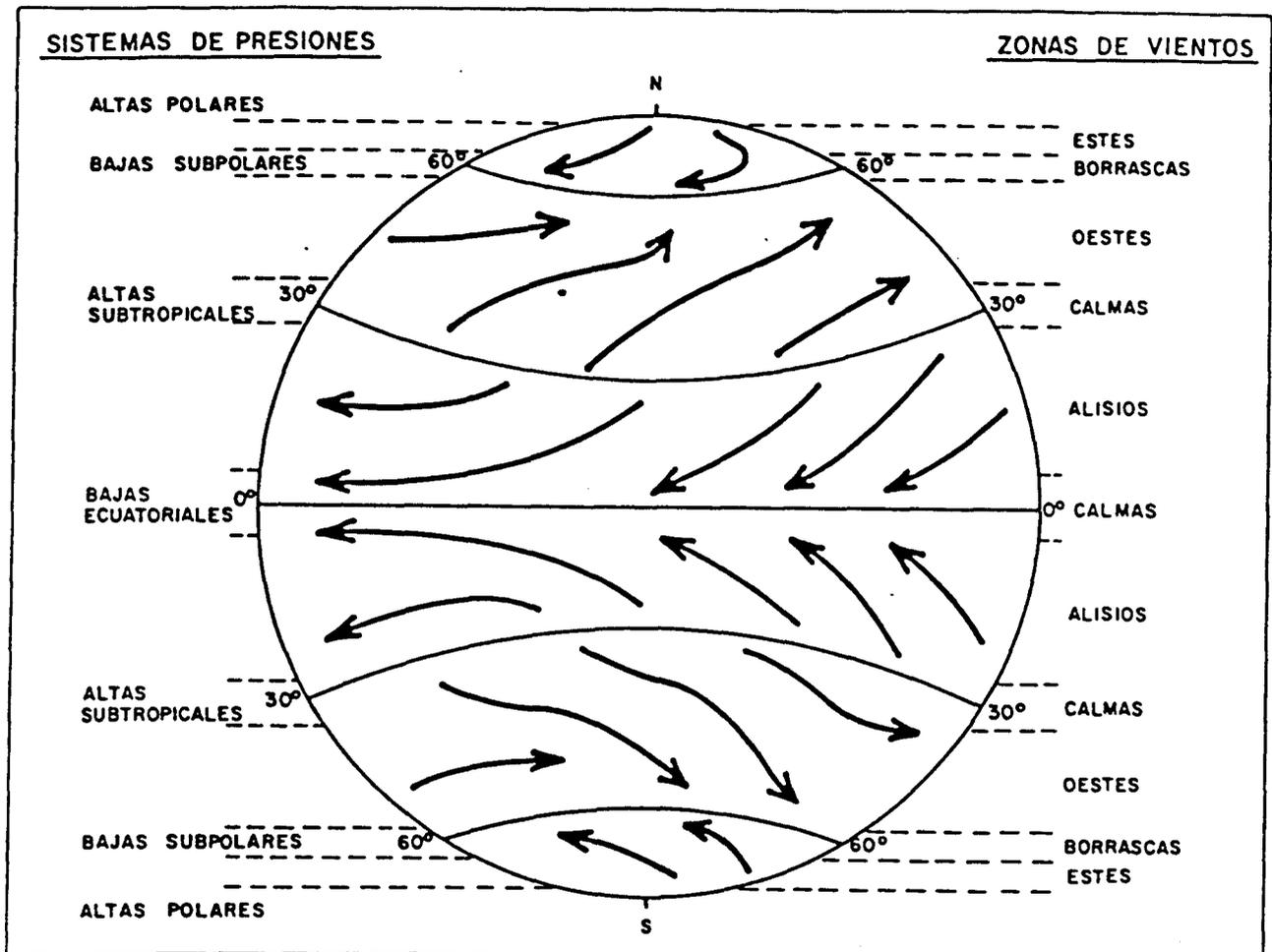


Fig. 11.- LA CIRCULACION GENERAL SOBRE LA SUPERFICIE TERRESTRE
 (Font, 1983)

alisios del SE del hemisferio sur, corresponde un cinturón ecuatorial dentro del cual las corrientes ascendentes dan lugar a la formación de nubes de gran desarrollo vertical, con sus consecuentes tormentas propias del clima ecuatorial. En cambio, entre las zonas de los alisios y las de los vientos oeste, las condiciones son opuestas a las anteriores ya que a los cinturones subtropicales centrados hacia los 30° de latitud, con flujo divergente en la superficie y convergente en altura corresponde el establecimiento de corrientes descendentes que impiden la formación de sistemas nubosos y consecuentes precipitaciones, por lo que estos cinturones quedan caracterizados por su clima árido.

Hacia los 60° de latitud se definen nuevos cinturones de convergencia en superficie y de divergencia en altura, pero aquí la correspondiente ascendencia del aire tiene caracteres muy distintos que en el cinturón ecuatorial. Debido al contraste de temperatura entre las masas de aire polar y subtropical, se define una superficie de discontinuidad entre ambas de forma que la masa caliente y menos densa asciende paulatinamente deslizándose sobre la fría. A la intersección de esta superficie de discontinuidad con la superficie de la tierra se le denomina *frente polar*, cuyas ondulaciones son el reflejo de complicados fenómenos dinámicos y termodinámicos que tienen lugar en la mencionada superficie de discontinuidad. Aquellos sectores del frente polar donde es la masa fría la que ataca a la caliente obligándola a ascender, provocando con ello la formación de nubes cumuliformes y correspondientes precipitaciones principalmente en forma de chubascos, se les denomina *frentes fríos*; aquellos otros donde es la masa caliente menos densa la que avanza deslizándose sobre la fría dando lugar a la formación de extensos sistemas de nubes principalmente estratiformes responsables de precipitaciones continuas, constituyen los llamados *frentes cálidos*. Estas ondulaciones del frente polar suelen acabar por desarrollarse en borrascas caracterizadas en el campo barométrico por centros de bajas presiones, indicadas en la fig. 11 como *bajas subpolares*, a veces de gran extensión superficial, y que son tan influyentes en el clima de toda la zona templada a latitudes medias. Por último, a altas latitudes, sobre los casquetes polares, las corrientes verticales descendentes dan lugar a un clima seco.

En la capa inferior de la atmósfera (troposfera), que tiene un espesor medio de unos 8 Km sobre los polos y de 12 Km sobre el Ecuador, se observa como la componente de los vientos en la dirección de los paralelos es mucho más importante que la correspondiente a los meridianos. En las latitudes medias, por ejemplo, el movimiento del aire de Oeste a Este es predominante en toda la troposfera, por cuya razón a esta área suele denominarsela zona de los vientos generales del Oeste.

A esta circulación general de la atmósfera teórica, le correspondería la siguiente distribución de la presión atmosférica sobre el hemisferio norte: la presión aumentaría desde el Ecuador, donde se tendría un cinturón de bajas presiones, hacia el Norte, para alcanzar su máximo valor alrededor del paralelo 30° donde aparecería un cinturón de altas presiones; luego disminuiría al aumentar la latitud hasta alcanzar un nuevo mínimo en la región del frente polar, para volver a aumentar hasta alcanzar un valor máximo secundario sobre el Polo.

5.3.- LA VARIACIÓN CICLICA ANUAL DE LAS REGIONES TEMPLADAS

La posición de los distintos cinturones de circulación atmosférica no se mantiene fija sino que, siguiendo el ritmo de las estaciones astronómicas, experimenta un movimiento de vaivén hacia el norte y hacia el sur alrededor de su posición media indicada en la fig. 11. Este hecho tiene extraordinaria importancia a la hora de definir las zonas climáticas teóricas del globo ya que, por ejemplo, sólo en una franja relativamente estrecha teniendo como eje el ecuador, podrían reinar de forma permanente las condiciones propias del clima ecuatorial: más al norte y más al sur de esta franja, tales condiciones sólo se manifestarían durante aquella parte del año correspondiente al verano astronómico, siendo el clima de la zona de los alisios el que reinaría durante el invierno.

Este ciclo anual de las condiciones climáticas, se manifiesta de forma real en aquellas regiones de la Tierra comprendidas aproximadamente entre los 30° y 40° de latitud, donde durante el verano el desplazamiento

hacia el norte, en el hemisferio septentrional, del cinturón de altas presiones, da lugar a que en las mismas las características del tiempo sean las propias del clima árido, mientras que en invierno al ser sometidas dichas regiones a la influencia directa del frente polar, gracias a su desplazamiento hacia el sur, son afectadas por el tiempo variable propio de las perturbaciones que se desarrollan a lo largo del mismo y que son responsables de las precipitaciones más importantes que tienen lugar en esas latitudes.

La Península Ibérica disfruta en su conjunto de un *clima templado*, determinado por su latitud geográfica y acentuado por estar bañada por aguas relativamente calientes. Pero lo que acabamos de señalar sobre la variación cíclica anual motiva que la Península quede dividida en *dos zonas climáticas notablemente distintas: una septentrional prácticamente limitada a Galicia y a las regiones cantábrica y pirenaica, donde a causa de su mayor latitud queda durante todo el año, normalmente, fuera de la influencia directa de las altas presiones subtropicales, y otra mucho mayor que comprende el resto de la Península y que en verano queda de lleno bajo dicha influencia.*

En consecuencia la zona norte está influenciada durante todo el año por los vientos generales del Oeste y por las perturbaciones originadas a lo largo del frente polar, lo que da lugar a que sus características climáticas sean las propias de la Europa occidental (inviernos suaves, veranos frescos, aire húmedo, abundante nubosidad y lluvias frecuentes en todas las estaciones). En cambio, en el resto de la Península, el contraste señalado en las condiciones de la circulación general entre el invierno y el verano, le confiere un clima netamente mediterráneo (inviernos suaves en las regiones costeras y severos en el interior, veranos calurosos y secos, abundante insolación y lluvias muy irregulares en otoño, invierno y primavera).

Esta división de la Península en dos zonas climáticas tan radicalmente distintas constituye su característica climatológica más singular y resulta el primer hecho significativo a tener en cuenta de cara al establecimiento de la red de muestreo isotópico.

5.4.- EL EFECTO DE CONTINENTALIDAD

La circulación general de la atmósfera correspondiente al supuesto teórico de una Tierra en la que su superficie fuera homogénea, se transforma en realidad en una circulación mucho más complicada como consecuencia de la distribución irregular de continentes y océanos y de la presencia de los grandes sistemas orográficos. Este hecho se manifiesta con mayor evidencia en el hemisferio norte que en el sur, dada la mayor alternancia de grandes áreas continentales con zonas marítimas. En este caso, la circulación teórica descrita pierde su carácter zonal a lo largo de los paralelos, para convertirse en circulaciones cerradas alrededor de centros de altas y bajas presiones.

La trascendencia de este hecho en el clima peninsular se muestra claramente en la fig. 12 donde se representan la distribución de la presión media atmosférica y la dirección de los vientos dominantes para los meses de enero y julio.

En invierno el cinturón atlántico de altas presiones subtropicales se extiende sobre el norte de Africa, aunque definiéndose en su interior circulaciones cerradas identificadas por dos anticiclones centrados, respectivamente, al sureste de las Azores y al oeste de Libia. Sobre el Atlántico y por encima de los 35° de latitud, predominan los vientos del WSW correspondientes a la circulación alrededor de la depresión de Islandia. En la zona mediterránea se presenta una depresión bien marcada y las altas presiones que aparecen al este de Rusia corresponden al extremo occidental del inmenso anticiclón asiático, donde el valor medio de la presión en su centro siberiano supera los 1036 milibares.

En verano, las altas presiones subtropicales, desplazadas hacia el norte, se han transformado en un potente anticiclón atlántico centrado al oeste de las Azores y que por el este se extiende sobre Europa, mientras que sobre el Sahara se sitúa una extensa depresión, a la vez que en Asia el anticiclón invernal ha sido sustituido por otra profunda y extensa depresión.

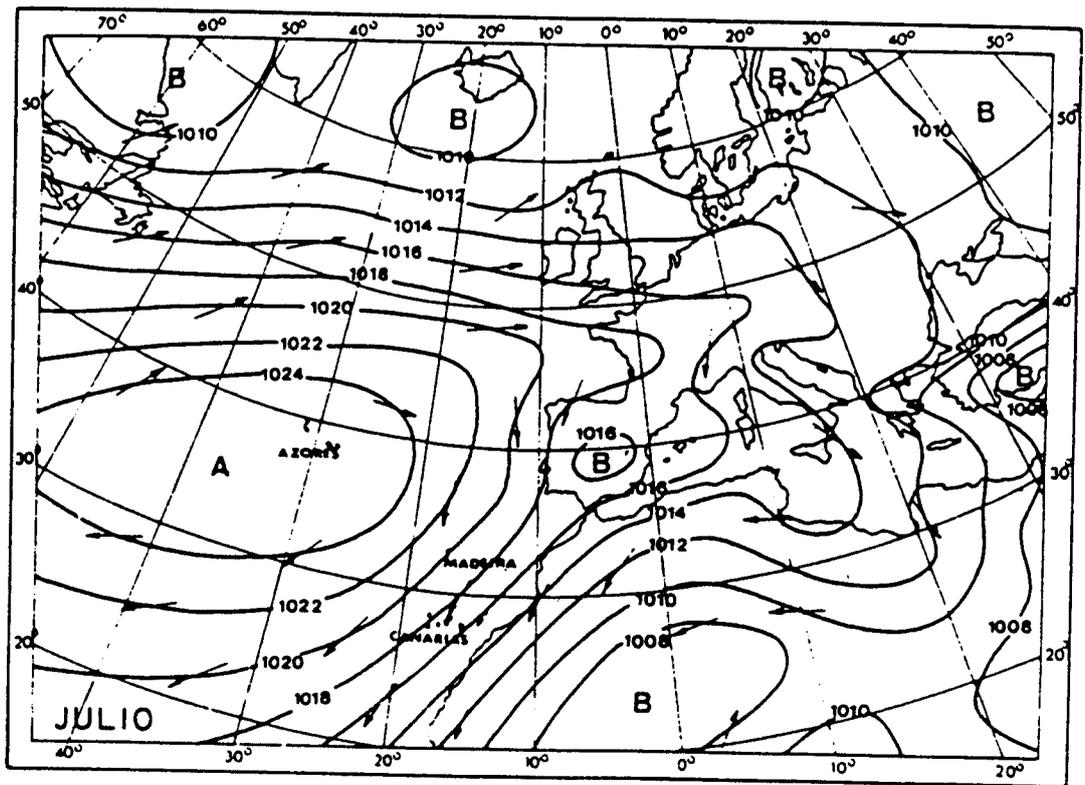
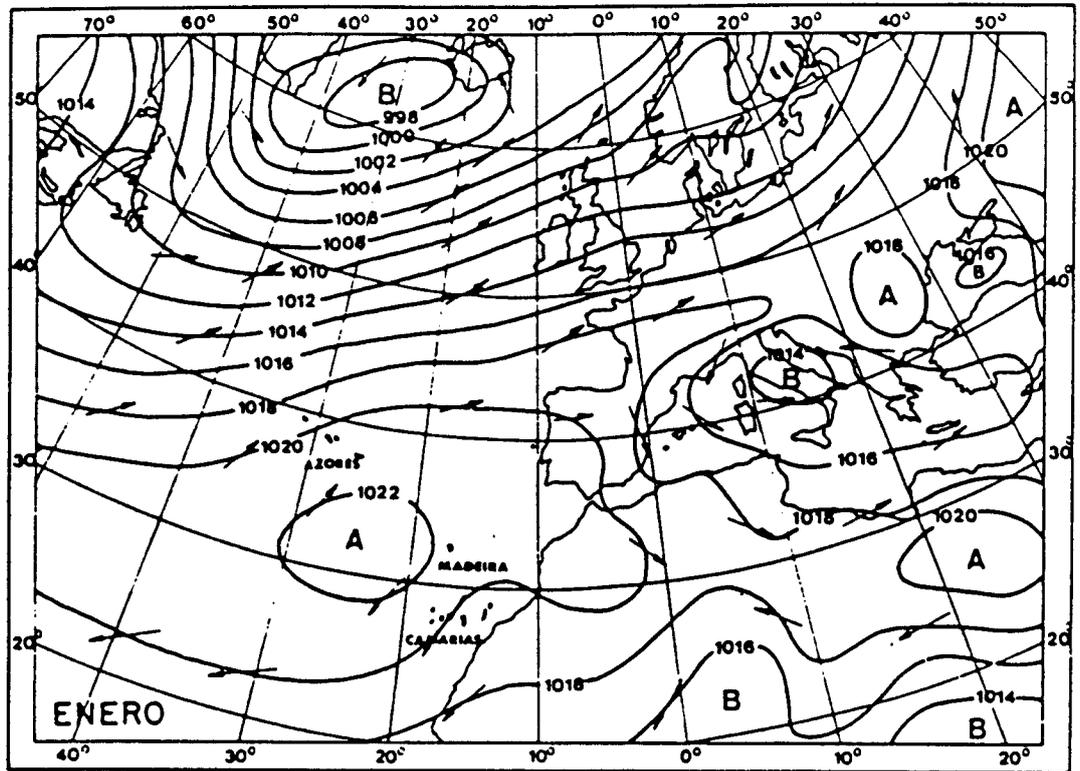


Fig. 12.- SITUACIONES TÍPICAS BAROMÉTRICAS EN INVIERNO Y VERANO
(Font, 1983)

Estas variaciones tan marcadas en invierno y verano en la distribución barométrica y el correspondiente régimen de vientos, se deben fundamentalmente al distinto comportamiento térmico entre los océanos y los continentes:

- Los océanos actúan a modo de gigantescos condensadores de la energía radiante del Sol, no sólo a causa del gran calor específico del agua, sino también como consecuencia del movimiento constante que tiene lugar en la capa superior de los océanos que hace que el calor absorbido en su zona superficial, sea transportado hacia mayores profundidades. Consecuencia de ello es la poca oscilación diurna y anual que experimenta la temperatura de la superficie del mar.
- Sobre los continentes, el calor recibido durante el día se acumula en un estrato muy delgado de suelo, lo que da lugar a una rápida subida de la temperatura de su superficie; durante la noche, por el contrario, la pérdida de calor por radiación se traduce en un rápido descenso de la temperatura. En consecuencia, las oscilaciones térmicas diarias y anuales de las superficies continentales son mucho mayores que las de las oceánicas.

El calentamiento estival de los continentes se traduce en la formación de extensos centros de bajas presiones, mientras que el enfriamiento invernal es responsable del desarrollo de los correspondientes anticiclones.

Este comportamiento barométrico motivado por la distribución de océanos y continentes, repercute en todos los elementos meteorológicos, por lo que juega un papel primordial en las características del tiempo y del clima, confiriendo un valor altamente significativo a los mapas de la fig. 12.

En el caso concreto de la Península Ibérica, su continentalidad resalta de forma evidente en los mapas geográficos al aparecer como un apéndice de Eurasia, relativamente pequeño, pero lo suficientemente extenso y compacto como para que las características climáticas

continentales se manifiesten también en ella aunque, naturalmente, a escala mucho menor que en Eurasia.

Estas características las veremos resaltadas en el próximo capítulo al examinar los distintos elementos climáticos. No obstante, ya en la fig. 12 puede observarse la presencia sobre la Península de una depresión térmica estival que en invierno es reemplazada por el borde nororiental de las altas presiones atlánticas.

La continentalidad no depende sólo de la extensión del área considerada sino que puede ser también favorecida por las condiciones peculiares de su orografía, como ocurre en la Península donde la dispersión de los sistemas montañosos más importantes la defienden en cierta medida de la influencia moderadora del mar y por otra parte, la presencia de las dos mesetas acentúa las variaciones diaria y anual de la temperatura del suelo, debido a su altitud.

También la naturaleza del suelo influye notablemente en la continentalidad; en síntesis podemos decir que las superficies áridas la acentúan mientras que las cubiertas por la vegetación la atenúan. Dado que en una gran parte de la Península predominan las condiciones semiáridas, su continentalidad se ve intensificada.

Este carácter de minicontinente que tiene la Península Ibérica, conjuntamente con el carácter transicional de su régimen meteorológico entre los que son propios de las latitudes templadas y los de las subtropicales, la circunstancia de estar en invierno a caballo entre las altas presiones atlánticas y la depresión mediterránea y el hecho de que pueda quedar sumida bajo masas de aire de características y orígenes muy diversos, hacen de ella que sea no sólo una de las regiones del planeta de climatología más compleja y diversa, sino que además asuma el papel de un auténtico centro de acción secundario en el mecanismo de la circulación general de la atmósfera.

5.5.- INFLUENCIA DE LA OROGRAFÍA

Dada la influencia que ejerce la altitud en los diversos elementos climáticos, el hecho de que sea la Península Ibérica una de las regiones más montañosas de Europa, con una altitud media superior a los 500 m confiere a su compleja orografía un papel primordial en la caracterización de su diversidad climática. Pero además de este efecto directo del relieve, su peculiar configuración actúa también como un factor determinante de la propia dinámica del clima peninsular, como se ha indicado al comentar su continentalidad.

La configuración orográfica de la Península se muestra en la fig. 13 donde podemos observar como, con la excepción del Sistema Ibérico y en parte también del Penibético, los demás grandes sistemas orográficos -Cordillera Cantábrica, Pirineos, Sistema Central, Montes de Toledo, Sierra Morena y la parte meridional del Sistema Penibético- se extienden preferentemente a lo largo de los paralelos. Las principales repercusiones de esta disposición con respecto a la circulación general son:

- El importante obstáculo que los sistemas galaico-cantábrico y pirenaico ofrecen a la penetración en la Península de las masas de aire marítimo provenientes del cuarto cuadrante, de las cuales queda doblemente protegida la Meseta Sur gracias al Sistema Central. Esta protección, efectiva durante todo el año, se acentúa en verano, cuando los vientos atlánticos dominantes soplan del Noroeste.
- La apertura por el Oeste y el Suoreste de la penetración de aire atlántico, especialmente notable en invierno y estaciones intermedias, cuando mayor es la frecuencia de los vientos del tercer cuadrante.
- La defensa que los Pirineos y en menor grado el Sistema Ibérico, ofrecen a las invasiones invernales por el Noroeste de masas de aire frío continental.
- El efecto delimitatorio del Sistema Ibérico y de la parte norte del Penibético, entre las influencias de las masas de aire atlántica y

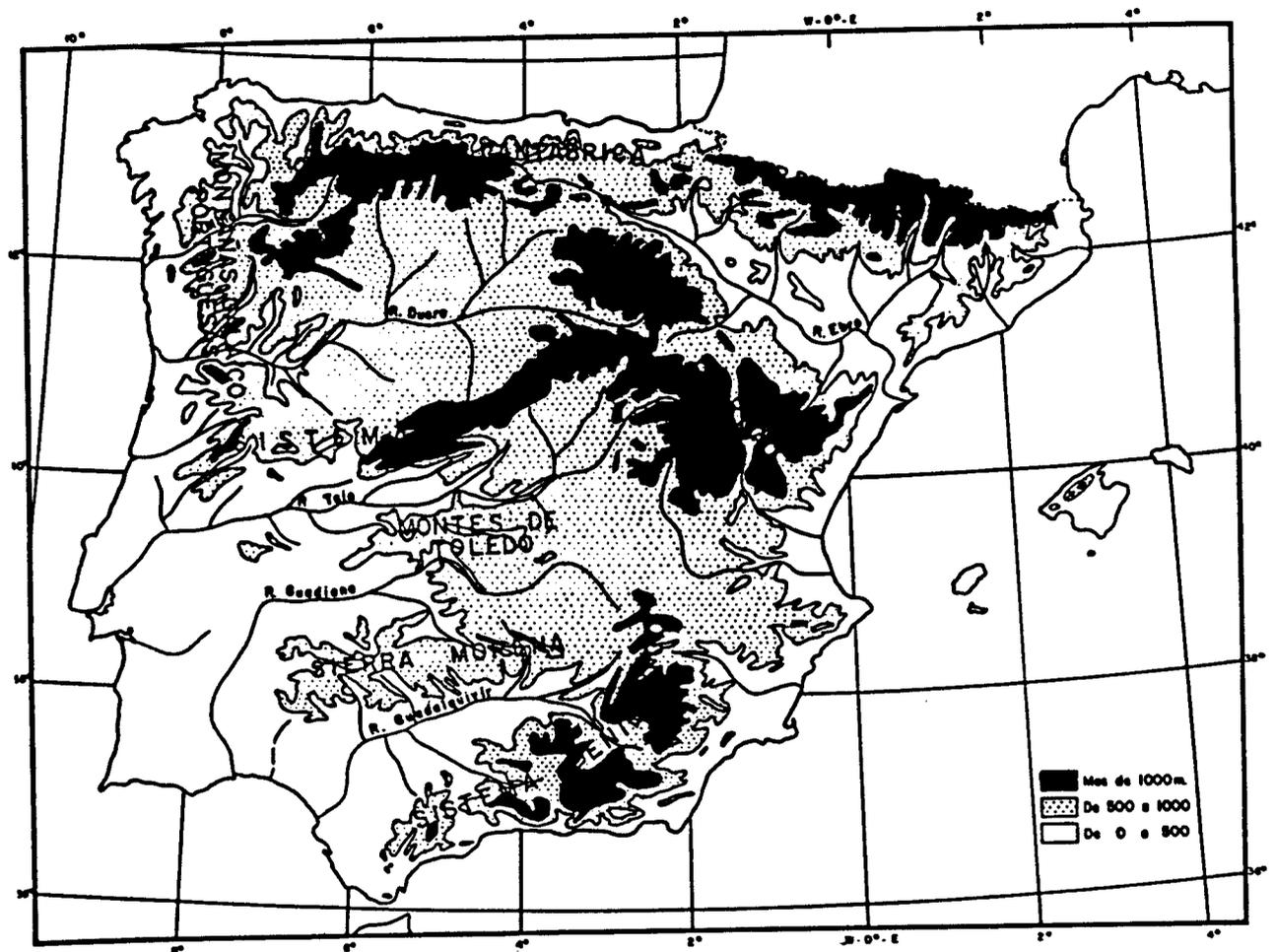


Fig. 13.- OROGRAFIA DE LA PENINSULA IBERICA

mediterránea.

- La delimitación por factores orográficos de áreas geográficas coincidentes con regiones climáticas bien definidas, como ocurre con las dos mesetas y, sobre todo, con la depresión del Ebro.

5.6.- EL EFECTO DE OCEANIDAD

El clima de la Península Ibérica está muy influenciado por el hecho de que las aguas de los mares que la rodean sean notablemente más calientes de lo que correspondería a su latitud. Y si bien es cierto que debido a su carácter de minicontinente las características climáticas propiamente marítimas quedan restringidas a una franja periférica, más o menos ancha según las condiciones locales, no lo es menos que las temperaturas relativamente altas de la superficie del Atlántico Norte y del Mediterráneo, juegan un papel primordial en el clima de la totalidad de la Península, este hecho se debe fundamentalmente al *incremento calorífico y enriquecimiento en vapor de agua* que experimentan aquellas masas de aire que, antes de alcanzar la Península, han hecho un largo recorrido sobre esas aguas. Es este fenómeno el que hace de la oceanidad un factor rector del clima peninsular.

La influencia de las corrientes marinas en el clima es también muy importante. La temperatura relativamente alta de la superficie del Atlántico Norte, se debe al flujo de la corriente del Golfo procedente del Caribe. El eje de la corriente se sitúa alrededor de los 45° de latitud en enero y a los 50° en julio y durante todo el año un ramal de la corriente penetra en el Golfo de Vizcaya.

En el estrecho de Gibraltar, por otra parte, tiene lugar una fuerte penetración de aguas atlánticas hacia el Mediterráneo consecuencia de la gran evaporación que se experimenta en este mar. El consecuente aumento de la salinidad de las aguas superficiales hace que aumente su

densidad y se hundan, dando lugar al establecimiento de una fuerte corriente hacia el Atlántico sobre el fondo del estrecho de Gibraltar que es compensada por otra corriente superficial de sentido contrario. Como quiera que las aguas atlánticas son menos calientes que las mediterráneas, resulta que la temperatura superficial frente a la costa mediterránea del sur de la Península es menos alta de lo que sería sin este fenómeno.

La corriente del Golfo, al abrirse en abanico para alcanzar la costa europea, genera una rama que se dirige hacia el SSE frente a la costa africana y que baña por completo el archipiélago Canario, por cuya razón se la conoce como "corriente de Canarias". Esta corriente que en su origen, frente a la Península, era caliente en relación con su latitud, lo es cada vez menos al ir alcanzando latitudes más bajas. Además, ya frente a la costa africana se manifiesta el fenómeno dinámico de la surgencia de las aguas profundas y frías, lo que acentúa el carácter frío de la corriente de Canarias. Este hecho desempeña un papel fundamental en el clima del archipiélago canario.

6.- ANALISIS DE LOS PRINCIPALES ELEMENTOS CLIMATICOS

CON INFLUENCIA ISOTÓPICA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

6.1.- INTRODUCCIÓN

Se considera como elemento climático toda propiedad o condición de la atmósfera cuyo conjunto define el estado físico del clima en un lugar determinado para un período de tiempo dado.

Existe una gran diversidad de estos elementos, siendo los más importantes: insolación, temperatura del aire, presión atmosférica, régimen de vientos, humedad, precipitaciones, nubes, nieblas, calimas, etc.

A pesar de que todos ellos se hallan interrelacionados, siendo unos consecuencias de los otros o hallándose tan conexiónados que resulta imposible su separación, los que más directamente afectan a la dinámica isotópica son:

- temperatura del aire
- régimen de vientos
- precipitaciones

A continuación se estudiarán con detalle cada uno de estos elementos climáticos en la Península, con el fin de disponer de toda la información básica necesaria para planificar la red de muestreo isotópico. En capítulos posteriores se analizarán estos mismos elementos para los archipiélagos balear y canario.

6.2.- LA TEMPERATURA DEL AIRE

6.2.1.- GENERALIDADES

La temperatura del aire depende en gran medida de la naturaleza de

la superficie del suelo sobre la que descansa la atmósfera. La energía solar, al cruzar la atmósfera, lo hace prácticamente sin calentarla y a llegar al suelo es éste el que se calienta al absorberla en parte. A su vez, el calor del suelo se trasmite a la capa inferior de la atmósfera por conducción, por turbulencia y por radiación.

La conducción supone en realidad sólo un primer paso ya que por sí sola se limitaría a transmitir el calor a la delgada capa de aire en contacto directo con el suelo, debido a que el aire es un mal conductor de calor. Su importancia estriba en que este aire superficial, al ser calentado, asciende siendo reemplazado por otro más frío y consecuentemente más denso. Este movimiento y otros producidos por la turbulencia, cuando sopla viento, dan lugar a la transferencia de calor entre el suelo y un gran volumen de aire, abarcando toda la troposfera.

La atmósfera es prácticamente transparente a los rayos luminosos, visibles, de la radiación solar. No obstante, la radiación infrarroja, de mayor longitud de onda, emitida por la superficie del suelo, es absorbida principalmente por el vapor de agua, el CO_2 y las partículas líquidas (nubes) y sólidas (polvo) contenidas en el aire. El calentamiento de la atmósfera inferior por absorción de la radiación infrarroja emitida por la superficie del suelo es la causa del *efecto invernadero* de gran interés climatológico.

Los tipos principales de la superficie del suelo, sea tierra, agua, nieve o hielo, son todos muy buenos radiadores, pero difieren grandemente en otras cualidades que afectan a su calentamiento y enfriamiento. Si la atmósfera permaneciera en reposo, el conocimiento de este comportamiento junto con el efecto de la altitud y de la orografía, combinado con el valor de la insolación, nos permitiría deducir a priori la distribución de la temperatura del aire sobre la Tierra. Pero, las propias diferencias de temperatura desencadenan una serie de efectos, como pueden ser los vientos, que se encargan de modificar las condiciones térmicas originales.

6.2.2.- DISTRIBUCIÓN DE LA TEMPERATURA MEDIA ANUAL

La fig. 14 constituye el mapa de isotermas medias anuales en la Península y las fig. 15 y 16 las también medias correspondientes a los meses de enero y julio. En todos los casos se aprecia la gran irregularidad de la distribución de las temperaturas sobre la Península, en conformidad con su complicada orografía.

A pesar de ello la variación latitudinal de la temperatura se hace patente por la diferencia del orden de 4° que se observa entre las costas septentrional y meridional, y de unos 2° entre las dos mesetas. Otros dos hechos a resaltar son que la periferia mediterránea sea algo más de 2° más cálida que la atlántica, y la penetración hacia el interior, a través de las cuencas de los ríos de la vertiente atlántica, de la templanza marítima, la cual es especialmente profunda en las cuencas del Tajo, Guadiana y Guadalquivir. En la vertiente mediterránea, por el contrario, la penetración hacia el interior de la influencia marítima es mucho menos profunda, debido no sólo a que las condiciones orográficas presentan menos caminos de penetración, sino también al hecho de que la frecuencia de vientos generales del Este es mucho menor que la de los del Oeste; incluso en la depresión del Ebro podemos observar como la penetración de la influencia marítima es poco profunda.

La importancia de la oscilación anual de la temperatura del aire sobre la Península queda de manifiesto al comparar los mapas de isotermas medias (figs. 15 y 16) correspondientes a los meses de enero y julio, que en general son, respectivamente, el más frío y el más caliente.

Prescindiendo, por ahora, de las tierras altas (por encima de los 800 m) y de los sistemas montañosos, la distribución de la temperatura media en enero muestra los siguientes hechos significativos (fig. 15):

- Disminución general de la temperatura desde la periferia hacia el centro. Esta disminución se manifiesta, en general, más acentuada en la vertiente mediterránea.

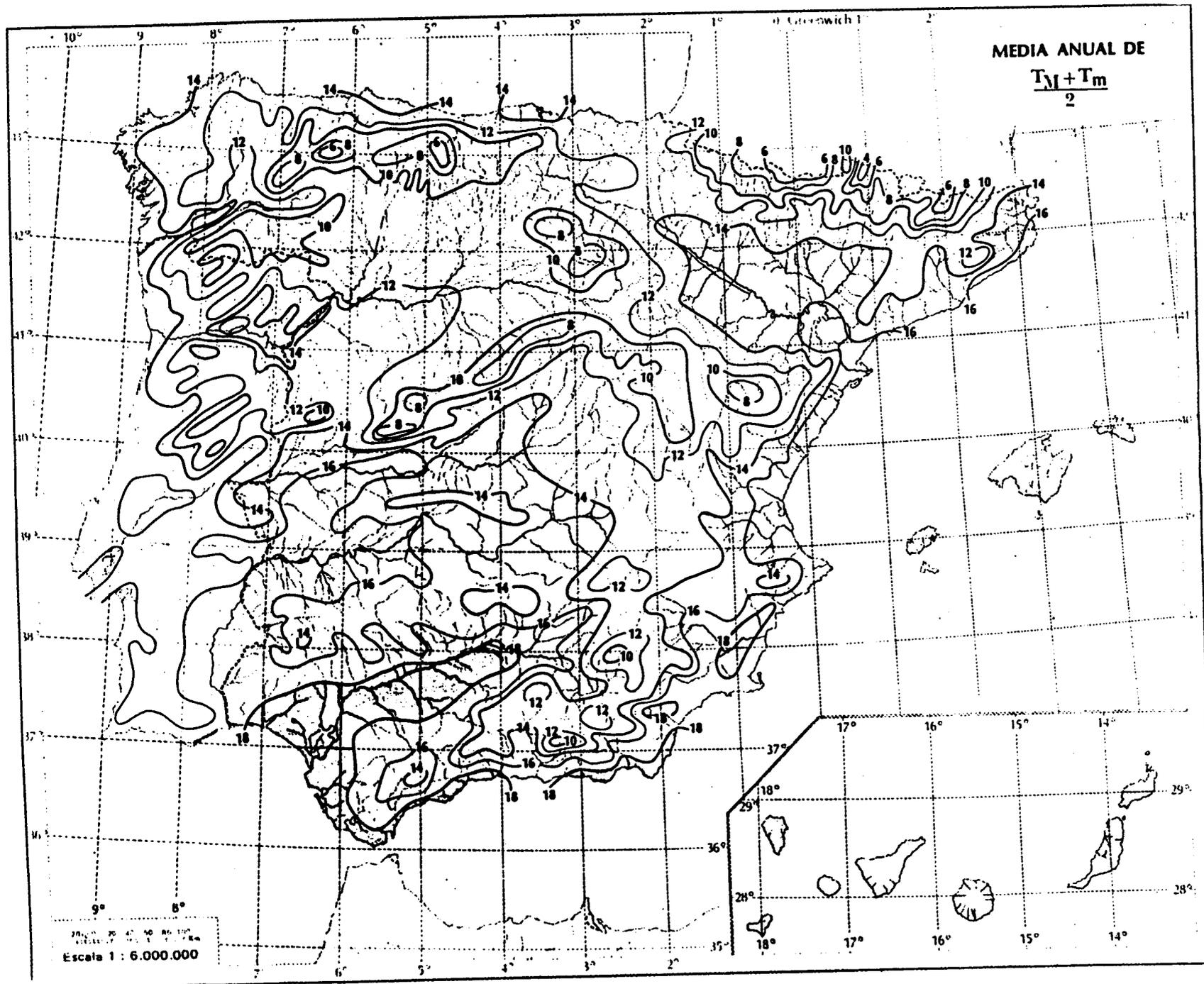


Fig. 14.- TEMPERATURA MEDIA ANUAL PENINSULAR (I.N.M., 1983)

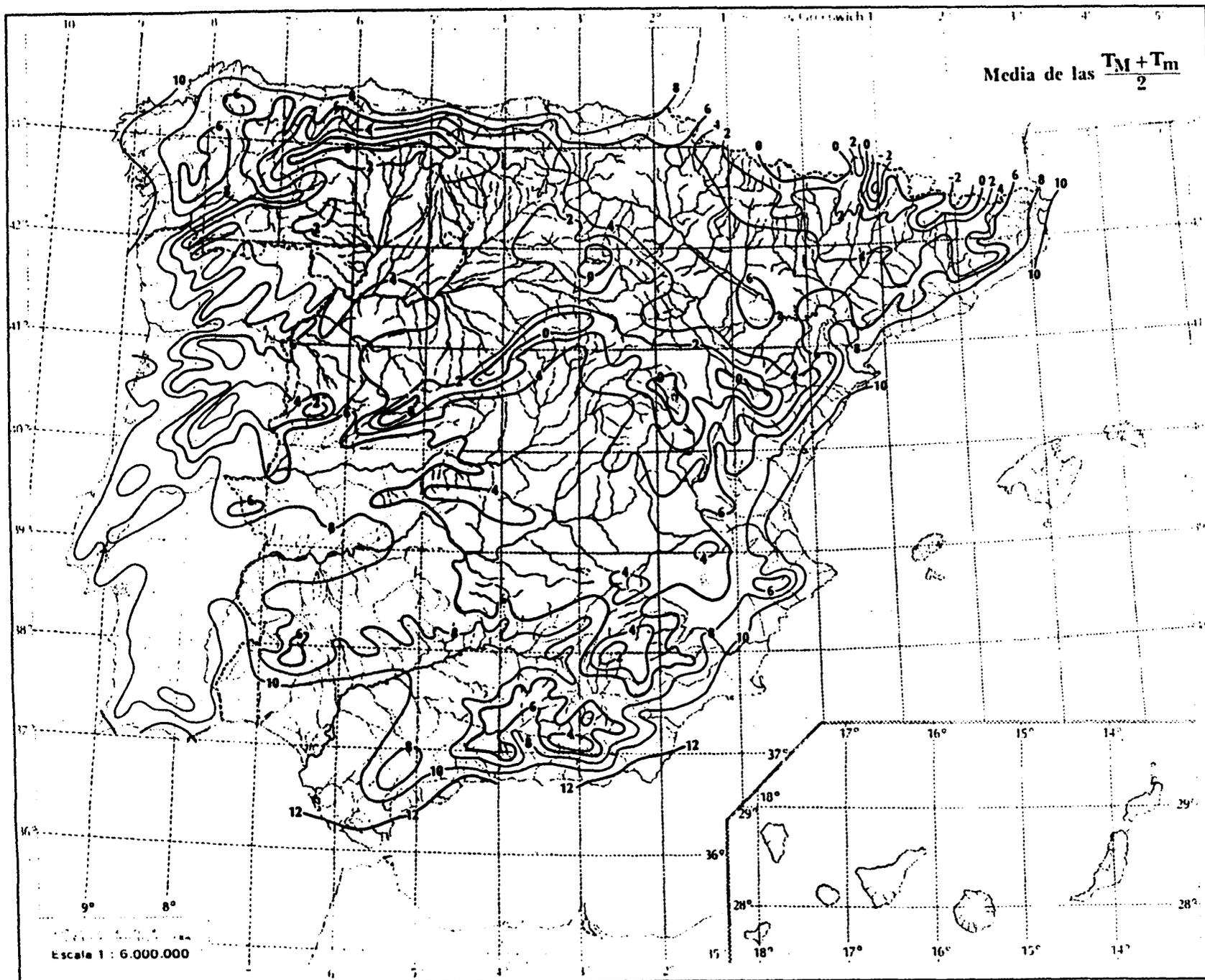


Fig. 15.- TEMPERATURA MEDIA PENINSULAR EN ENERO (INM, 1983)

T_M = Temperatura máxima diaria. T_m = Temperatura mínima diaria.

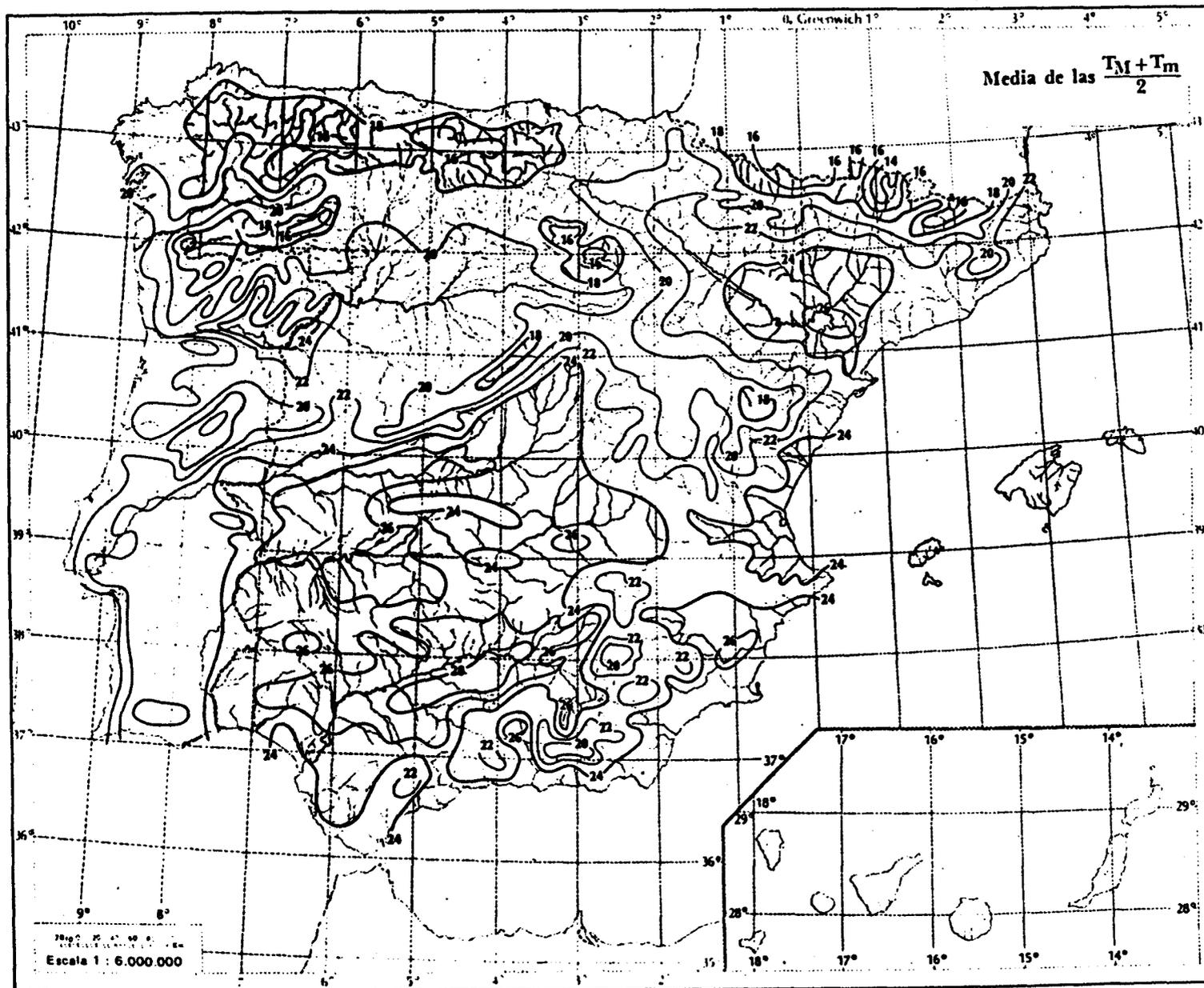


Fig. 16.- TEMPERATURA MEDIA PENINSULAR EN JULIO (INM, 1983)

T_M = Temperatura máxima diaria. T_m = Temperatura mínima diaria.

- Aumento en el sentido norte-sur de la temperatura promediada a lo largo de los paralelos.
- La periferia mediterránea es, en general, ligeramente más caliente que la atlántica y cantábrica.
- En la Meseta el efecto moderador de los vientos atlánticos da lugar a que, aún descartando el efecto de altitud, la mitad oriental sea más fría que la occidental.
- En la depresión del Ebro y en la del Guadalquivir se percibe claramente la penetración de la influencia marítima temperante, sobre todo en las cuencas bajas.

Por lo que concierne a las condiciones estivales, observamos en el mapa de isotermas medias del mes de julio las características siguientes (fig. 16):

- Aumento general de la temperatura desde la periferia hacia el centro. Donde este aumento aparece más acentuado es en el tercer cuadrante de la Península en el sentido oeste-este, principalmente en las cuencas del Tajo y del Guadiana. En cambio, partiendo de la costa mediterránea en sentido este-oeste, el aumento es mucho menor e incluso, en amplios sectores, la temperatura media experimenta una ligera disminución hacia el interior.
- Aumento en sentido norte-sur de la temperatura promediada a lo largo de los paralelos. Este aumento, del orden de medio grado centígrado por grado de latitud, es algo mayor que el registrado en invierno, debido que en verano el efecto moderador de los vientos atlánticos queda normalmente restringido a las regiones septentrionales.
- La periferia mediterránea es notablemente más caliente que la atlántica y cantábrica. Para una misma latitud, la temperatura de la costa mediterránea sobrepasa en 6° ó 7° a la de la atlántica.
- Sobre la Meseta la temperatura media es notablemente uniforme, manteniéndose a altitudes normales, alrededor de los 21° en la zona

norte y de los 25° en la sur.

- Para una misma latitud, las temperaturas más altas se tienen en las depresiones y ello es debido no sólo a la menor altura sino también a que las depresiones quedan resguardadas del efecto de los vientos atlánticos relativamente frescos.

La zona con veranos más calurosos de toda la Península se sitúa en el curso medio del Guadalquivir, donde las temperaturas medias de los meses de julio y agosto sobrepasan los 28°.

La comparación entre ambos mapas extremos da el valor de la amplitud de la variación térmica anual. Su examen pone en evidencia el gran contraste existente entre las regiones centrales y la periferia. Los altos valores de la amplitud anual en el interior constituyen el exponente más claro del carácter climático marcadamente continental de la Península.

En la Meseta, la continentalidad aparece más acentuada en la submeseta sur con amplitudes superiores a 20° sobre La Mancha. En la depresión del Ebro se encuentra una segunda área de amplitudes máximas, centrada en la cuenca del Segre, que por sus condiciones orográficas queda prácticamente cerrada a las influencias marítimas directas y donde, en núcleos reducidos, alcanzan valores del mismo orden que los máximos de La Mancha.

En la periferia las amplitudes mínimas se presentan a lo largo de la costa occidental sobre todo en sus partes más salientes debido a la influencia de los vientos frescos del Norte en verano, y de los templados del Oeste en invierno.

Para completar lo expuesto se han representado en la fig. 17 los gráficos de los valores medios mensuales de la temperatura correspondientes a seis estaciones situadas en distintas regiones climáticas. En todas ellas el mínimo se presenta en enero, con la salvedad de La Coruña donde el valor de febrero es ligeramente inferior al de enero, lo que también ocurre en otras estaciones de la costa cantábrica.

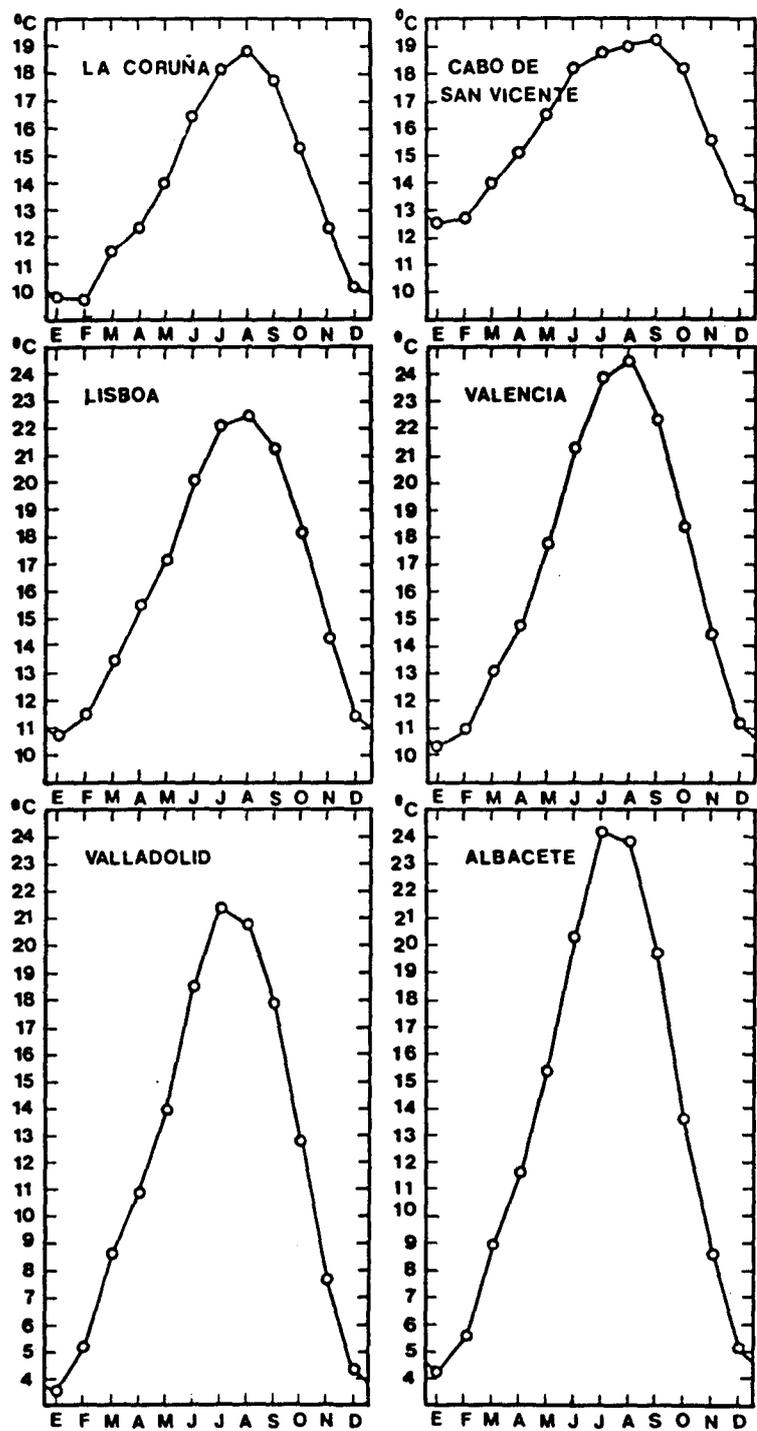


Fig. 17.- VARIACION ANUAL DE TEMPERATURA EN DIVERSAS LOCALIDADES PENINSULARES (I.N.M., 1983)

El máximo corresponde a julio o agosto, excepto en el Cabo de San Vicente, donde ocurre en septiembre. En consecuencia, el descenso térmico durante el otoño es más rápido que el ascenso durante la primavera.

Del examen de los valores individuales de las temperaturas máximas y mínimas absolutas registradas en la red de estaciones meteorológicas durante períodos que en muchas estaciones sobrepasan el siglo, sobresalen los siguientes hechos interesantes:

- Con la excepción de la zona litoral que se extiende desde Santander al Cabo de San Vicente, y de la parte de la mediterránea al norte del paralelo 40', en todo el resto de la Península la temperatura a niveles inferiores a los 700 m puede subir ocasionalmente a más de 40'.
- Temperaturas superiores a los 45' se han registrado en las partes centrales de las cuencas del Guadiana y Guadalquivir, siendo en esta última donde se han dado las más altas de toda la Península y posiblemente de Europa (hasta 50°C).
- Con la excepción de la periferia marítima, de las tierras bajas de las cuencas del Tajo y del Guadiana y de la depresión del Guadalquivir, en todo el resto de la Península las temperaturas mínimas absolutas son inferiores a -10°C.
- Para cotas inferiores a 700 m, las temperaturas más bajas se registran en La Mancha, donde en algunas estaciones de la provincia de Albacete se han medido mínimas de hasta -25'. Por encima de los 700 m las localidades que han registrado las temperaturas más bajas de la Península se sitúan en las cabeceras del Tajo (Molina de Aragón, a 1056 m de altitud, con -28°C), y del Jiloca (Calamocha, a 884 m de altura con -30°C, que ostenta hasta ahora el record absoluto).

6.2.3.- VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA CON LA ALTURA

Por término medio, sobre la totalidad del planeta, el gradiente vertical de la temperatura en la atmósfera libre tiene un valor aproximado

de $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, disminuyendo ésta con el incremento de altitud. Por supuesto, el valor real del gradiente vertical, en un lugar y momento dados, puede diferir notablemente de este valor medio e incluso tomar valores muy distintos en una misma vertical, hasta tal grado que pueden presentarse capas relativamente delgadas donde el gradiente cambia de signo: son las conocidas *inversiones* de tanta importancia en meteorología y que la preocupación actual por los problemas de contaminación ha hecho famosas, por constituir auténticas tapaderas que al limitar los movimientos verticales del aire presentan un serio obstáculo a la difusión del aire contaminado.

Por supuesto, el gradiente vertical de temperatura en las montañas es distinto que en la atmósfera libre debido a las complicaciones originadas por el calentamiento y enfriamiento de las laderas, cuyos efectos se sobreponen a los más amplios de la atmósfera. En picos aislados de altura considerable la temperatura difiere poco de su valor en la atmósfera libre, pero en los valles de los sistemas montañosos, donde la variación térmica diurna es muy grande, el valor de la temperatura media puede diferir considerablemente del que haya en la atmósfera libre al mismo nivel. Por consiguiente, dada la complicada topografía de los grandes sistemas montañosos peninsulares, resulta muy difícil establecer criterios significativos para la determinación de valores climatológicos de la temperatura en función de la altitud.

No obstante, del análisis de los datos disponibles se deduce que, salvo en el Norte, en los demás sistemas montañosos se registra en verano una notable disminución en el valor medio del gradiente debido, al menos en parte, a la mayor frecuencia de vientos calientes en altura, los cuales, en casos individuales, originan inversiones de temperatura a ciertos niveles, a veces muy considerables.

En la Meseta, el efecto de la altitud en la temperatura queda enmascarado como consecuencia del calentamiento y enfriamiento de la superficie del suelo de forma que, en verano, la temperatura media del aire es muy superior a la que, por su altitud, le correspondería en la atmósfera libre (los efectos de continentalidad y de altura son de signo

contrario) y, por contra, en invierno es notablemente inferior (los efectos son del mismo signo) aunque, por lo que respecta a la temperatura media anual, el que se contrarresten los distintos comportamientos estival e invernal hace que las diferencias entre los valores de la Meseta y del litoral no discrepen demasiado de los que cabría esperar con el solo efecto de la altitud.

Resumiendo, podemos decir que a causa del efecto de la altitud en la temperatura, las isotermas manifiestan cierta tendencia a seguir las curvas de nivel, hecho que se hace todavía más evidente en las regiones montañosas.

6.3.- EL REGIMEN DE VIENTOS

6.3.1.- ROSAS DE FRECUENCIA. TIPOS DE VIENTOS.

Si la Península fuese más llana y su altitud media bastante inferior a la real, los mapas de isobaras medias, al nivel del mar, darían una fiel imagen esquemática de la circulación media del aire, ya que de acuerdo con las leyes de la dinámica atmosférica, y descartando los efectos perturbadores del relieve y del rozamiento con el suelo, el aire fluye siguiendo aproximadamente la dirección de las isobaras y en tal sentido que, en el hemisferio norte y mirando de donde viene el viento, las bajas presiones quedan a la derecha y las altas a la izquierda.

Sin embargo, dada la complicada orografía peninsular con sus grandes desniveles y sistemas montañosos, es prácticamente imposible lograr una imagen sintética representativa de las condiciones medias de la circulación del aire sobre la Península cerca del suelo. No obstante, aún limitándonos al examen comparativo de las rosas de frecuencias de algunas estaciones seleccionadas, dibujadas en los mapas de las figs. 18 y 19 correspondientes a los meses de enero y julio, podemos sacar las siguientes conclusiones de carácter general:

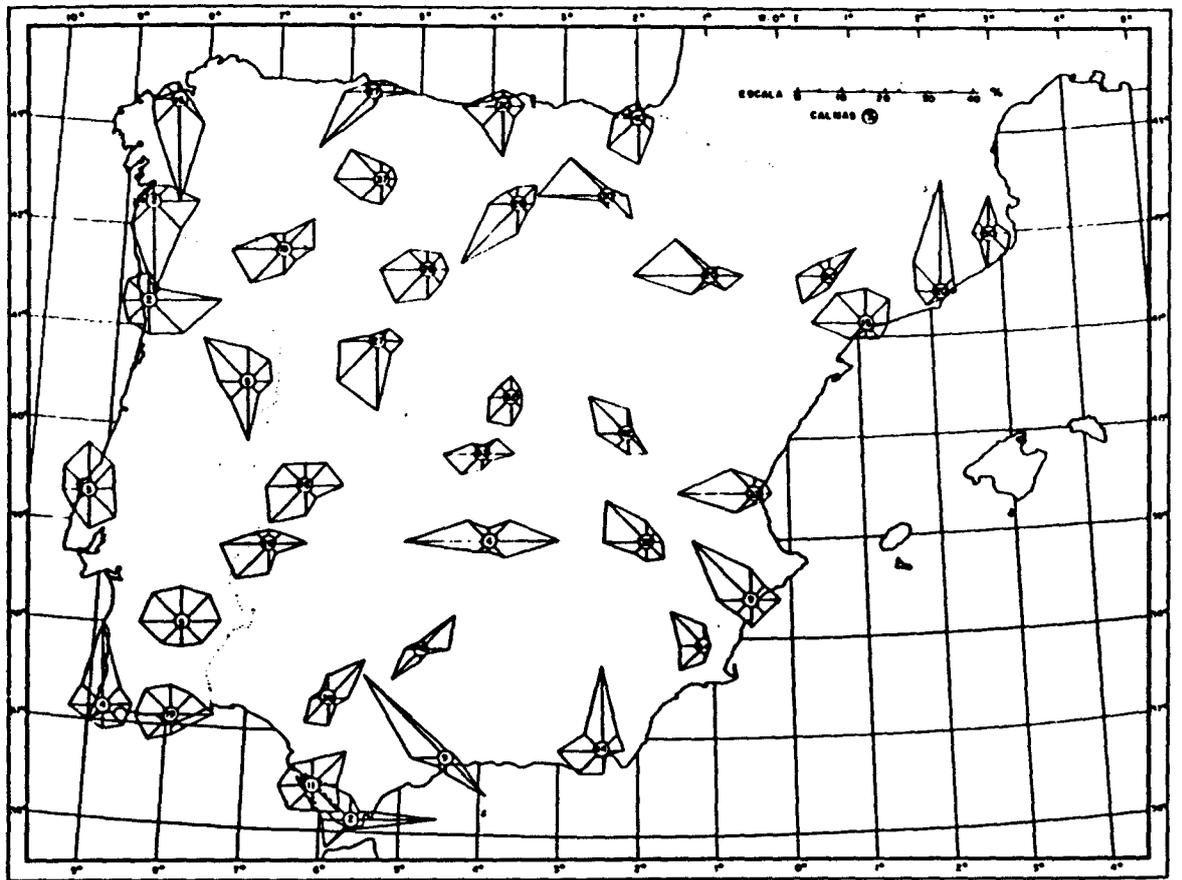


Fig. 18.- ROSA DE FRECUENCIAS DE LA DIRECCION DEL VIENTO EN ENERO
(I.N.M., 1983)

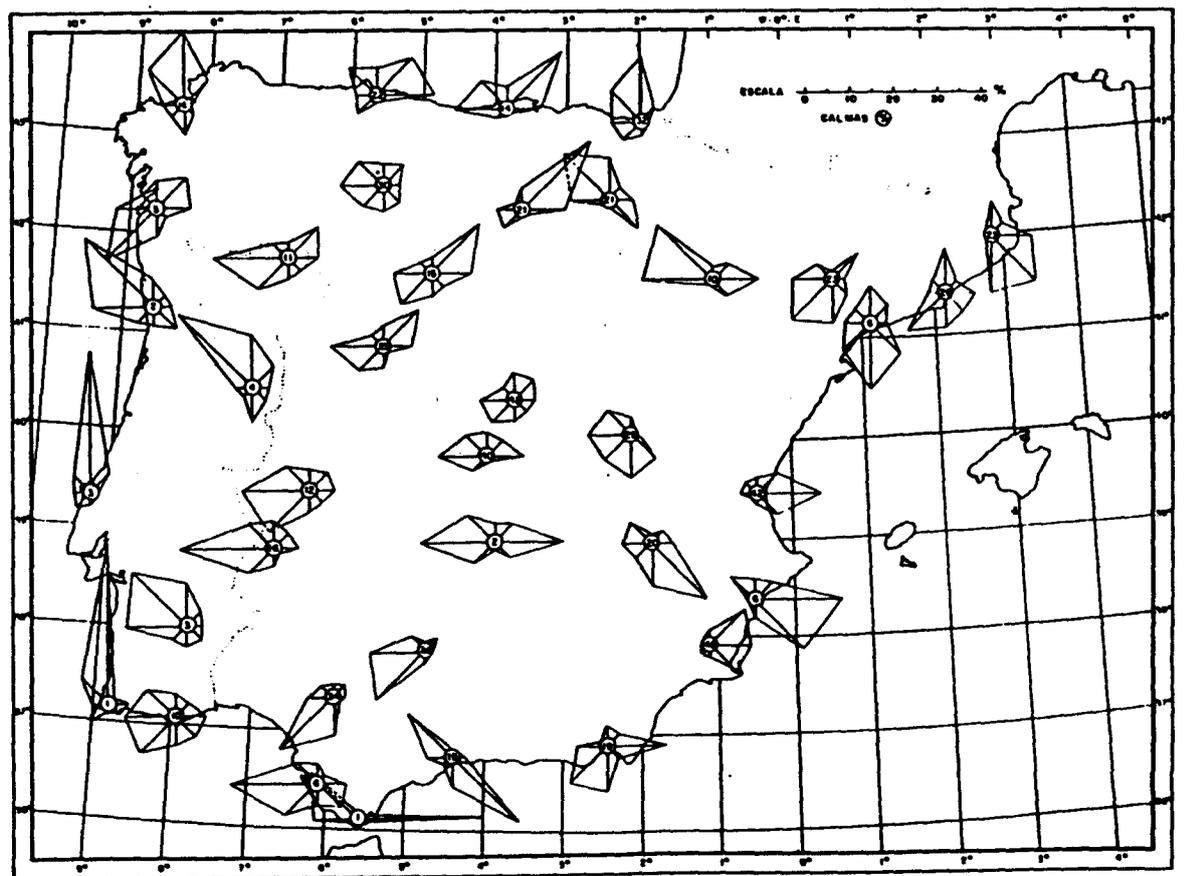


Fig. 19.- ROSA DE FRECUENCIAS DE LA DIRECCION DEL VIENTO EN JULIO
(I.N.M., 1983)

Circulación monzónica

Si nos limitamos a las situadas en el litoral y partimos las rosas mediante líneas imaginarias que, pasando por su centro, sean aproximadamente paralelas a la costa, saltará a la vista que en casi todas ellas el flujo de tierra a mar domina en invierno y el de mar a tierra en verano. Se pone así en evidencia la existencia de una circulación monzónica en la Península, como no podía ser menos habida cuenta de su comportamiento térmico, y en consecuencia bórico, propios de su carácter de pequeño continente.

Naturalmente, esta circulación monzónica al combinarse con la general planetaria y con los regímenes de brisas locales, trae como resultado el que en algunas rosas aprezca minimizada y en otras magnificada. Así por ejemplo, el predominio de los vientos del NW y del N durante todo el año en la costa occidental, es exponente de que en esta zona es la circulación general la que se impone, mientras que en litoral mediterráneo la intensidad de las brisas marinas en verano refuerzan notablemente el flujo hacia el interior.

Vientos dominantes

En rasgos generales podemos decir que los vientos del cuarto cuadrante son predominantes durante todo el año en el litoral cantábrico, en la mayor parte del atlántico, submeseta norte y en la depresión del Ebro. En la submeseta sur los vientos del tercer y primer cuadrante tienen frecuencias parecidas; en la depresión del Guadalquivir los del primer cuadrante dominan en invierno y los del tercero en verano, y el litoral mediterráneo se caracteriza, en general, por el predominio de los vientos del sector W o del cuarto cuadrante en invierno y por los del sector E o del segundo cuadrante en verano.

Vientos locales

En contraposición con los vientos generales que resultan de los gradientes de los extensos sistemas de presión, existen sistemas de vientos secundarios generados por contrastes entre el calentamiento y enfriamiento locales del suelo independientemente o en combinación con el factor orográfico, razón por la cual se les denominan vientos locales.

En ciertos casos, la capa superficial de aire afectada por estas circulaciones es demasiado delgada para que pueda modificar apreciablemente la presión barométrica; en otros casos, como el de las brisas, donde la capa afectada tiene un espesor de varios centenares de metros, las posibles modificaciones barométricas, aún siendo apreciables, son demasiado pequeñas para que se noten en el trazado de las isobaras de los mapas del tiempo de uso corriente.

En aquellas zonas de la Tierra con grandes contrastes térmicos y orográficos, como es el caso de la Península Ibérica, estos vientos locales tienen una gran importancia meteorológica y climática, por lo que conviene llevar a cabo una somera descripción de los mismos. Además, estos tipos de vientos pueden llegar a justificar, en más de una ocasión, algún valor isotópico anómalo cuando se trabaja a nivel de cuenca o de zona geográfica reducida. Por este motivo nos extendemos algo más en su explicación.

- Brisas costaneras

Son la manifestación de cambios locales de presión debidos a las diferencias de intensidad del calentamiento y enfriamiento de la tierra y del mar bajo cielos despejados. Normalmente, la brisa marina se levanta alrededor de las 10 de la mañana y se mantiene hasta las 6 de la tarde, siguiéndole un período de calma; dos o tres horas después del ocaso la dirección del viento se invierte y empieza a soplar la brisa de tierra, o terral, que suele mantenerse hasta alrededor de una hora después de la salida del sol. La brisa marina suele penetrar de 20 a 30 kilómetros tierra

adentro, pero cuando está bien desarrollada y las condiciones orográficas son favorables, llega a propagarse hasta distancias de 50 a 60 kilómetros. Generalmente la brisa marina es más fuerte que el terral, pero cuando éste es encauzado por las barrancadas, adquiere velocidades importantes en las calas donde desemboca.

La brisa marina es más prominente en aquellas zonas del litoral donde el calentamiento diurno de la tierra sea más intenso. En la Península Ibérica, las condiciones más favorables para el desarrollo de brisas se presentan en el litoral mediterráneo y sobre todo en verano, cuando suelen ser muy regulares y en ciertos lugares bastantes fuertes. En el litoral cantábrico son mucho menos frecuentes aunque en algunos días del verano, en que la nubosidad sea escasa y la circulación de los vientos generales débil, las brisas pueden presentarse bien desarrolladas en ciertos lugares. En el litoral atlántico los vientos generales son demasiado dominantes para permitir que las brisas locales sean perceptibles.

- Vientos de ladera

En aquellas zonas donde la superficie del suelo presenta un notable declive, pueden formarse, bajo condiciones favorables, vientos cuesta arriba y vientos cuesta abajo; a los primeros se les denomina anabáticos y a los segundos catabáticos, siendo ambos muy frecuentes en las amplias laderas de los sistemas montañosos peninsulares, sobre todo durante situaciones atmosféricas estables, con cielos despejados.

Lo vientos anabáticos se deben al calentamiento de las laderas por el sol y soplan desde alrededor de las 10 de la mañana hasta cerca de la puesta. Sobre terreno llano el calentamiento diurno es disipado por las corrientes convectivas, pero donde la topografía es favorable, una capa de aire relativamente delgada se mueve en sentido ascendente sobre las laderas.

Los vientos catabáticos son mucho más frecuentes. Durante las

noches serenas el suelo se enfría rápidamente; el aire que descansa sobre él se hace más denso al enfriarse y, en ausencia de un viento general, fluye hacia abajo en forma de una suave corriente superficial que al llegar a las tierras bajas se extiende y llena las hondonadas formando auténticos lagos de aire frío. Apenas perceptibles en países de escaso relieve, estos vientos pueden ser fuertes en las laderas de las zonas montañosas donde constituyen una característica importante de su clima.

Las diferencias entre las rosas de vientos diurna y nocturna en Madrid, por ejemplo, se deben a este fenómeno.

- Brisas de montaña y valle

Cuando la situación atmosférica es estable y la nubosidad escasa, se desarrolla en los valles de las zonas montañosas un sistema de brisas similar al de las brisas costaneras. Por la mañana, alrededor de las 10, la brisa empieza a soplar valle arriba, aumentando de fuerza hasta después del mediodía, para luego decaer y cesar antes de la puesta del sol; aproximadamente una hora más tarde el sentido de la corriente se invierte, un viento frío desciende desde las alturas y continúa hasta la mañana en que la secuencia se repite con sorprendente regularidad un día tras otro, mientras la situación general atmosférica no cambie. La brisa nocturna de montaña es más regular que la diurna de valle.

- Vientos de áreas áridas

Aquellas regiones donde, como en la Península, existen amplias áreas que por la naturaleza árida de su suelo y de su clima son susceptibles de ser intensamente caldeadas en días estivales soleados, son propicias a que se desarrollen en ellas vientos locales importantes cuando las condiciones orográficas son favorables. En aquellos casos en que el área caldeada está rodeada de cadenas de montañas, el aire que desde el exterior fluye hacia el foco de calor se aprovechará de los pasos que pueda encontrar entre las montañas para precipitarse hacia el área caldeada pudiendo entonces el viento alcanzar grandes velocidades en

dichos lugares de paso.

Un caso típico de estos vientos es el solano que en verano sopla del Este en Extremadura y La Mancha.

6.3.2.- INFLUENCIA DEL RELIEVE EN EL RÉGIMEN DE VIENTOS

El relieve es causa de importantes modificaciones en la dirección y fuerza de los vientos generales hasta el punto que cuando se manifiestan localmente muy distintos de la circulación general, suele cometerse la incorrección de describirlos como vientos locales, cuando lo que tienen de local es sólo su aspecto circunstancial, pero no su origen.

Los efectos del relieve en modificar el viento pueden resumirse en los siguientes:

- Efecto de barrera

Las extensas cadenas montañosas constituyen formidables barreras que se oponen al curso general de las corrientes de aire, las cuales son desviadas bien hacia arriba para cruzarlas por encima de las cumbres o hacia los lados a fin de contornearlas. La posibilidad de que la corriente pueda sobremontar la barrera depende de la estabilidad del aire ya que, cuanto mayor sea ésta, mayor es su resistencia a ascender. En general, las corrientes únicamente pueden sobremontar cadenas de considerable altura cuando el aire es muy inestable; en consecuencia, son muchos los casos en que ocurre la segunda posibilidad sufriendo la corriente una fuerte desviación horizontal.

- Efecto de encauzamiento

Cuando la dirección del viento general es favorable, la corriente de aire es encauzada por las depresiones de las cuencas fluviales. Este efecto es prominente en el régimen de vientos de las depresiones del Ebro

nieblas o nubes bajas. Entonces se produce un cambio repentino; el viento sopla descendiendo hacia los valles, al principio en rachas espasmódicas, después como una fuerte corriente estable, acompañada por una rápida subida de la temperatura, una disminución de la humedad y un aumento extraordinario de la visibilidad. La nieve al fundirse muy rápidamente puede provocar avalanchas, inundaciones y corrimientos de tierras, todo lo cual unido a la acción de sus rachas más violentas da lugar que sean también tristemente famosas por sus efectos destructores.

Aunque sea a menor escala que en los Alpes, vientos de esta naturaleza tienen lugar en muchos valles de los sistemas montañosos de la Península. Se dejan sentir también con relativa frecuencia durante la mitad invernal del año en aquellas zonas de la Meseta que bordean los sistemas montañosos, a sotavento de los vientos húmedos de origen oceánico y, en menor proporción, mediterráneo. Bajo condiciones favorables, este efecto puede repercutir notablemente en el tiempo atmosférico y el clima local, que puede experimentar importantes modificaciones con respecto a las características generales de la correspondiente región climática.

A este respecto podemos citar, a título de ejemplo, las altas y repentinas subidas de la temperatura que ocasionalmente se registran en las tierras bajas del litoral cantábrico, debidas al efecto foehn creado por la Cordillera Cantábrica cuando soplan vientos originalmente húmedos del Sur, dándose entonces la paradoja de ser precisamente en este litoral donde se alcanzan las temperaturas más altas de toda la Península. Este interesante hecho climático explica que los valores máximos absolutos de la temperatura registrados en diversas estaciones del litoral cantábrico superen los 28° en febrero y los 30° en marzo.

- Efecto catabático

Este efecto tiene especial significado climatológico en aquellas áreas geográficas cuya configuración orográfica presenta notables desniveles en amplias extensiones como el que existe en la Península Ibérica entre la meseta y las zonas de litoral.

En verano, bajo situaciones meteorológicas del Norte o del Noroeste, cuando los vientos generales durante su recorrido por la extensa Meseta caldeada se acercan a las tierras bajas de la depresión del Guadalquivir y del litoral meridional y suroriental con temperaturas ya altas, experimentan un caldeoamiento adicional en su descenso, dando lugar a notables subidas de la temperatura en aquellas áreas menos protegidas por las barreras montañosas. En invierno, el efecto catabático se manifiesta como un atenuante en la caída de temperatura que acompaña a las irrupciones de los vientos fríos del Norte.

Bajo situaciones del Sur, cuando la masa de aire es demasiado seca para que se produzca el efecto foehn, pueden, no obstante, experimentarse notables subidas de la temperatura en diversas tierras bajas del litoral cantábrico a causa del efecto catabático. Ello es especialmente notable en el sector oriental donde el hundimiento del terreno entre los sistemas cantábrico y pirenaico canaliza el flujo de los vientos.

6.3.3.- VELOCIDAD DEL VIENTO

Al igual que ocurre con la dirección, la velocidad del viento sobre la Península está muy afectada por las condiciones locales, observándose además marcadas variaciones, anuales y diurnas, en sus valores medios. Respecto a las primeras, suele ser la primavera la estación más ventosa, aunque en la costa atlántica, al sur de los 39°, y en la zona del Estrecho lo es el verano. También son notables las altas frecuencias de las calmas invernales en el interior de la Península y de las del mes de octubre en la mayor parte de su superficie.

Si se conviene en considerar como zonas ventosas aquellas en que la velocidad media del viento supera los 20 Km/h, éstas quedan limitadas a tres estrechas franjas litorales en los sectores de Finisterre, cabo de Creus y zona del Estrecho y a dos áreas más extensas en el interior, en el valle del Ebro y La Mancha.

En general, los vientos fuertes son poco frecuentes y salvo en las

zonas más ventosas señaladas, en el resto de la Península sólo aparecen acompañando a los ocasionales temporales, siendo entonces racheados y de duración relativamente corta, sólo sobrepasándose en raras ocasiones las 24 horas de duración.

Estas ráfagas de viento pueden superar la velocidad máxima instantánea de 100 Km/h en toda la Península, y acercarse a los 150 Km/h en muchos lugares. Aunque en la mayoría de las estaciones estos valores máximos se han registrado en el semestre invernal octubre-marzo, en Huesca, Logroño y Soria han ocurrido en agosto y en Zaragoza en julio, lo que pone de manifiesto la posibilidad de que violentas tormentas de verano puedan producir ocasionalmente vientos de intensidad equivalente a la de los más fuertes temporales de invierno.

6.4.- LAS PRECIPITACIONES

6.4.1.- TIPOS Y FRECUENCIA DE LAS PRECIPITACIONES

Se entiende por precipitación el conjunto de formas líquidas y sólidas que, procedentes de las nubes, llegan al suelo. Las tres formas principales las constituyen la lluvia, la nieve y el granizo, aunque existen otras formas, denominadas ocultas, como son el rocío, escarcha, niebla, etc.

Respecto a su origen dinámico, las precipitaciones pueden ser:

- **Precipitaciones convectivas**, que requieren una atmósfera inestable que favorezca la convección. Un ejemplo típico lo constituyen las procedentes de las tormentas, cuando siendo la humedad del aire lo suficientemente alta, el calentamiento diurno del suelo impulsa el desarrollo de fuertes corrientes ascendentes y de los correspondientes cúmulos y cúmulonimbos. Pero más importantes son, en la Península y también en Baleares y Canarias, aquellas precipitaciones en que el agente impulsor de las corrientes ascendentes se debe a la presencia

simultánea de una fuerte inestabilidad y de un campo de vientos que, en la atmósfera inferior, dan lugar a una convergencia horizontal de aire que, a su vez, provocan una ascendencia.

- **Precipitaciones frontales**, originadas principalmente por los frentes asociados, al desarrollo de las conocidas borrascas, que en el campo barométrico se manifiestan como centros de bajas presiones.
- **Precipitaciones orográficas**, en las que las ascencias provocadas por el relieve son determinantes. Las barreras de montañas opuestas a corrientes de aire húmedo, resultan muy efectivas a la hora de producir fuertes precipitaciones, siempre que la masa de aire sea inestable; de lo contrario, la corriente de aire preferirá sortear el obstáculo a remontarlo.

El factor orográfico tiene una gran importancia en la distribución de la cantidad de precipitación sobre la Península aunque, en sentido exacto, las lluvias estrictamente orográficas son más bien locales y poco cuantiosas. Lo que sucede es que, en las regiones montañosas, el factor orográfico intensifica notablemente las precipitaciones frontales, y en menor grado, también las convectivas.

Por lo que respecta a la frecuencia de las precipitaciones, el INM considera como "día de precipitación" aquel en que la cantidad caída en 24 horas, independiente de su forma, sea igual o mayor de 0,1 mm.

La fig. 20 representa la distribución sobre la Península del número medio anual de días con precipitación. Los valores oscilan entre los 160-180 de la vertiente cantábrica y Galicia hasta los menos de 20 días en áreas del SE. Como quiera que, descontando las áreas altas montañosas, en la mayor parte de la Península más del 90% de los días de precipitación lo son en forma de lluvia, el mapa da también una idea suficientemente aproximada de la distribución de la frecuencia de días de lluvia sobre la Península.

Naturalmente, el impacto en el clima de los días de

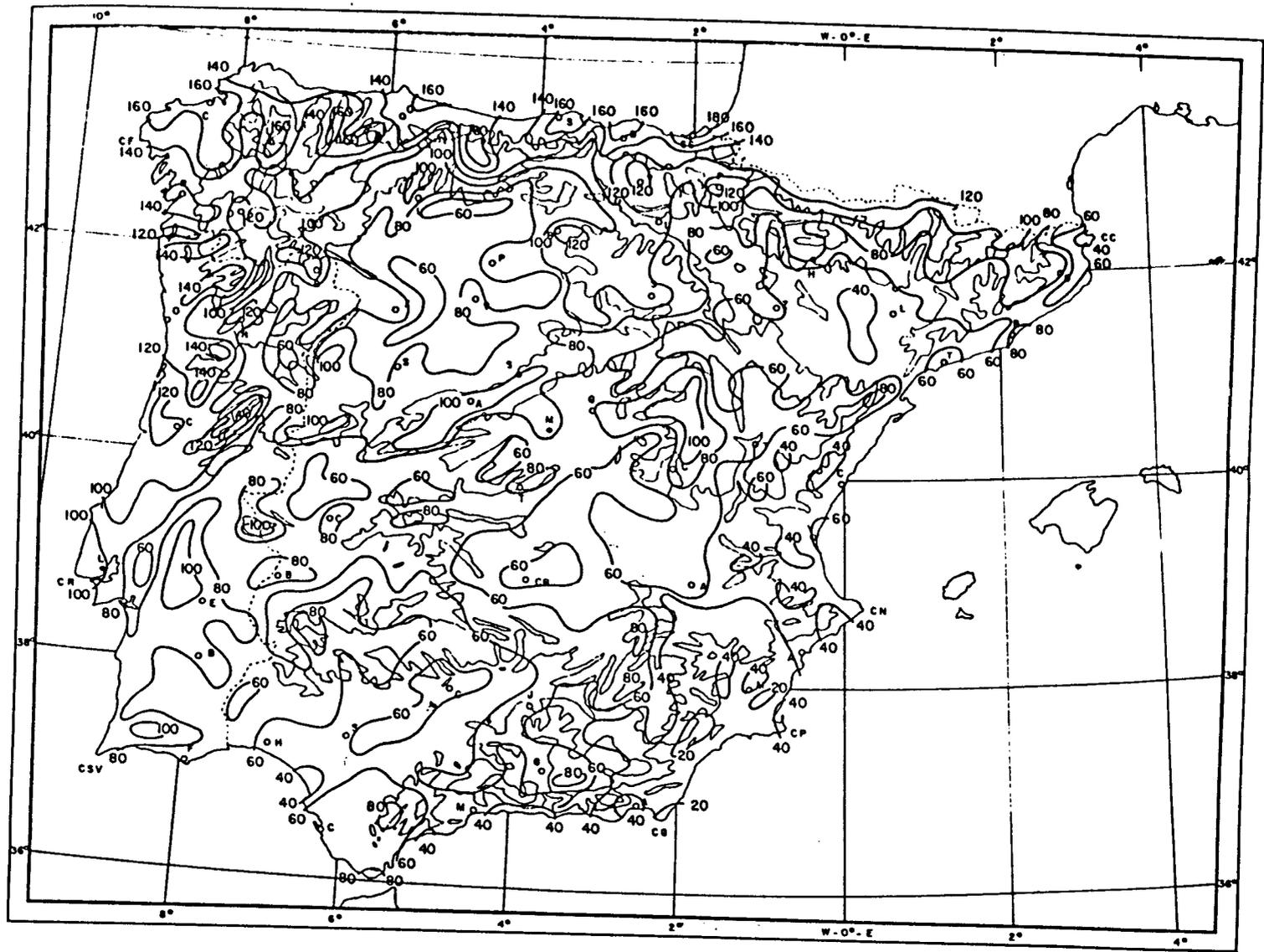


Fig. 20.- NUMERO MEDIO ANUAL DE DIAS CON PRECIPITACION $\geq 0,1$ mm (INM, 1983)

precipitaciones depende no sólo de su número sino también de la cantidad caída en las 24 horas. A este efecto, el INM conviene en considerar como "día de precipitación importante" cuando ésta cantidad iguala o supera los 10 mm. Su distribución sobre la Península se muestra en el mapa de la fig. 21, donde se aprecia como sus valores medios varían desde más de 60 días al año en áreas de Galicia, Cordillera Cantábrica y Pirineos a menos de 10 en el Sudeste. De un modo general puede decirse que el número de días de precipitación mayor o igual de 10 mm es del orden de una tercera parte del número correspondiente de días de precipitación mayor o igual a 0,1 mm.

6.4.2.- EL REGIMEN PLUVIOMÉTRICO PENINSULAR

La fig. 22 constituye el mapa de isoyetas medias anuales publicado por el INM en base a una observación estadística de 30 años. Las principales conclusiones que se derivan de su análisis son las siguientes:

- Si se promedian los valores a lo largo de los paralelos, la cantidad de precipitación aumenta de S a N de forma regular.
- Las precipitaciones son, en la vertiente atlántica, notablemente superiores a las de la mediterránea.
- En general, la cantidad aumenta con la altitud, de tal forma que el mapa pluviométrico refleja en cierta medida el orográfico.
- En las depresiones orográficas, a sotavento de los vientos húmedos, las cantidades son relativamente inferiores.
- La isoyeta de 700 mm puede tomarse, con bastante aproximación, como la línea fronteriza entre la Iberia húmeda y la de veranos secos, aunque dentro de esta última aparezcan núcleos importantes con cantidades superiores a los 700 mm.
- Los núcleos más importantes, con más de 2.000 mm, aparecen localizados

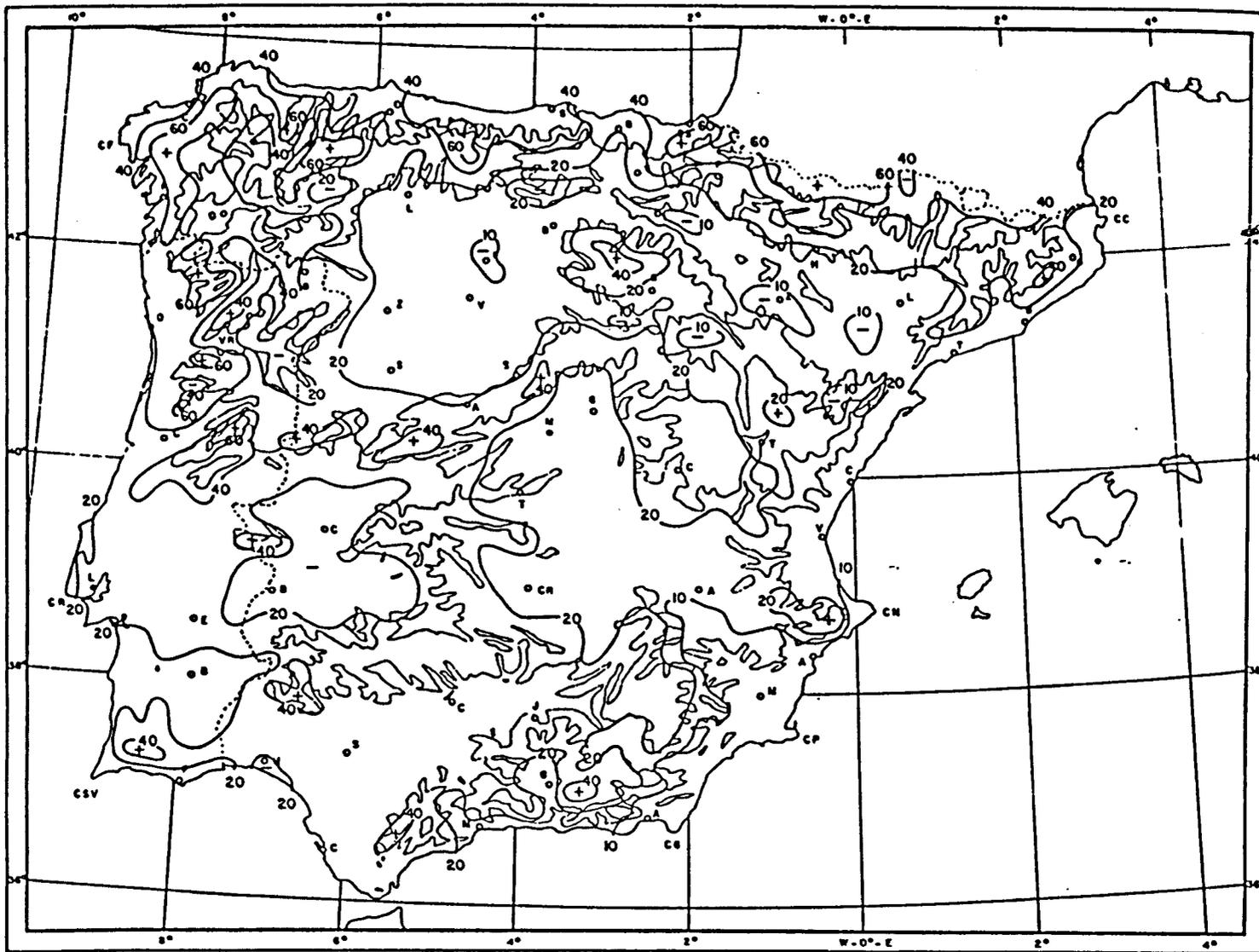


Fig. 21.- NUMERO MEDIO ANUAL DE DIAS CON PRECIPITACION \geq 10 mm (INM, 1983)

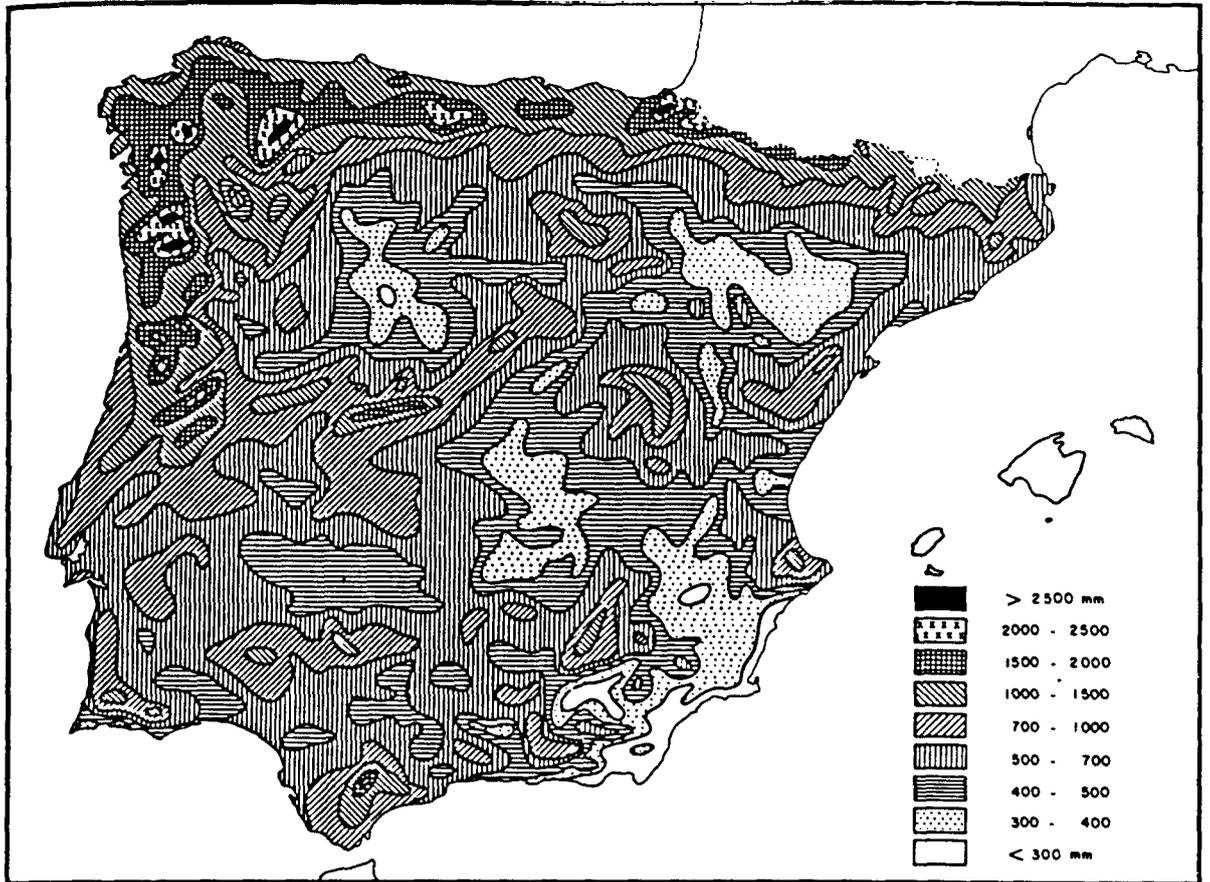


Fig. 22.- MAPA PLUVIOMETRICO ANUAL MEDIO DE LA PENINSULA (I.N.M., 1983)

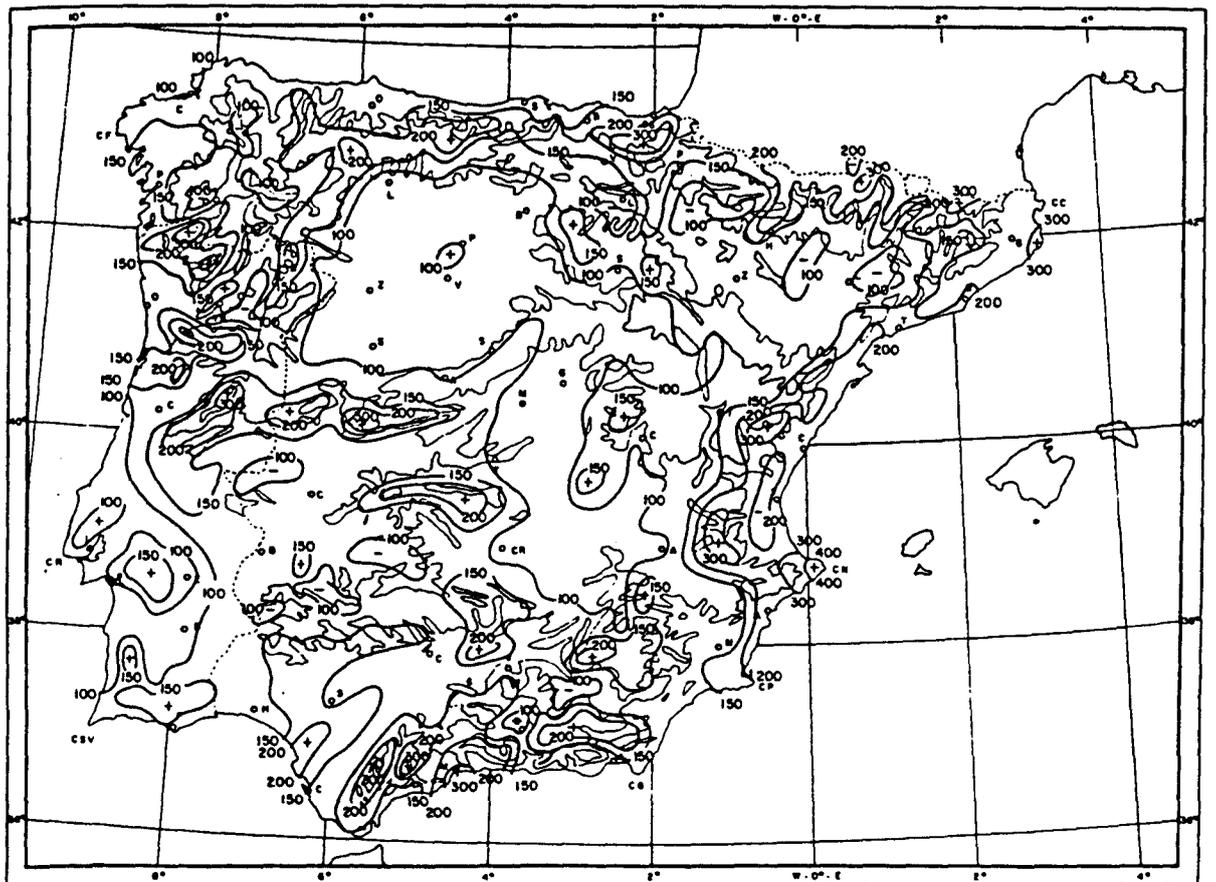


Fig. 23.- PRECIPITACIONES MAXIMAS ABSOLUTAS EN 24 HORAS (I.N.M., 1983)

en Galicia, Norte de Portugal, Cordillera Cantábrica y Sistema Central. también en la Sierra de la Estrella y en la de Urbión, al norte de Algeciras, se definen núcleos pequeños. En áreas limitadas dentro de los núcleos de máxima pluviosidad, posiblemente se superen los 3.000 mm aunque la escasez de datos fidedignos dificulta su identificación.

- El área más seca de la Península, con totales anuales inferiores a 300 mm, aparece en el Sudeste, sobre todo en el litoral donde en ciertas áreas no se alcanzan los 200 mm. El Cabo de Gata, con una media de 130 mm, constituye el mínimo absoluto pluviométrico de toda España.

La comparación entre las cantidades medias anuales correspondientes, respectivamente, a los lugares más secos y más lluviosos de la Península, muestran la proporción de 1 a 25, lo que constituye una característica sobresaliente de su complicado régimen de precipitaciones.

Del mismo modo, la irregularidad pluviométrica peninsular se manifiesta en el mapa de precipitaciones máximas absolutas en 24 horas (fig. 23).:

- Las áreas con valores inferiores a los 100 mm comprenden fundamentalmente la mayor parte de la cuenca del Duero, las cuencas altas del Tago y Guadiana y núcleos aislados de la cuenca del Ebro.
- Valores superiores a los 200 mm se han registrado en la mayoría de los sistemas montañosos, en el País Vasco, cuenca alta del Guadalquivir, en la mayor parte de la zona litoral mediterránea y en el noreste de Cataluña.
- Los núcleos máximos, con cantidades superiores a los 300 mm, se sitúan en la vertiente mediterránea, Pirineos, Guipúzcoa, Norte de Portugal, Sierra de la Estrella, Sierra de Gredos y Serranía de Ronda.
- Los valores máximos registrados oscilan alrededor de 350 mm, aunque en distintos puntos de la vertiente mediterránea se han superado los

400 mm, siendo posible que cantidades de este orden también se den en áreas limitadas de las zonas montañosas, donde no se dispone de datos pluviométricos.

- Los altos valores que con relativa frecuencia se registran en la vertiente mediterránea son un exponente fiel de carácter torrencial de los temporales de lluvia que con violencia inusitada pueden afectar a diversas áreas de las montañas, e incluso de las tierras bajas del litoral, cuya extensión suele queda comprendida entre 2.000 y 5.000 Km².

La complejidad en la distribución de las precipitaciones pone por sí sola en evidencia la pluralidad de regímenes pluviométricos que existe en la Península, caracterizada fundamentalmente por la diversidad en el ritmo anual de la cantidad de precipitación y en la duración e intensidad de estiaje.

La variabilidad en el ritmo anual queda claramente de manifiesto en el mapa de la fig. 24, que muestra como se distribuyen sobre la Península las estaciones de máxima cantidad media de precipitación. Se advierte cómo en la mitad suroccidental y en el norte, el invierno es la estación más lluviosa, mientras que en la región mediterránea, salvo la costa sur, lo es el otoño. Un hecho interesante e incluso sorprendente, es la presencia de dos núcleos, uno en los Pirineos Orientales y otro en el Sistema Ibérico, donde en el verano es cuando más llueve, debido en gran parte a la frecuencia de las tormentas. También se ha creído interesante señalar, punteándolas, aquellas áreas donde el invierno es la estación más seca. Si en lugar de referirnos a la cantidad estacional hubiésemos indicado aquellos lugares donde el mes más seco del año corresponde a uno del trimestre invernal, las áreas punteadas se nos presentarían notablemente más extensas.

En el mapa de la fig. 25, se delimitan las distintas áreas peninsulares según el grado de pluviosidad del verano. En toda la mitad sur de la Península los veranos son muy secos, siendo simplemente secos en una gran parte de la mitad norte. Dentro de las áreas con veranos

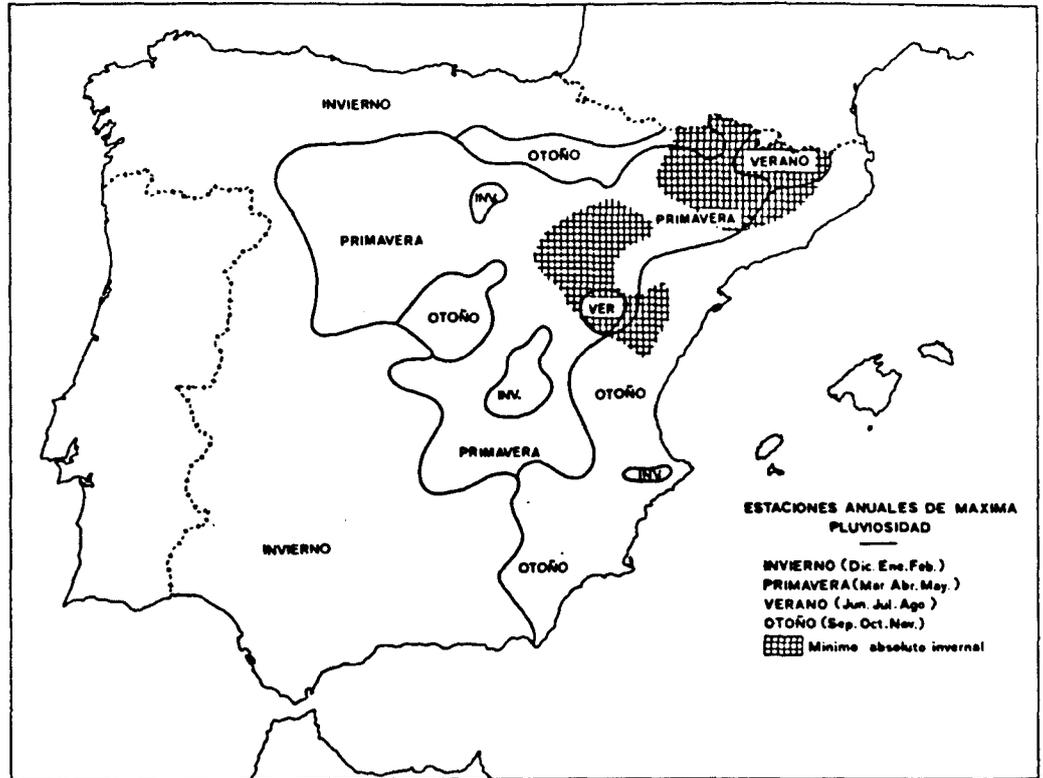


Fig. 24.- ESTACIONES ANUALES DE MAXIMA PLUVIOSIDAD (I.N.M., 1983)

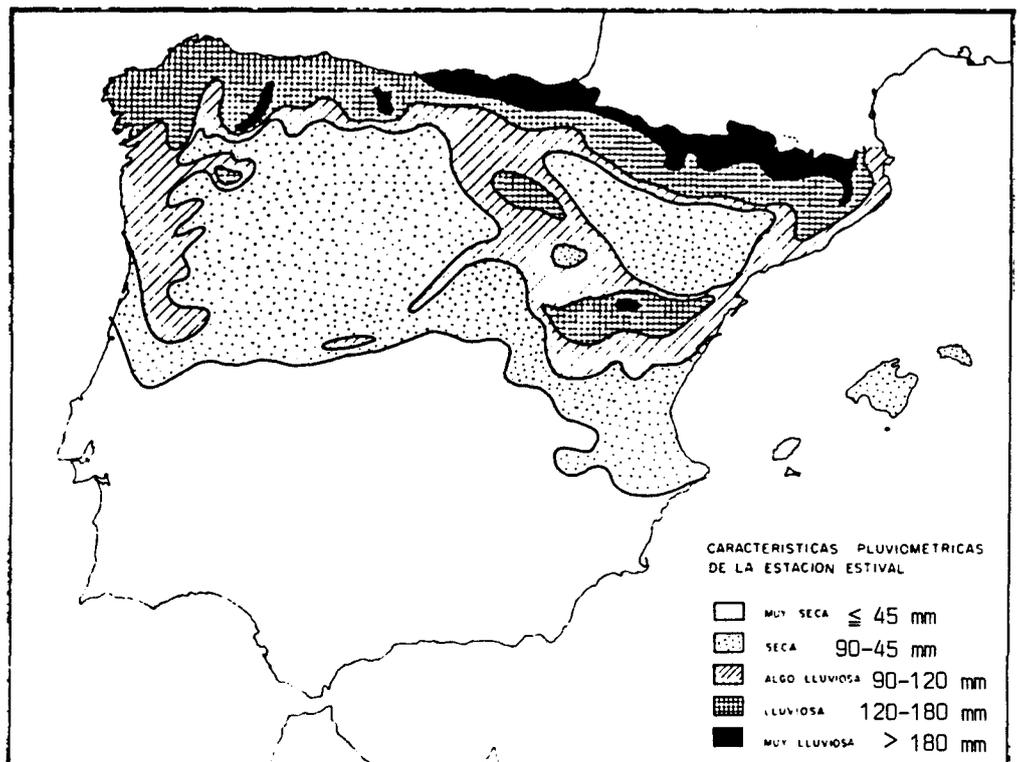


Fig. 25.- CARACTERISTICAS PLUVIOMETRICAS DE LA ESTACION ESTIVAL (I.N.M., 1983)

lluviosos o muy lluviosos son notorias por su baja latitud, las que se definen en el Sistema Ibérico, lo cual es un claro exponente de la importancia de las lluvias convectivas en dichas áreas.

6.4.3.- LAS TORMENTAS

Las tormentas son la manifestación de una violenta forma de convección atmosférica que se hace visible por el desarrollo de grandes nubes cumuliformes que llegan a alcanzar extraordinarias extensiones verticales, en la que inusitados movimientos convectivos en su interior constituyen su mecanismo más significativo.

La circulación convectiva de una tormenta es compleja, estando constituidas por varias células, aunque no siempre es posible identificar las nubes correspondientes a cada una de ellas, siendo frecuente que el sistema nuboso se manifieste aparentemente como un solo cumulonimbo patente. La superficie cubierta por una tormenta depende en gran parte del número de células que la componen; en general está comprendida entre 50 y 500 kilómetros cuadrados.

Lo reducido de las dimensiones horizontales de la tormenta le dan el carácter de perturbación local en contraste con las borrascas, cuyos radios de acción pueden sobrepasar los 1.000 Km, lo que permite que su presencia se haga evidente en los mapas sinópticos del tiempo, cosa que no ocurre con las tormentas, aunque sí sean identificables en las fotografías de los satélites meteorológicos. El hecho de que el ciclo vital de las tormentas dure de 1 a 2 horas acentúa su carácter local.

Las tormentas se clasifican en tres grupos distintos determinados por las causas que las originan:

- a) **Tormentas de calor**, producidas por células ascendentes de aire húmedo excesivamente calentado, razón por la cual son más frecuentes en las horas siguientes a las de más calor.

- b) **Tormentas orográficas**, en que el factor orográfico juega un papel primordial en desencadenar los movimientos convectivos en una masa de aire muy húmeda e inestable.
- c) **Tormentas frontales**, que se presentan asociadas con frentes fríos, y que tienen un carácter más general ya que en lugar de presentarse aisladamente, lo hacen en familia a lo largo de las llamadas líneas de turbonadas que pueden extenderse sobre centenares de kilómetros.

A pesar de su entidad local, las tormentas pueden dar lugar a importantes anomalías isotópicas motivadas por los potentes y rápidos procesos de evaporación que tienen lugar, pudiendo llegar a distorsionar determinados resultados interpretativos si no se tiene en cuenta su existencia.

La distribución estacional y geográfica de las tormentas es muy variable:

- Los núcleos con más de 30 días/año de tormentas se sitúan en los Pirineos, Sistema Ibérico y Sierra de Gredos, mientras que los menos tormentosos, donde no se alcanzan los 5 días/año, tienen su mayor preponderancia en el litoral atlántico y mediterráneo, al sur de los 41° de latitud (costas de Tarragona) (fig. 26).
- En la vertiente atlántica, con excepción de la cuenca alta del Duero, la frecuencia de las tormentas de verano es, en general, muy pequeña, mientras que en la mayor parte de la vertiente mediterránea el número de días de tormenta durante el trimestre estival es del orden del 50% del total anual (fig. 27).
- En invierno la situación cambia radicalmente siendo las tormentas, en general, muy poco frecuentes: menos de un día en el trimestre en la mayor parte de la Península. Las máximas frecuencias se presentan en el litoral cantábrico y mitad norte del atlántico, donde localmente se superan los 5 días.
- En primavera y otoño, se observa un menor contraste en la distribución

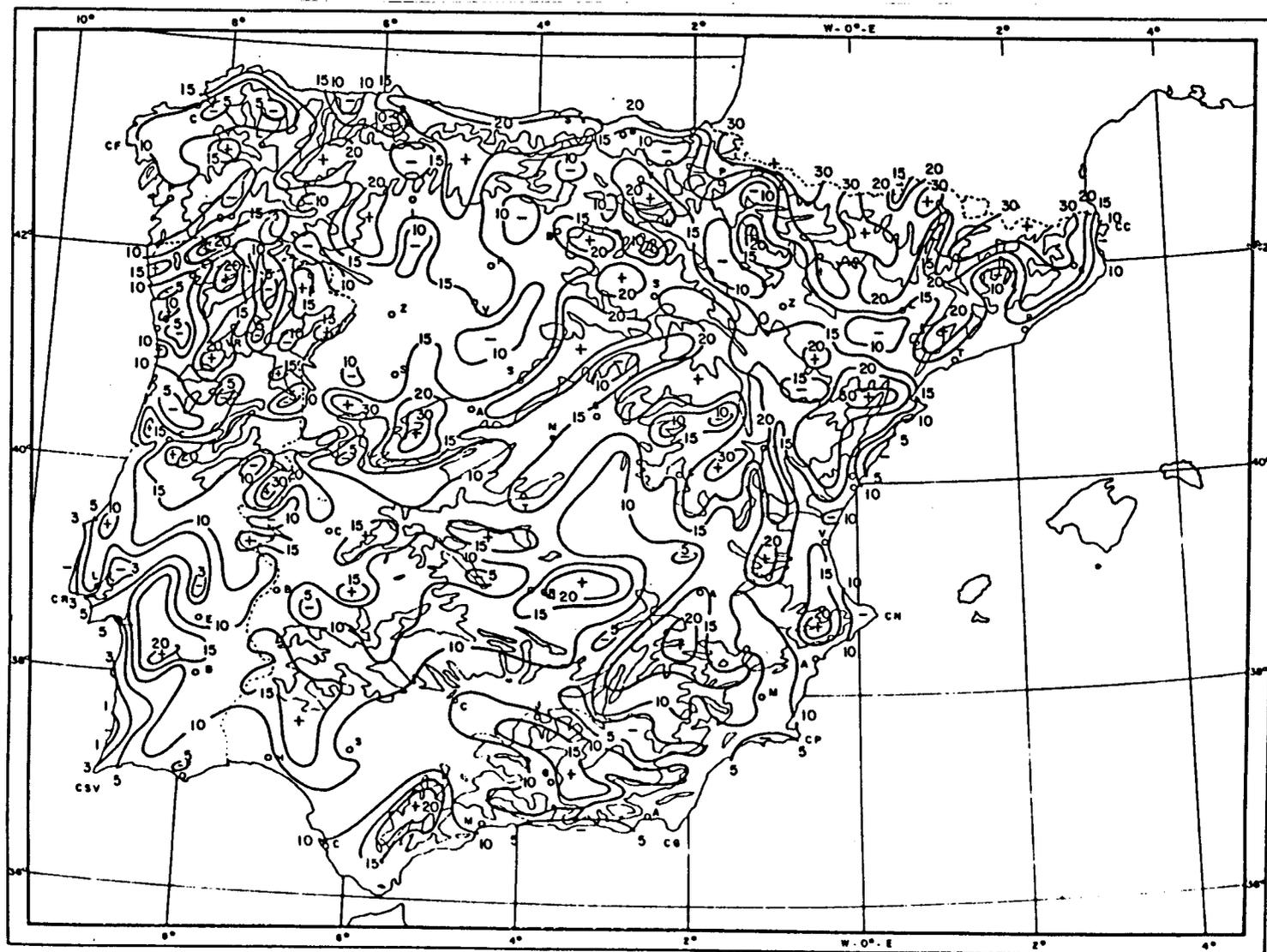


Fig. 26.- NUMERO MEDIO ANUAL DE DIAS DE TORMENTA (I.N.M., 1983)

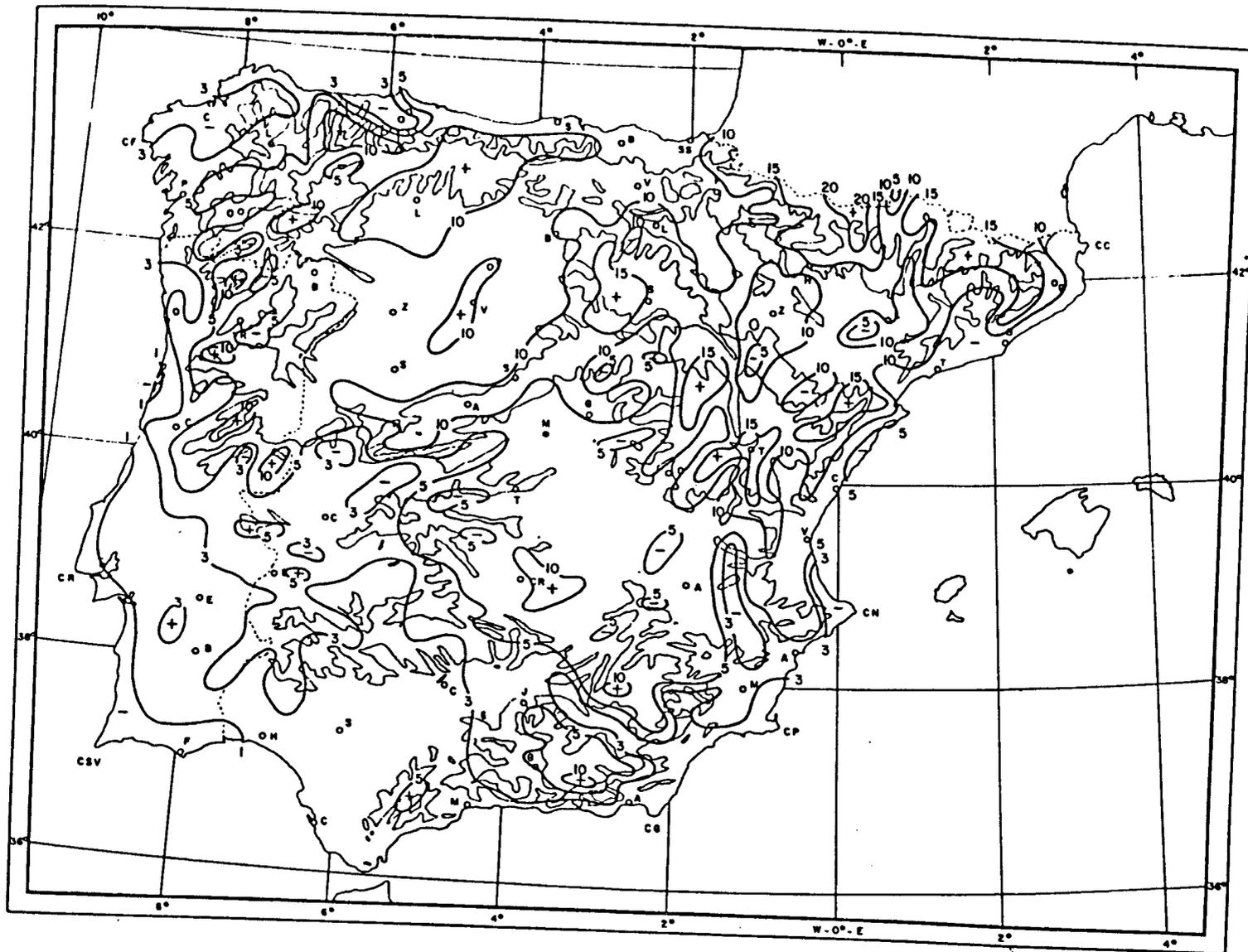


Fig. 27.- NUMERO MEDIO ESTIVAL DE DIAS DE TORMENTA (I.N.M., 1983)

del número de días de tormenta el cual, para ambas estaciones, queda en general comprendida entre 1 y 5, aunque núcleos con más de 5 días se presentan aproximadamente coincidentes con las posiciones de los máximos que observamos en el mapa anual.

- En esta variación anual de la frecuencia de tormentas juega un papel determinante el origen del fenómeno. Así, la gran mayoría de las que tienen lugar durante el trimestre estival son tormentas de calor; de ahí que popularmente también se les llama tormentas de verano. Las tormentas frontales en verano quedan prácticamente limitadas a las áreas lluviosas septentrionales. En las estaciones intermedias, la distribución entre tormentas de calor y frontales es menos clara, ya que, en general, las causas que las originan se dan con frecuencias similares.

- El número medio de tormentas por año que se desarrollan sobre la Península es del orden de 10.000, de las cuales 5.000 tienen lugar en verano, 2.500 en primavera, 2.000 en otoño y 500 en invierno. De los 365 días del año, en más de 250 se producen tormentas en alguno o varios lugares de la Península.

7.- CLIMATOLOGÍA DINÁMICA, SITUACIONES

ATMOSFÉRICAS TIPO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

7.1.- EL CONCEPTO DE MASA DE AIRE

Se entiende por masa de aire a un gran cuerpo de aire en movimiento diferenciado de otros por sus propiedades físicas. Como ya se expuso en el apartado 5.2., las masas son de estructura celular y tienen tendencia a separarse dinámicamente. Así por ejemplo, a latitudes medias, la masa de aire frío de origen polar tiende a separarse de la caliente de origen subtropical. También contribuye a esta separación la distribución de las superficies oceánicas y continentales dado su diferente comportamiento térmico.

Para que la naturaleza de una superficie delimitada influya sustancialmente en las características físicas de la masa de aire subyacente, es necesario que sea muy extensa y que mantenga cierto grado de uniformidad, principalmente bajo el punto de vista térmico, así como que la masa de aire permanezca estacionaria durante cierto tiempo. Aquellas partes de la superficie terrestre donde se dan tales circunstancias, se las denomina regiones fuentes de masas de aire.

Durante su permanencia de días o semanas sobre la región fuente, las propiedades físicas del aire son condicionadas desde la superficie, volviéndose frío o caliente, seco o húmedo, turbio o transparente, al principio en la base y luego en altura en virtud principalmente de los movimientos verticales. Cuando, al final, estas masas de aire entran en movimiento y empiezan a viajar se llevan con ellas sus cualidades adquiridas y, a pesar de las lógicas modificaciones durante su recorrido, pueden conservar sus peculiaridades a miles de kilómetros de distancia de su lugar de origen. Este efecto importador de las masas de aire es lo que condiciona su importancia meteorológica y por tanto también isotópica.

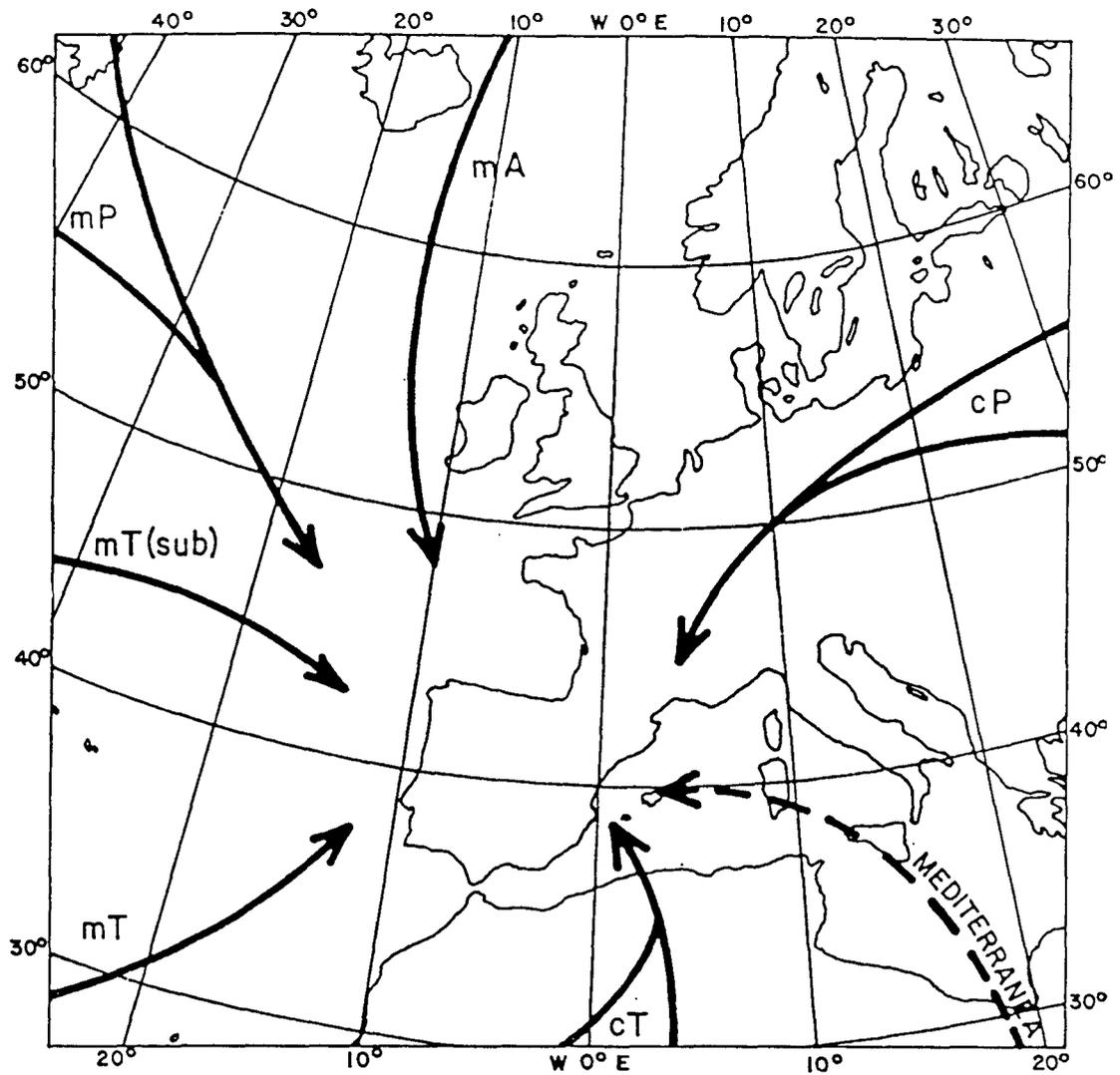
7.2.- MASAS DE AIRE QUE AFECTAN A LA PENÍNSULA

Las masas de aire más importantes que invaden la Península son las reseñadas en la fig. 28.

Los indicativos que se emplean corresponden a la nomenclatura internacional, en la que las letras minúsculas indican su origen (m = marítima y c = continental) y las mayúsculas su carácter térmico (T = tropical, P = polar y A = ártica).

Las masas mP y mA apenas se distinguen en su origen de la cP, dada la misma naturaleza de los suelos de sus regiones fuente, que al estar en su mayor parte constituidas por coberturas de hielo y nieve hacen que la distinción entre continental y marítima pierda significado. El carácter marítimo de las masas mP y mA lo adquieren en su largo recorrido sobre el océano antes de alcanzar nuestras latitudes.

- La **masa mP** (marítima polar), aunque tiene su máxima frecuencia en invierno, puede visitarnos en cualquier época del año, incluso en verano, pero entonces llega tan atemperada por su largo recorrido sobre el tibio océano que puede resultar extraño calificarla de polar. Durante este recorrido y a medida que desciende de latitud, se va calentando por su base y enriqueciéndose en vapor de agua; de ahí que cuando alcanza la Península se haya hecho muy inestable, adquiriendo las condiciones propicias para que se desarrollen en su seno fenómenos convectivos, nubes cumuliformes y chubascos.
- La **masa mA** (marítima ártica) se nos presenta prácticamente sólo en invierno y al principio de la primavera, con características similares a la mP, aunque generalmente más fría y menos húmeda, correspondiendo a sus irrupciones más intensas las olas de frío de origen marítimo.
- La **masa cP** (continental polar), típicamente invernal, se origina en el anticiclón ruso-siberiano y tiene su mayor frecuencia en el trimestre diciembre-febrero. Es normalmente muy fría y seca y responsable, cuando alcanza su mayor intensidad, de las olas de frío de origen continental.



Masas de aire que afectan a la Península

Naturaleza	Origen	Indicativo	Meses en que son más frecuentes
Masas frías			
— Marítimas	Océano Artico	mA	Invierno y abril
	Groelandia, Norte del Canadá	mP	Invierno y ocasionalmente en resto del año.
— Continentales	Rusia, Siberia	cP	Febrero, diciembre, enero.
Masas cálidas			
— Marítimas	Atlántico subtropical	mT (sub.)	Verano y ocasionalmente en el resto del año.
	Atlántico tropical	mT	Otoño, invierno y, ocasio- nalmente primavera.
— Continentales	Norte de Africa	cT	Verano, y menos definida en el resto del año.

Fig. 28

Ocasionalmente, cuando la masa fría es de poco espesor, fluyen sobre ella vientos procedentes del Mediterráneo, cargados de humedad, que ocasionan copiosas nevadas sobre la Península.

- La **masa mT** (**marítima tropical**), tiene siempre su lugar de origen en el Atlántico aunque las coordenadas geográficas de su región fuente pueden variar notablemente. Por este motivo se establece una subdivisión con arreglo a la latitud, reservando la denominación de "marítimo tropical mT" cuando los vientos son de componente sur y empleando la de "marítimo subtropical mT(sub)" cuando tienen una componente del norte o soplan claramente del oeste.

Aunque ambas masas tengan en común su templanza y notable contenido de humedad, su estabilidad puede variar mucho, así como también el aspecto del cielo y demás características del tiempo que las acompañan. Una situación de Poniente (mT (sub)) origina en las distintas regiones peninsulares una clase de tiempo muy distinto, e incluso en ciertas regiones contrapuesto, al producido por una situación del Suroeste (mT), debido a que la compleja orografía peninsular hace que las condiciones de exposición a la masa invasora, varíen mucho en ciertas regiones según sea la dirección de los vientos dominantes.

La masa propiamente tropical, con vientos del SW, es típica de la mitad invernal del año, mientras que la subtropical se presenta en cualquier época del año.

- La **masa cT** (**continental tropical**) aunque puede presentarse en cualquier época del año, es en verano cuando se manifiesta mejor definida por sus características: gran sequedad, muy caliente y calmosa. En cambio, en el resto del año, las masas de aire que irrumpen sobre la Península procedentes del Norte de Africa raramente han nacido en este continente sino que, procedentes del Atlántico, no han permanecido el tiempo suficiente para adquirir carácter continental.

Otra circunstancia que debe tenerse en cuenta es el tiempo que la masa T haya podido permanecer sobre el Mediterráneo antes de alcanzar la Península, según sean su trayectoria y velocidad de traslación, pues

de ello depende en gran parte su enriquecimiento en vapor de agua y su correspondiente repercusión en el tiempo atmosférico que ocasione en nuestro País. Cuando este enriquecimiento es importante, es lícito referirse a ella como **masa mediterránea**, sobre todo en aquellos casos de largo recorrido sobre el mar, tal como indica la trayectoria a trazos de la fig. 28.

El comportamiento de las distintas masas de aire al penetrar en la Península está, lógicamente, muy influenciado por el relieve, de forma que los efectos de la altitud, exposición y foehn desempeñan un papel determinante en las características que asume el tiempo atmosférico en las diferentes regiones climáticas de la Península.

La mayor actividad y variabilidad atmosférica durante el invierno y la mayor parte de la primavera y del otoño, hacen que durante esta época del año sea la Península lugar de encuentro de todas las masas reseñadas en forma tan irregular que, prácticamente, no resulte posible establecer un orden de prioridad relativo a su influencia sobre el clima. No obstante, las mP y mT son las más frecuentes, siguiéndolas las cP y mA y, en último lugar, las cT. Además de estas masas exteriores, en pleno invierno hace acto de presencia una autóctona de carácter frío y continental, que en enero predomina normalmente sobre las demás aunque en algunos años llegue a faltar por completo.

En verano la situación cambia radicalmente dado el tremendo contraste dinámico entre el invierno y el verano peninsular. La mayor uniformidad y estabilidad del tiempo estival se traduce en que toda la Península, salvo la periferia cantábrica y atlántica noroccidental y occidental, se encuentra bajo el predominio de la masa cT. Este hecho no es debido sólo a la frecuencia de las irrupciones de aire sahariano, sino que la propia Península, al estar defendida de la influencia de la masa de aire oceánico que circula alrededor del anticiclón de las Azores por los sistemas orográficos cantábrico, pirenaico y lusitano, se encuentra en una situación inmejorable para desempeñar su papel de minicontinente y generar su propia masa de aire cálido y continental. Esta masa, de un modo general, se confunde con la norafricana sin solución de continuidad ya

que, incluso el mar Mediterráneo no es lo suficientemente extenso para hacer que la masa de aire que yace sobre él pierda por completo su carácter continental. De ahí el contraste entre las condiciones climáticas de la periferia oceánica y mediterránea, siendo el carácter marítimo de esta última notablemente menos acusado.

En síntesis, durante el trimestre estival (julio-septiembre) predominan simultáneamente sobre la Península las masas mT(sub) y cT, quedando la primera limitada a la periferia oceánica septentrional, noroccidental y occidental y ocupando la segunda el resto de la superficie peninsular, de mucha mayor extensión.

7.3.- EL VORTICE CIRCUMPOLAR Y SUS EFECTOS EN EL CLIMA PENINSULAR

Como ya se refirió en el apartado 5.2., en las latitudes medias los vientos generales del Oeste predominan en toda la troposfera. Esta actividad se hace más patente a medida que aumenta la altura, de forma que en el hemisferio norte queda claramente expuesta a partir de aproximadamente los 3.000 m en los mapas de valores medios, entre los paralelos 30° y 60°, definiendo una circulación cerrada alrededor del polo, a la que se le suele denominar vórtice circumpolar. Esta circulación, conjuntamente con su homóloga y más intensa del hemisferio sur, constituyen la característica más sobresaliente del mecanismo de la circulación general del Oeste (fig. 29).

En invierno, esta actividad es notablemente más intensa que en verano; además, en invierno se extiende hasta latitudes tropicales, mientras que en verano sólo alcanza los 35°. Este modelo de circulación se mantiene a altitudes superiores hasta cerca de la estratosfera, siendo tanto más intensa cuanto mayor sea la altura.

A altitudes comprendidas entre 9.000 y 15.000 metros, es donde se observan las máximas velocidades que en invierno llegan a ser de hasta 500 Km/h, en casos extremos. Se concentran en bandas estrechas, de algunos

kilómetros de longitud a las que se las conoce como **corrientes en chorro**, aunque se parezcan muy poco a lo que en el lenguaje vulgar se entiende por chorro habida cuenta que la relación entre su espesor y anchura es del orden de 1 a 100. La corriente en chorro suele distinguirse claramente en los mapas a horas fijas de la topografía de la superficie de 300 mb, pero no así en los climatológicos de valores medios ya que sus situaciones y características son muy variables en el espacio y en el tiempo.

El vórtice circumpolar está sujeto a una variación cíclica, pasando desde una situación parecida a la que indica en la fig. 29 en la que la circulación corre esencialmente a lo largo de los paralelos con pequeñas ondulaciones, hasta otra en que estas ondulaciones se desarrollan en tan grandes meandros que la circulación a lo largo de los meridianos se hace predominante, siendo frecuente que los meandros terminen por cerrarse formando depresiones frías a bajas latitudes y anticiclones calientes a altas. Estas situaciones se mueven lentamente o son estacionarias, tardando cierto tiempo en desaparecer a medida que se restablece la fase inicial de circulación a lo largo de los paralelos, con lo cual se cierra el ciclo. La duración de los ciclos oscila entre 3 y 8 semanas.

El vórtice circumpolar experimenta una concentración y expansión estacionales en respuesta a la oscilación cíclica anual descrita en el apartado 5.3., de forma que el eje de la corriente general del Oeste -zona de vientos **máximos**- se desplaza unos cuantos grados hacia el Ecuador en invierno y hacia el Polo en verano. Pero, además de esta variación regular, también experimenta otras contracciones y expansiones irregulares de manera que en cualquier mes del año puede ocurrir que durante cierto período de tiempo el eje de la corriente se presente desplazado hacia el norte o hacia el sur de su posición media.

La fig. 30 representa los tres tipos **más** frecuentes de variación del vórtice circumpolar indicado mediante la línea de flujo de vientos **máximos**. La línea continua de trazo grueso corresponde a la fase inicial del ciclo descrito antes, y las otras a dos tipos distintos de la fase final en que las ondulaciones de flujo se han desarrollado en grandes meandros. A la circulación correspondiente al primer tipo, con predominio

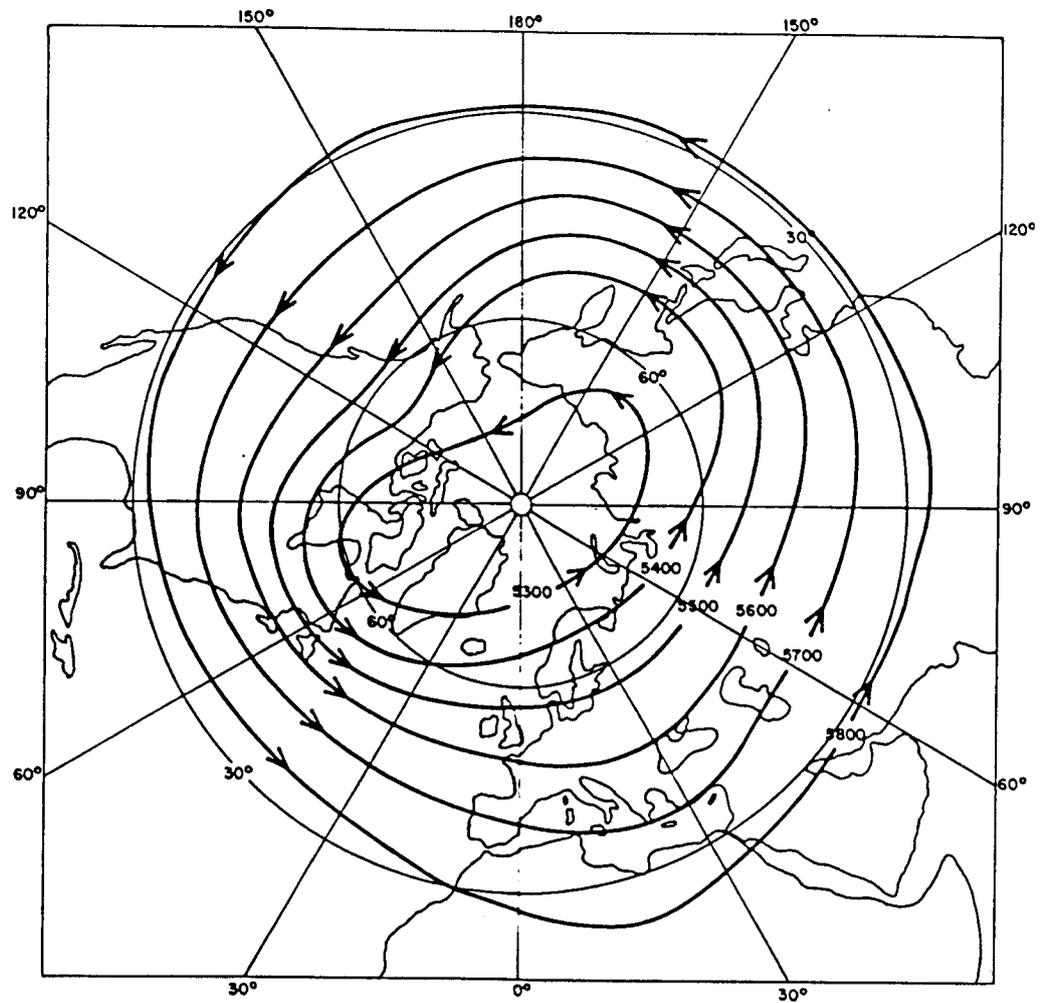


Fig. 29.- EL VORTICE CIRCUMPOLAR (altura media de 500 mb)
(U.K. Meteorological Office, 1983)

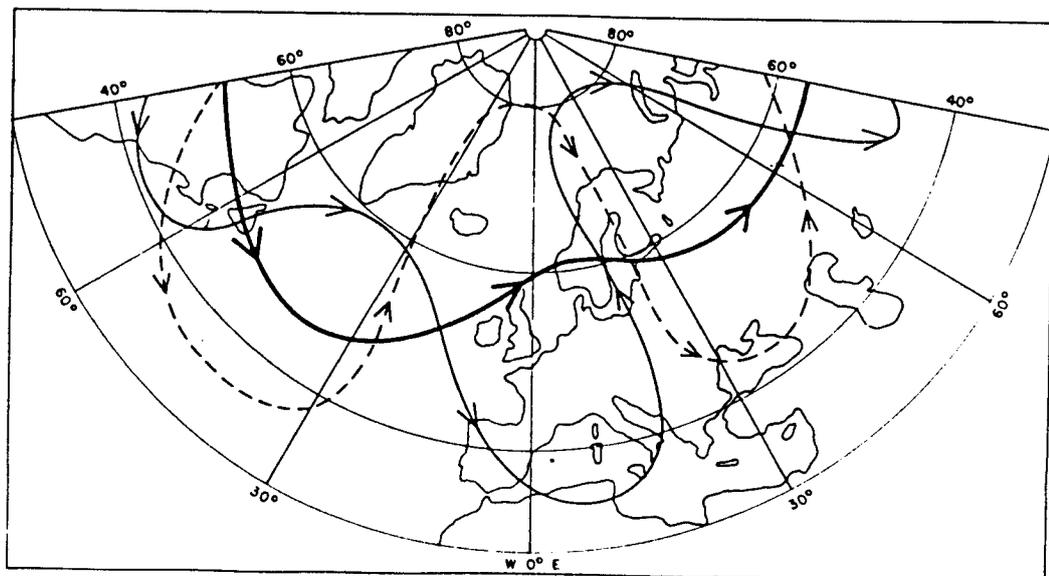


Fig. 30.- VARIACIOENS DEL VORTICE CIRCUMPOLAR (Font Tullot, 1983)

de la componente Oeste del viento, se le suele denominar **circulación zonal**, mientras que las pertenecientes a los otros dos se las conoce como **circulación meridiana**, dado el predominio que en ambos casos tienen las componentes Norte y Sur.

Cuando se da una circulación zonal, los mapas sinópticos de superficie suelen mostrar una sucesión de depresiones y anticiclones de rápida evolución en el lado sur del eje de flujo. Cuando la localización de este eje es normal, las depresiones o borrascas sólo afectan generalmente al noroeste y norte de la Península, pero si a causa de la expansión del vórtice se sitúa a latitudes más meridionales, suele ocurrir que al menos toda la vertiente atlántica de la Península quede sujeta a la influencia de las borrascas que penetran por el Oeste, dando lugar ocasionalmente a largos periodos de lluvia. Por el contrario, la contracción del vórtice va acompañada del desplazamiento de las borrascas a latitudes más altas, lo que repercute en un predominio del tiempo seco.

Bajo situaciones de circulación meridiana las condiciones atmosféricas reinantes sobre la Península son muy distintas; prácticamente opuestas de tratarse de uno u otro de los dos tipos indicados en la fig. 30. En el caso de que sea el señalado por la línea continua de trazo fino, la presencia de aire polar frío a altos niveles sobre el Mediterráneo crea una situación de fuerte inestabilidad que juega un papel primordial en la génesis de las perturbaciones atmosféricas características de dicha región. Por el contrario, cuando el tipo es el indicado por la línea discontinua el desplazamiento hacia latitudes altas de aire subtropical genera una gran estabilidad, siendo las condiciones propicias para el desarrollo de extensos anticiclones estacionarios, con la consecuente persistencia del tiempo seco en la Península.

7.4.- TIPOS DE TIEMPO EN LA PENÍNSULA

Según la definición internacionalmente aceptada, por tipo de tiempo se entiende la distribución particular de los sistemas de presión y

de las masas de aire sobre una región geográfica especificada, asociados con típicas características generales del tiempo atmosférico.

La identificación de los tipos de tiempo no es tarea fácil, habida cuenta que la complejidad y variabilidad inherentes a la propia naturaleza de la circulación general atmosférica hace que las distribuciones de los sistemas de presión sobre un área determinada no se repitan exactamente; distribuciones parecidas aparecen, con mayor o menor regularidad, en los mapas sinópticos de situaciones reales, pero nunca son idénticos. Además, en áreas con condiciones climáticas tan complejas como la Península puede ocurrir que a distribuciones aparentemente similares correspondan distintas características del tiempo. En consecuencia, cualquiera que sea el criterio que se siga en la identificación de los tipos de tiempo siempre habrá cierto grado de subjetividad, lo que impide la aceptación de un criterio único.

En el apartado precedente se ha explicado la dependencia de las características generales del tiempo atmosférico en la Península respecto al estado de la circulación general, el cual, en sus aspectos más destacados, queda identificado por las variaciones del vórtice circumpolar. Esta realidad es la que lleva a clasificar los tipos de tiempo en función de tales variaciones.

La primera división, se basa en la contracción y expansión del vórtice, lo que nos permite definir tres grupos principales de acuerdo con la clave:

- I. Circulación superior del Oeste a latitudes normales.
- II. Circulación superior del Oeste a latitudes altas.
- III. Circulación superior del Oeste a latitudes bajas.

La segunda división, determinada por el grado de ondulación del vórtice, se aplica especialmente al grupo I, dentro del cual se distinguen tres subgrupos según la clave:

- Z. Circulación zonal.
- M. Circulación meridiana.
- D. Depresión fría desprendida del vórtice (gota fría).

Dentro de esta división en grupos y subgrupos, el INM identifica 23 tipos de tiempo, correspondientes a situaciones meteorológicas que se mantienen en sus rasgos generales durante tres o más días (tabla 1).

En el Anexo 1 se incluye la descripción de cada tipo de tiempo acompañada de los correspondientes mapas sinópticos de superficie y altura (500 mb) de situaciones reales en fechas determinadas. Creemos que constituye un dato práctico en el manejo de la futura red de control isotópico, dado que ante cualquier resultado analítico aparentemente no coherente, siempre pueden consultarse en el INM los mapas del tiempo correspondientes a ese día, buscar su equivalente en el Anexo 1 y de este modo conocer cuáles eran las masas de aire dominantes para tratar de ver si el resultado isotópico anómalo se corresponde a alguna situación meteorológica determinada.

7.5.- ANOMALÍAS EN EL REGIMEN DE PRECIPITACIONES

Por su especial incidencia en el muestreo isotópico, conviene llevar a cabo un breve estudio del origen de las precipitaciones anómalas en la Península.

Las anomalías en la pluviosidad constituye el factor más importante en la diferenciación de las características del tiempo de un período determinado -generalmente mes, estación, año- con respecto a las características climatológicas normales del período en cuestión, y se refieren tanto a los períodos de sequía como de precipitaciones intensas.

Las causas de las sequías radican en la propia naturaleza de la circulación general de la atmósfera, cuya variabilidad congénita se hace sentir más en aquellas regiones geográficas que, al igual que la Península

TABLA 1

Tipos de tiempo			
Indicativo	Señas	Masas de aire dominantes	Meses de mayor frecuencia
1.I.Z	Altas presiones en el Atlántico subtropical	mT (sub)	E.F.Mr.D.
2.I.Z	Anticiclón subtropical atlántico	mP	E.F.Mr.D.
3.I.Z	Anticiclón atlántico-mediterráneo	mT (sub)	Mr.Ab.My.
4.I.Z.i	Anticiclón peninsular	Ibérica fría	E.D.
5.I.Z.e	Anticiclón de las Azores y depresión térmica peninsular.	cT, mT (sub)	Jl.Ag.
6.I.M.i	Depresión del Golfo de Vizcaya	mT, mP	F.Mr.Ab.
7.I.M	Depresión británica	mP, mA	Ab.My.
8.I.M.e	Anticiclón atlántico y depresión térmica peninsular.	cT	Jl.Ag.S.
9.I.M.e	Altas presiones sobre el Atlántico y Europa	Ibérica cálida	Jl. Ag.
10.I.M	Depresión del Golfo de Génova	cP, mP	O. N. Mr. Ab. My.
11.I.M.i	Anticiclón centroeuropeo	mT, cT	E. F. D.
12.I.D.	Depresión atlántico-ibérica	mT, mP	— — —
13.I.D	Depresión del Golfo de Cádiz	mP	— — —
14.I.D	Depresión balear	Mediterránea	— — —
15.I.D.i	Anticiclón ruso	cP	E. F. D.
16.I.D.i	Anticiclón británico-escandinavo	cP, Mediterránea	E. F. Mr. D.
17.I.D.i	Anticiclón atlántico-europeo	cT, Mediterránea	E. F. D.
18.I.D	Vaguada ibero-africana	mT (sub)	E. F. Mr. Jn.
19.II.i	Depresión fría peninsular, de invierno	mT (sub)	F. Mr. D.
20.II.e	Depresión fría peninsular, de verano	mT (sub)	Ag. S.
21.II	Pantano barométrico	mT (sub)	Jl. Ag. S.
22.III.i	Intensa circulación zonal a bajas latitudes	mT (sub)	F. D.
23.III.i	Circulación ondulada a bajas latitudes	mT (sub), mP	F. Mr. D.

Ibérica, son alternativamente influenciadas por muy distintos mecanismos climáticos. En estos casos se presentan con relativa frecuencia situaciones similares a las correspondientes a los tipos de tiempo 15, 16 y 17 (tabla 1, Anexo 1) así como otras distintas que escapan a esta clasificación, algunas de las cuales guardan cierta semejanza con el tipo 4 por presentarse el anticiclón centrado sobre la Península.

La variabilidad de la posición de los meandros, propios de la circulación meridiana, durante estos largos períodos de sequía, pueden dar lugar a que ocasionalmente quede la Península sometida a una situación similar a la indicada en la fig. 30 por la línea de trazo fijo continua, con la formación de depresiones frías y consecuentes precipitaciones fuertes. Se presenta, pues, la paradoja aparente de ser precisamente durante estos períodos de sequía cuando han tenido lugar temporales de lluvia tan intensos que incluso, localmente, han llegado a ser catastróficos.

En lo que a precipitaciones se refiere, del examen de los datos del INM de los últimos 40 años se deducen las siguientes conclusiones:

- Se distingue un comportamiento muy distinto entre la región climática mediterránea y el resto de la Península.
- En la región mediterránea es octubre el mes más anómalo, ya que uno de cada tres años se distingue por la mayor intensidad de los temporales de lluvias otoñales característicos de esta región y que ocasionalmente son noticia por sus efectos catastróficos. Uno de cada ocho febreros es también notablemente más lluvioso de lo normal. En los restantes meses las anomalías son poco importantes.
- En el resto de la Península las anomalías se presentan bien marcadas en todos los meses con excepción de las primaverales ya que, con raras excepciones, en todos los años mantienen sus características normales, siendo precisamente la más destacada su extrema irregularidad marcada por los bruscos cambios de tiempo. Los meses más anómalos son enero y los estivales. Uno de cada cinco eneros se distingue por su alta

pluviosidad y temperatura suave, manteniéndose esta misma proporción para aquellos veranos en que las características normales de sequedad y calor son substituidas por las de una pluviosidad relativamente alta y una temperatura relativamente baja, aunque tales anomalías son normalmente menos acusadas en las regiones meridionales. En los demás meses invernales y en los otoñales, la proporción entre los meses anómalos y los normales es del orden de uno a ocho.

- En la zona mediterránea los temporales suelen tener carácter local y de corta duración, aunque con mucha intensidad. En el resto de la Península presentan mayor homogeneidad espacial y temporal.

Esta separación de regímenes obedece al doble origen de los temporales, según sean de procedencia atlántica o mediterránea:

Temporales de carácter atlántico

Los temporales de lluvia más constantes y de larga duración siempre tienen lugar bajo una expansión del vórtice circumpolar, estando, por consiguiente, asociados con los tipos de tiempo 22.III.i y 23.III.i.

Dentro de los períodos en que predominó el tipo 22.III.i hicieron época: el de enero y febrero de 1960, que se mantuvo durante unos 40 días, con breves interrupciones, causando importantes inundaciones en las cuencas del Duero, Gadiana, Guadalquivir y Ebro, y si no las hubo en el Tajo fue gracias a los grandes embalses de Entrepeñas y Buendía, desde cuya construcción no ha habido desbordamientos de dicho río; el de enero de 1970 cuando en muchas estaciones pluviométricas de las cuencas del Duero, Tajo y Gaudalquivir, las cantidades mensuales de precipitación batieron los records del siglo; y el que iniciado a principios de diciembre de 1978 se mantuvo durante 30 días.

Los períodos con predominio del tipo 23.III.i tuvieron menor duración, de 10 a 15 días. Entre ellos merecen destacarse: el de octubre de 1960, en el que la trayectoria del centro de una profunda depresión

cruzó la Península, causando inundaciones en Andalucía; el de diciembre de 1960 que ocasionó el desbordamiento de los ríos Duero y Ebro; y el que en febrero de 1979 produjo importantes inundaciones en Galicia. Es interesante señalar que ocasionalmente, durante estas situaciones, las lluvias importantes pueden alcanzar la región mediterránea, como ocurrió en noviembre de 1961.

Menos frecuentes y con una duración del orden de 10 días son los períodos caracterizados por el tipo 12.I.M. dentro de los cuales se han producido importantes desbordamientos del Guadalquivir, como el acaecido en noviembre de 1961, que resultó catastrófico para Sevilla.

Finalmente, dentro de las situaciones del tipo 6.I.M.i, han tenido lugar importantes temporales de sólo unos 3 días de duración, pero que ocasionalmente y debido al efecto orográfico, han sido de violencia inusitada en áreas limitadas de la depresión del Guadalquivir y de las vertientes meridionales de los sistemas central y pirenaico, destacando en este último caso, las lluvias torrenciales que en los días 7 y 8 de noviembre de 1982 tuvieron lugar en las cuencas altas de los ríos Cinca y Segre, que al desbordarse ocasionaron las inundaciones más catastróficas de los últimos 100 años que hayan sufrido las provincias de Lérida y Huesca, así como del Principado de Andorra.

Temporales de carácter mediterráneo

Si los temporales atlánticos tienen su origen en las borrascas, cuya génesis se manifiesta claramente en los mapas de superficie, los temporales mediterráneos, característicos por su gran intensidad, deben su formación a la génesis de las depresiones frías (gotas frías) y es en los mapas de altura donde mejor se advierten. El carácter mediterráneo de estos temporales se lo da el papel primordial que las masas de aire mediterráneas desempeñan en su desarrollo. Las borrascas de origen netamente mediterráneo, como las correspondientes al tipo 10.I.M, y que pueden afectar más o menos a la región mediterránea peninsular, no son las responsables de los grandes temporales que aquí consideramos, aunque

ocasionalmente sí lo son de los que tienen lugar en las Baleares.

Los tipos de tiempo que suelen presentarse durante los temporales más intensos son, por orden decreciente en sus frecuencias, los 17.I.D., 19.II.i, 20.II.e, 14.I.D y 13.I.D.

Los tres ingredientes que entran en juego en la génesis de estos temporales son: la aparición de una importante depresión fría en altura, claramente desplazada del vórtice circumpolar y centrada en un área limitada aproximadamente por los paralelos 30° y 40° y los meridianos 10° W y 10° E; la presencia de una masa de aire mediterráneo húmeda y caliente, de notable espesor, que fluye hacia la Península, y la especial configuración de las sierras del litoral, cuyas estribaciones se extienden paralelamente a las costas, con su concavidad más o menos acusada mirando hacia el Este, y con la complejidad de los pasillos de encauzamiento del viento, ofrecidos por la multitud de pequeñas cuencas. El concurso de estas tres circunstancias se traduce en una gran actividad convectiva, muy irregularmente distribuida y con tendencias a concentrarse en un número relativamente pequeño de núcleos convectivos que acaban por desarrollarse y constituyen las perturbaciones responsables de las lluvias más intensas.

El otoño y principalmente el mes de octubre, es la época más propicia. La alta temperatura de la superficie del mar que se ha ido calentando durante el verano favorece el enriquecimiento en vapor de agua de las masas de aire mediterráneo. Por otra parte, la intensificación del vórtice circumpolar después de la relativa pausa estival y su correspondiente evolución cíclica, da lugar a que la presencia de las requeridas depresiones o vaguadas frías en altura, sea ya bastante frecuente. No obstante, algún temporal importante ha tenido lugar en invierno, como ocurrió en febrero de 1949, en que se desbordó el Segura.

El área más afectada por estas lluvias torrenciales y consecuentes inundaciones, comprende la mayor parte de las provincias de Valencia, Alicante, Murcia, Almería, Málaga y Granada, con precipitaciones de hasta 300 mm en 24 horas.

En el resto de la cuenca mediterránea, independientemente de los fuertes aguaceros de carácter tormentoso que ocasionalmente pueden incluso ocasionar inundaciones locales, también tienen lugar lluvias torrenciales más generales, aunque generalmente de menor duración que las de Levante, con distintas situaciones meteorológicas. Entre éstas merecen mencionarse las tormentas que el 27 de septiembre de 1957, bajo una situación de tipo 18.II, ocasionaron inundaciones en Málaga midiéndose 312 mm en su aeropuerto, y las que en Cataluña en la noche del 25 de septiembre de 1962 provocaron el desbordamiento de los ríos Llobregat y Besós, asolando la comarca del Vallés con muchas pérdidas de vidas humanas y cuantiosos daños materiales. La situación en este caso estuvo marcada por un frente activo que cruzó la Península y que al acercarse al Mediterráneo fue intensamente reactivado por el aporte de vapor de agua de la masa de aire mediterránea.

8.- EL CLIMA EN LAS ISLAS BALEARES

encima de los 30 Km/h corresponden a las direcciones N, SW, NW y W, con claro predominio durante todo el año del viento del N.

La isla más ventosa es Menorca, aunque los vientos fuertes, con velocidades superiores a 50 Km/h tienen solo una frecuencia del 3%. Los únicos vientos que dan lugar a temporales son los del N, W y SW.

En Mallorca, las brisas marinas constituyen el elemento más característico de su régimen de vientos, sobre todo de abril a octubre cuando la dirección del viento predominante a lo largo de todo su perímetro es perpendicular a la costa.

Las islas de Ibiza y Formentera están influenciadas por el efecto monzónico de la Península, predominando en verano los vientos del E y en invierno los del W.

8.2.3.- LAS PRECIPITACIONES

El régimen de lluvias de las Baleares se identifica con el de la región mediterránea peninsular, con máximos en otoño e importantes lluvias convectivas de régimen torrencial en otoño y primavera.

En la fig. 31 se indica la distribución sobre las islas de las cantidades medias anuales de precipitación. En Menorca la distribución es muy uniforme, mientras que en Mallorca el efecto del relieve se manifiesta claramente. En las Pitiusas, la precipitación es notablemente menor.

Las tormentas son relativamente frecuentes, sobre todo en las áreas montañosas de Mallorca, en consonancia con la importancia de la actividad convectiva que caracteriza a la meteorología de la región, y predomina de agosto a noviembre con un valor medio de 25 días/año.

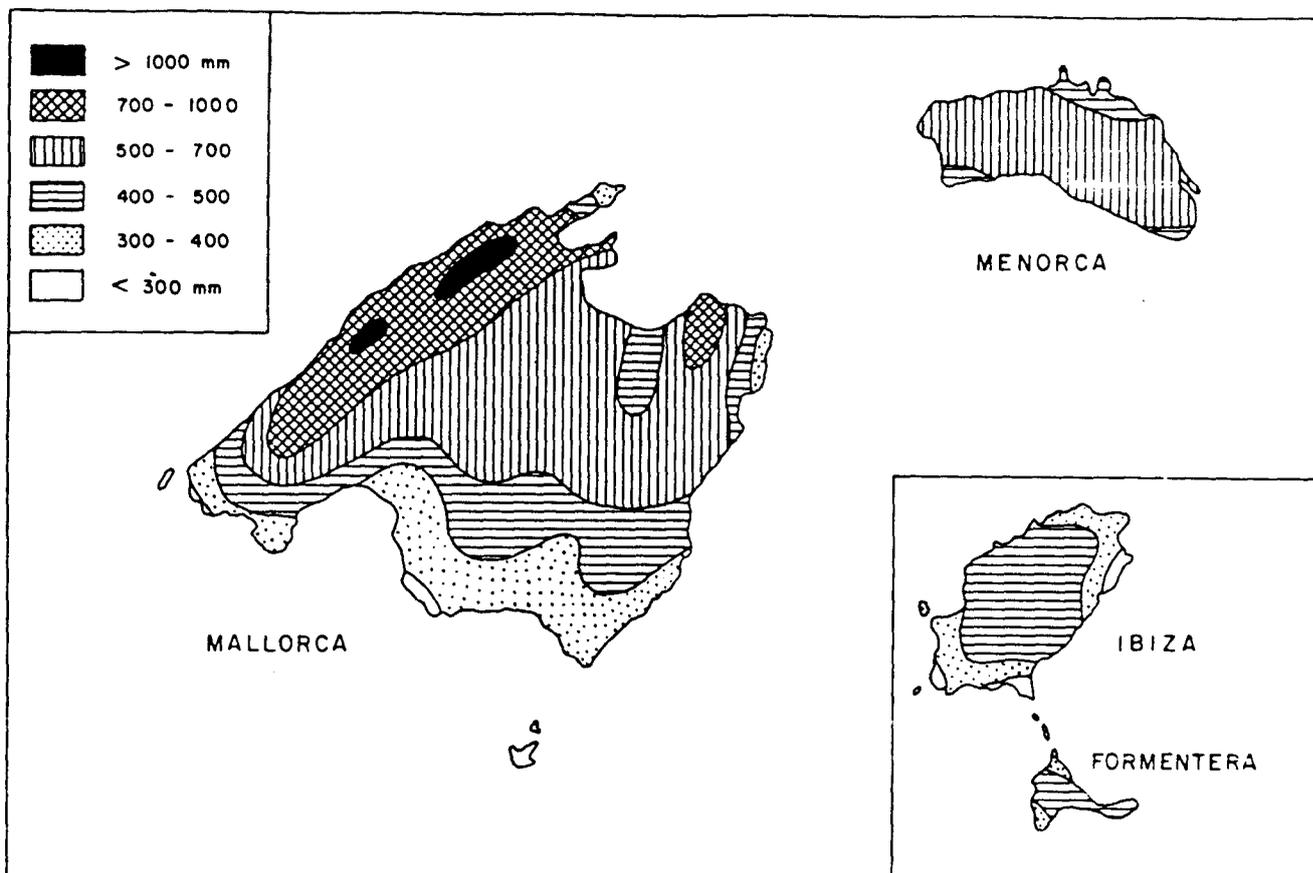


Fig. 31.- PLUVIOMETRIA MEDIA ANUAL EN BALEARES (I.N.M., 1983)

9.- EL CLIMA DE LAS ISLAS CANARIAS

La situación del archipiélago Canario en la región atlántica de los alisios del NE, su proximidad al continente africano y la notable diversidad orográfica de las diferentes islas le otorgan un régimen meteorológico tremendamente particular.

En este contexto, una cuidada caracterización isotópica puede ser de gran interés en la resolución de los numerosos interrogantes hidrogeológicos que plantea la circulación subterránea en cada una de las islas. Por otra parte, se dispone de numerosos resultados isotópicos de Tenerife y Gran Canaria procedentes de muy diversos estudios hidrogeológicos, por lo que tampoco se parte de cero en su planteamiento metodológico.

9.1.- FACTORES CLIMATICOS

9.1.1.- EL ALISIO Y LA CORRIENTE MARINA DE CANARIAS

En los mapas de la fig. 12 se observa como en verano las islas Canarias se encuentran en el seno de la corriente de los vientos alisios del NE, que no son más que la circulación alrededor del anticiclón atlántico. En invierno, este anticiclón se manifiesta únicamente como una faja de altas presiones subtropicales, cuyo eje está centrado hacia los 30° de latitud en el Atlántico y hacia los 35° sobre el continente Africano, por lo que, entonces, el límite medio septentrional de los alisios queda sólo unos pocos grados más al norte de la latitud de Canarias.

Al interpretar estos mapas de presiones medias mensuales, debe señalarse que los correspondientes a los meses de verano son mucho más significativos que los de invierno. En verano, las perturbaciones del

tiempo en estas latitudes subtropicales, en general, afectan poco al campo de presión. En invierno, en cambio, las situaciones reales pueden variar muchísimo de un día a otro.

Respecto a la circulación del alisio, mientras en verano tiene un carácter casi permanente, en invierno suele alternar con otras circulaciones muy distintas relacionadas con las perturbaciones de la zona templada. Incluso, a veces, siendo la dirección del viento la misma que la del alisio, no corresponde a su circulación normal, sino a irrupciones de masas de aire procedentes de latitudes polares.

El segundo factor determinante del clima canario es la corriente marina fría que lleva su nombre. Su circulación no sólo da lugar al transporte de aguas procedentes de latitudes más septentrionales, sino también al fenómeno de la "surgencia" a lo largo de la costa africana, donde el agua de la superficie es continuamente renovada por el agua más fría de las zonas profundas. En consecuencia, la superficie del mar no solo mantiene una temperatura notablemente baja con respecto a la latitud, sino que además presenta la curiosa anomalía de que, a partir de Cabo Espartel, la temperatura disminuye con la latitud, para alcanzar su mínimo frente al Cabo Guir; más hacia el sur se inicia un aumento, aunque muy lento. Esta anomalía también se nota ligeramente en verano en la aguas orientales de Canarias.

La combinación de semejante distribución de la temperatura del mar con los vientos dominantes que soplan sobre la superficie, influye de forma definitiva en el clima de Canarias; principalmente en verano, cuando el régimen dominante del alisio determina una corriente casi permanente de aire que se desliza sobre una superficie isoterma o, en la vecindad del continente, cada vez más fría. En consecuencia, cuando la masa de aire del alisio alcanza las Canarias, sigue manteniendo la temperatura que tenía en su lugar de origen, e incluso, a veces, ha experimentado cierta disminución. Esto da lugar a hechos tan sorprendentes como, por ejemplo, el que en julio y agosto la temperatura del aire en aguas de Canarias (20,5° en julio y 21,5° en agosto) sea aproximadamente un grado más baja que en aguas de las Azores.

9.1.2.- LA OROGRAFÍA

La configuración del relieve insular es compleja, presentando características muy distintas de una isla a otra, en las que la orientación de las cordilleras y la altitud juegan un papel primordial en la variedad climática, la cual es muy notable tanto entre las islas como dentro de ellas mismas.

Respecto al efecto de la altitud, hay que resaltar la repercusión que tiene la presencia de una inversión de temperatura sobre la capa de aire del alisio. Esta capa tiene un espesor que varía, por término medio, desde unos 1.250 m en verano a 1.650 m en invierno, presentándose sobre ella una circulación normal de vientos del NW que son mucho más secos que el alisio y relativamente más calientes. Si se asciende verticalmente se notará, al pasar de la masa de aire del alisio a la superior, una rápida disminución de la humedad y una subida de temperatura que, a veces, llega a ser del orden de 10 grados. Esta superposición de masas de aire tan distintas afecta grandemente a la mayoría de los fenómenos del tiempo en Canarias, y el clima resulta fundamentalmente distinto según que el lugar se encuentre normalmente por debajo o por encima de la inversión del alisio.

La presencia de la capa superficial húmeda y fría a la que se superpone otra seca y cálida, da lugar a la formación de la característica capa de estratocúmulos ("mar de nubes" en Canarias) cuyo límite superior queda justo por debajo de la inversión de temperatura, lo cual obra a modo de tapadera obstaculizando el desarrollo vertical de grandes cúmulos.

Resulta evidente tener en cuenta este fenómeno en la interpretación de los resultados isotópicos.

9.1.3.- LA INFLUENCIA DEL CONTINENTE AFRICANO

El contraste entre la masa de aire del alisio que normalmente envuelve a las Canarias y la que descansa sobre el próximo e inmenso

desierto de Sahara es, por supuesto, acusadísimo, sobre todo en verano, cuando a bajos niveles la diferencia entre las temperaturas de ambas masas llega a ser del orden de 15°.

Bajo estas condiciones, se comprenderán los notables cambios que pueden experimentarse en el medio ambiente de las Islas cuando el tiempo evoluciona de tal forma que da lugar a la sustitución de la masa de aire marítimo, propia del alisio, por otra caliente y seca procedente del continente Africano. El tipo de tiempo resultante entonces es muy temido en Canarias por lo opresivo de sus condiciones tanto sobre personas como sobre cultivos. Esto último es especialmente cierto en primavera y otoño, cuando, al ir acompañado de vientos fuertes, puede ser causante de grandes devastaciones en los campos. A este tiempo le donominan los isleños "tiempo sur", más por antagonismo con el tiempo norte normal que por la dirección del viento, pues aunque generalmente tenga ésta una componente Sur, en muchas ocasiones es más importante la Este.

Hay que advertir, no obstante, que sus efectos se notan más claramente a partir de cierta altura (entre los 500 y los 1500 m) que en la superficie. Ello se debe a la influencia de las aguas frías, que tienden a mantener una delgada capa de aire relativamente frío sobre el mar, la cual, por ser más densa, no puede ser totalmente removida por la masa de aire continental, que se ve obligada a remontarse por encima de dicha capa.

Otro hecho muy curioso de dichas invasiones es que su frecuencia no es mayor cuanto más nos acerquemos al continente, sino que, al contrario, más bien es menor. Efectivamente, como vimos antes, al acercarnos a la costa africana la temperatura de la superficie del mar es cada vez más baja, de forma que en la misma costa su efecto en la capa superficial de aire marítimo es tan intenso que, a lo largo de ella, se forma una auténtica "barrera aérea". Así tenemos que en la misma costa, en Cabo Juby, a la latitud de Canarias, el promedio de invasiones calientes del interior es de sólo unos diez días al año, los cuales se reparten entre la primavera y el otoño, no habiendo prácticamente ninguna en los meses de verano, época en que resulta más eficaz el efecto de dicha

barrera. Este es uno de los hechos paradójicamente más notables del clima de estas regiones, el cual desbarata el aserto que intentaba explicar la sequedad de las Islas más orientales, Fuerteventura y Lanzarote, por estar sometidas a la influencia del vecino desierto.

9.2.- ELEMENTOS CLIMATICOS

9.2.1.- LA TEMPERATURA DEL AIRE

En todas las islas, la temperatura media anual a nivel de mar ronda los 20°C, con mínimas de 15°C en enero y máximas de 25°C en agosto.

Esta variación anual de hasta 10°C a bajos niveles es importante en un clima marítimo subtropical. En las estaciones de montaña, sin embargo, la variación puede llegar hasta 15°C, contribuyendo a ellas las invasiones invernales de aire polar, mucho más patentes en altura que en superficie.

Si se refiere todo a la isla de Tenerife, la de mayor relieve, se obtiene la conclusión de que a igualdad de altitud, la vertiente sur es 1,5°C más caliente que la norte, abierta al alisio. Esta diferencia es más acusada en verano, cuando el alisio es más dominante, siendo entonces la diferencia del orden de 3°C.

9.2.2.- EL VIENTO

Como ya se ha referido, los vientos en Canarias están sujetos al régimen de los alisios. En el mar libre, en aguas del Archipiélago, dicho régimen manifiesta una clara variación anual: la frecuencia de los alisios del NE es mínima en enero, del orden del 50%, y máxima en junio, entre el 90% y el 95%. Esta variación también se manifiesta en la fuerza del viento, estando las velocidades más frecuentes comprendidas entre 10 y 20 Km/h en invierno y entre 20 y 30 Km/h en verano.

Por supuesto, la morfología de las islas y su acusado relieve, así como el efecto de las brisas, dan lugar a importantes modificaciones locales en el régimen de los vientos, hasta el punto que en ciertos lugares difiere considerablemente del reinante en el mar libre. Caben destacar a este respecto las modificaciones en los aeropuertos de Gando (G. Canaria) y Los Rodeos (Tenerife): en éste último el alisio gira 90° por efecto del encauzamiento que le imprime el relieve; los diferentes regímenes de brisas en los valles de Güimar y La Orotava en Tenerife; los poderosos vientos de Izaña (hasta 200 Km/h); etc.

9.2.3.- LAS PRECIPITACIONES

En Canarias, generalmente, el número de días al año con lluvia es pequeño. Sólo en las zonas con más precipitación se cuentan por término medio alrededor de 100 días al año. En general llueve de 50 a 60 días, y en las zonas secas, sólo de 20 a 30 días. Además hay que tener en cuenta que estas cifras se han calculado considerando como día de lluvia aquel en que el pluviómetro ha recogido una cantidad igual o mayor de una décima de milímetro. Esto quiere decir que, a efectos prácticos, una buena parte de dichos días apenas cuentan.

Un aspecto muy importante del régimen pluviométrico canario es el carácter chubascoso de las lluvias más importantes, hasta tal punto que, en muchas localidades, son posibles chubascos que llegan a totalizar en el espacio de sólo unas horas cantidades de agua similares a las medias anuales. Así, en las zonas más lluviosas pueden registrarse en un día cantidades que, en casos extremos, pasen de 300 mm, y en algunas localidades de las zonas más secas se han llegado a registrar hasta 150 mm en un día.

Este régimen de lluvias tan irregular se traduce en el hecho de que las cantidades anuales de lluvia varían considerablemente de un año a otro, hasta tal punto que, al menos en las zonas más secas, tales como las Islas de Lanzarote y Fuerteventura, las cantidades medias tienen poco significado práctico, ya que en los años lluviosos las cantidades medidas

son muy superiores a las medias, mientras que en los años secos son muy inferiores.

En Canarias sólo nieva en las cumbres, muy raramente a niveles inferiores a 1.700 m, y prácticamente nunca por debajo de los 1.200 m. En Izaña, el número medio de días de nieve al año es de once, que pueden tener lugar desde el 15 de octubre al 15 de mayo. Algunas nevadas pueden ser muy importantes, llegando a alcanzar la nieve más de un metro de espesor, y manteniéndose sobre el suelo durante varios días. Por término medio, en las Cañadas el suelo está cubierto de nieve quince días al año. Nieves perpetuas no existen a ninguna altura. Incluso en el Pico del Teide hay muchos inviernos en que durante períodos de varias semanas la nieve sólo se mantiene en cavidades y lugares muy resguardados.

Las tormentas son realmente muy poco frecuentes. El número de días de tormentas al año no llega a dos en la mayoría de las estaciones, y sólo en algunas es de tres o cuatro. Las tormentas se manifiestan asociadas a perturbaciones generales del tiempo, cuya frecuencia, aunque siempre muy pequeña, varía considerablemente de un año a otro. Los meses más tormentosos suelen ser noviembre y marzo.

El régimen de lluvias de Canarias está íntimamente ligado a la evolución anual que experimenta la circulación del alisio y se caracteriza por el acusado mínimo estival en los totales mensuales de precipitación, cuando más intensos y predominantes son los alisios. Aunque el espesor de la capa de estratocúmulos supere a veces los 1.000 m, no es propicia a originar lluvias importantes; solo ocasionalmente da lugar a ligeras precipitaciones en los lugares más favorecidos.

Para que se produzcan lluvias importantes es necesario que previamente la circulación general del alisio haya sido sustituida por otras situaciones meteorológicas que traigan consigo la desaparición temporal de la inversión de temperatura. De estas, las más frecuentes están constituidas por invasiones de aire polar marítimo, el cual al ser obligado a ascender por el relieve, es responsable de la mayoría de las lluvias. No obstante, se da el caso de que, en general, las lluvias más

importantes, no las más frecuentes, se producen con vientos del sector Sur en situaciones meteorológicas muy especiales en las que entran en juego masas tropicales de aire húmedo. Estas perturbaciones son responsables de las intensísimas lluvias chubascosas que ocasionalmente pueden tener lugar en cualquiera de las siete islas y en cualquier lugar; pues aunque el relieve influya en su intensidad, la cantidad de agua caída puede llegar a ser grande sin necesidad de su concurso, bastando con las ascendencias del aire en el seno de la perturbación.

En general, la mayor frecuencia de los temporales de lluvia tiene lugar en la segunda mitad del otoño y en la primera mitad del invierno. Suelen ser de corta duración y raramente se dan más de cinco al año; cuando esto sucede se tiene un año relativamente lluvioso pero basta con que fallen un par de temporales para que el año resulte seco.

Un aspecto cuantitativamente importante en Canarias es el de las precipitaciones horizontales u ocultas (niebla goteante). Sabido es que las medidas pluviométricas convencionales de lluvia y nieve no son representativos de las cantidades reales de precipitación, y que la captación directa por la vegetación del agua de las nubes y de las nieblas contribuye de manera muy importante a la recarga eficaz de los acuíferos isleños.

Los estudios efectuados al respecto por el INM indican que la existencia de cubierta vegetal triplica la cantidad de precipitación y que ésta es la que realmente da lugar a la auténtica infiltración eficaz. Dentro de este fenómeno también debe destacarse la acción captadora ejercida por las retamas de las cumbres, especialmente eficaz dada la velocidad de los vientos que acarrearán las nubes. Además cuando las nubes que barren las cumbres se encuentran en estado de subfusión (es decir, líquidas pero a temperaturas inferiores a cero), las gotitas que forman las nubes al chocar con las retamas se hielan instantáneamente, dando lugar a grandes acumulaciones de hielo en cada planta, que luego, una vez pasado el temporal e iniciado el deshielo, el agua líquida irá penetrando lentamente en el suelo, sin perderse por escorrentía directa.

Esta precipitación oculta se da incluso a nivel de mar, y la mejor prueba la constituyen los cultivos enarenados de Lanzarote. Su acción sobre el aprovechamiento de las precipitaciones es doble: la preserva en gran parte de las pérdidas por evaporación y las incrementa notablemente mediante el "rocío interno", que no hay que confundir con el rocío propiamente dicho. Este es característico de noches serenas y en calma mientras en los enarenados, para que haya precipitaciones sustanciosas, se precisa que un viento húmedo sopla de forma persistente sobre la superficie del enarenado, a fin de facilitar la transferencia del aire entre la atmósfera libre y la "atmósfera dentro del suelo", que es donde pierde parte de su humedad por condensación antes de ser reemplazadas por nuevas aportaciones de aire húmedo de forma continuada.

Por lo que al régimen pluviométrico se refiere, la fig. 32 representa los mapas pluviométricos anuales de las siete islas, siendo de notar el gran contraste en la distribución de la cantidad media anual de precipitación vertical, no sólo entre las islas sino también dentro de ellas mismas, con la excepción de Lanzarote y Fuerteventura, en las que el efecto orográfico es mucho menos importante. En conjunto, la variación es desde menos de 100 mm en las zonas más secas hasta más de 750 mm en áreas reducidas de Tenerife, Gran Canaria y la Gomera, y en algunas más extensas de La Palma, que es la isla de mayor pluviosidad de todo el Archipiélago.

En general puede afirmarse que, en las islas montañosas, las laderas y valles expuestos a los vientos del sector NW-NE son relativamente lluviosos, mientras que en aquellos otros resguardados de dichos vientos las lluvias son muy escasas; y que, a igualdad de condiciones de exposición, las zonas más lluviosas se encuentran a niveles entre los 750 m y los 1.500 m. En las islas orientales de Lanzarote y Fuerteventura, que carecen de gran relieve, el efecto de exposición es mucho menos importante, por lo que los totales medios anuales de lluvia son bajos, de forma que sólo en los lugares más favorecidos llegan a ser del orden de 250 mm. La pequeña pluviosidad de dichas islas se debe principalmente a la falta de relieve importante, y no al hecho de su mayor proximidad al desierto de Sahara, como a menudo suele decirse. Así tenemos que la tercera isla en orden de escasez de lluvias, El Hierro, es

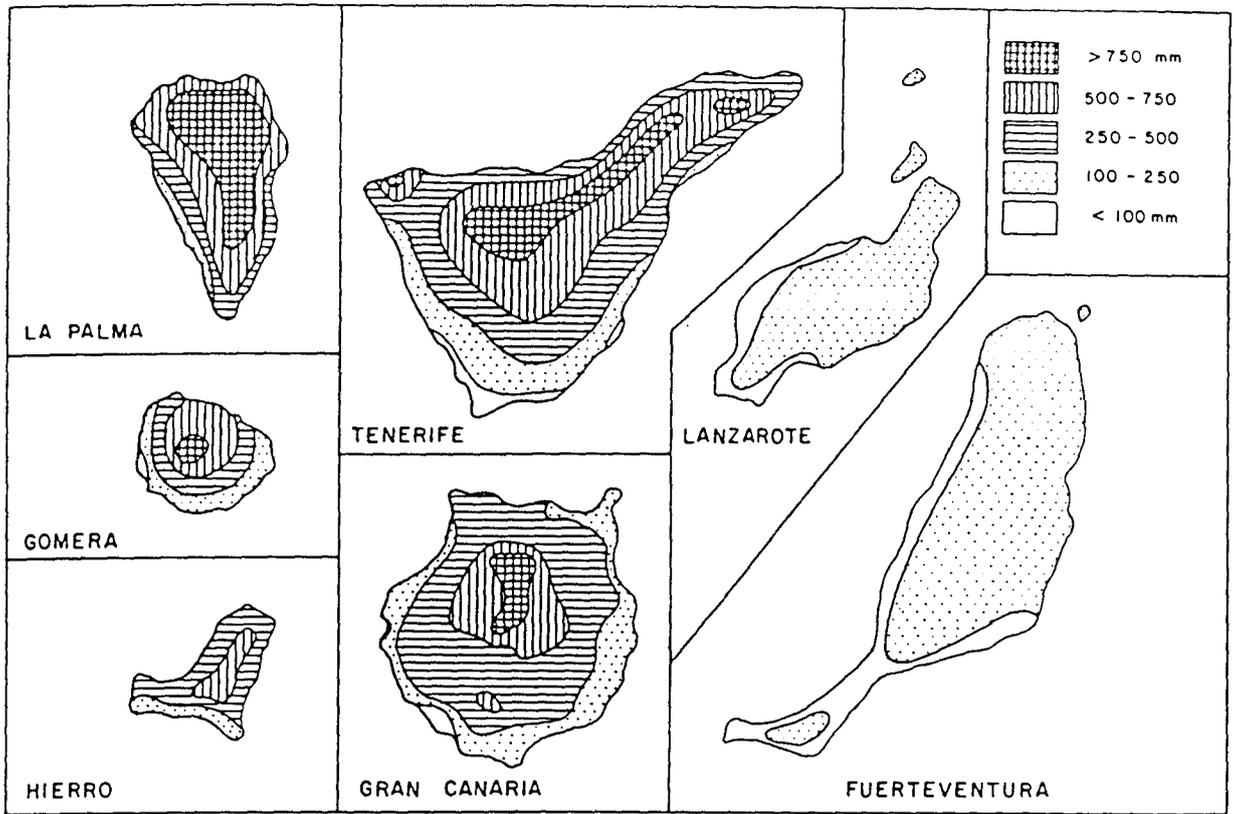


Fig. 32.- PLUVIOMETRIA MEDIA ANUAL DE LAS ISLAS CANARIAS
(I.N.M., 1983)

precisamente la más occidental, siendo la causa de ello el que no esté orográficamente tan favorecida como sus vecinas de La Gomera y La Palma.

9.3.- TIPOS DE TIEMPO

Al igual que se ha hecho para la Península, resulta conveniente disponer de una clasificación de los principales tipos de tiempo reinante en Canarias de cara a la mejor interpretación de los resultados isotópicos.

Son 8 las situaciones tipo más características de Canarias. Exceptuando el tiempo normal de alisio, cuantitativamente predominante, sobre todo en verano, con una frecuencia superior al 90%, los restantes siete tipos suelen presentarse durante pocos días, pero provocan importantes cambios climáticos en las islas.

En el Anexo 2 se adjuntan sus correspondientes explicaciones detalladas, que corresponden a:

1. Tiempo normal del alisio.
2. Tipo monzónico de invierno.
3. Depresiones frías de altura.
4. Invasiones de aire polar marítimo.
5. Borrascas atlánticas.
6. Ondas en la corriente del este.
7. Depresiones tropicales.
8. Invasiones de aire caliente sahariano.

10.- LA RED DE MUESTREO DE AGUAS DE LLUVIA

10.1.- OBJETIVOS A CUBRIR

En los capítulos precedentes se ha expuesto con todo detalle la especial variabilidad climática que presenta la Península en el contexto europeo.

Su particular situación respecto a la dinámica atmosférica y lo acusado de su relieve condicionan una especial anisotropía en los resultados de las precipitaciones que, necesariamente, ha de reflejarse en los valores isotópicos.

Esta particularidad motiva que la red de muestreo haya de ser más densa que la correspondiente a cualquier otro país europeo más septentrional, y por tanto, influenciado por una circulación atmosférica más uniforme, y menos montañoso.

La red a proyectar ha de ser capaz de lograr una serie de objetivos fundamentales:

- Cobertura de las variabilidades isotópicas en los tres ejes coordenados referidos a las circulaciones normales oeste-este. Especial atención al efecto orográfico, tanto por su acción de barrera como por la relación altitud-temperatura.
- Separación de la dinámica de carácter atlántico de la de origen mediterráneo.
- Cobertura de otras circulaciones más episódicas, aunque no menos importantes, como las masas frías polares N-S y las cálidas africanas S-N estivales.
- Cobertura de las 10 grandes cuencas hidrográficas peninsulares y de las islas.

- Comodidad de muestreo y facilidad de acceso a datos climáticos complementarios, por lo que interesa que las estaciones en cuestión no sean exclusivamente pluviométricas.
- Certeza logística de poder obtener series anuales completas. Es fundamental la continuidad espacial y temporal de los datos analíticos para poder llevar a cabo una buena labor de recopilación y síntesis.

Estas cuatro premisas iniciales condicionan necesariamente el dimensionado de la red de muestreo. Otros dos aspectos importantes a tener en cuenta también a este respecto son:

- Número de muestras totales capaces de ser procesadas por el laboratorio escogido para llevar a cabo esta labor de control.
- Coste anual de las operaciones de muestreo y análisis.

Se trata, por tanto, de elaborar la red más idónea que proporcione la mejor calidad de información posible con el mínimo número de estaciones.

10.2.- LA RED DE ESTACIONES DEL INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA. CRITERIOS DE SELECCIÓN.

El Instituto Nacional de Meteorología cuenta con una extensa red de estaciones pluviométricas constituida por 5.329 puntos que cubre todos los rincones de la geografía peninsular (tabla 2).

Dentro de esta amplia red de estaciones, las correspondientes a las capitales de provincia, aeropuertos y a algunas estaciones de montaña son las más completas en cuanto a cantidad y calidad de datos, así como las de mayor comodidad de acceso.

Independientemente de este primer criterio de selección, el más

TABLA 2.- RESUMEN DE ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS DEL INM

<u>Nº</u>	<u>CUENCA</u>	<u>Nº ESTACIONES</u>
1	NORTE	498
2	DUERO	874
3	TAJO	417
4	GUADIANA	644
5	GUADALQUIVIR	937
6	SUR	306
7	SEGURA	182
8	LEVANTE	476
9	EBRO	716
10	PIRINEO ORIENTAL	<u>279</u>
	TOTAL.....	5.329

<u>PROVINCIAS</u>	<u>Nº</u>				
ALAVA	27	GUADALAJARA	87	PALENCIA	113
ALBACETE	100	GUIPUZCOA	32	PONTEVEDRA	27
ALICANTE	98	HUELVA	162	SALAMANCA	129
ALMERIA	100	HUESCA	176	SANTANDER	99
AVILA	111	JAEN	232	SEGOVIA	90
BADAJOS	214	LA CORUÑA	54	SEVILLA	231
BARCELONA	152	LEON	163	SORIA	79
BURGOS	123	LERIDA	84	TARRAGONA	76
CACERES	107	LOGROÑO	36	TERUEL	119
CADIZ	123	LUGO	52	TOLEDO	103
CASTELLON	62	MADRID	89	VALENCIA	170
C. REAL	200	MALAGA	140	VALLADOLID	116
CORDOBA	165	MURCIA	124	VIZCAYA	13
CUENCA	194	NAVARRA	59	ZAMORA	93
GERONA	80	ORENSE	105	ZARAGOZA	<u>145</u>
GRANADA	187	OVIEDO	88		5.329

importante ha de ser, lógicamente, el que cubra del mejor modo posible las distintas regiones climáticas peninsulares, entendiéndose por tales aquellas que gozan de características sinópticas particulares en función de la dinámica atmosférica general expuesta.

La fig. 33 representa las referidas regiones climáticas según la clasificación del Instituto Nacional de Meteorología. De manera simplificada los principales rangos distintivos de esta clasificación son:

I. ZONA PARDA

Marcado contraste entre las condiciones de circulación general atmosférica de invierno y de verano. Clima netamente mediterráneo: inviernos suaves en las regiones costeras y severos en el interior, veranos calurosos y secos, abundante insolación y lluvias muy irregulares en otoño, invierno y primavera.

I.1. - REGIÓN ATLÁNTICA

Templanza de los inviernos por la influencia del Atlántico. En verano la ausencia de los vientos del W reduce la extensión de esta influencia hacia el interior. Las características climáticas, netamente **marítimas** (I.1.1.), quedan limitadas a una franja que se extiende a lo largo de la costa occidental de Portugal de un ancho de unos 20 Km en el N y de solo unos 10 Km en el S.

I.1.2. - Subregión atlántica submarítima

Esta subregión es bastante más heterogénea que la marítima, sobre todo en la mitad norte a causa de la complejidad del relieve y de la acentuación de la continentalidad de Oeste a Este.

El gradiente latitudinal de temperatura es acusado, aunque en el área norte, en las tierras bajas de los valles protegidos, los veranos son

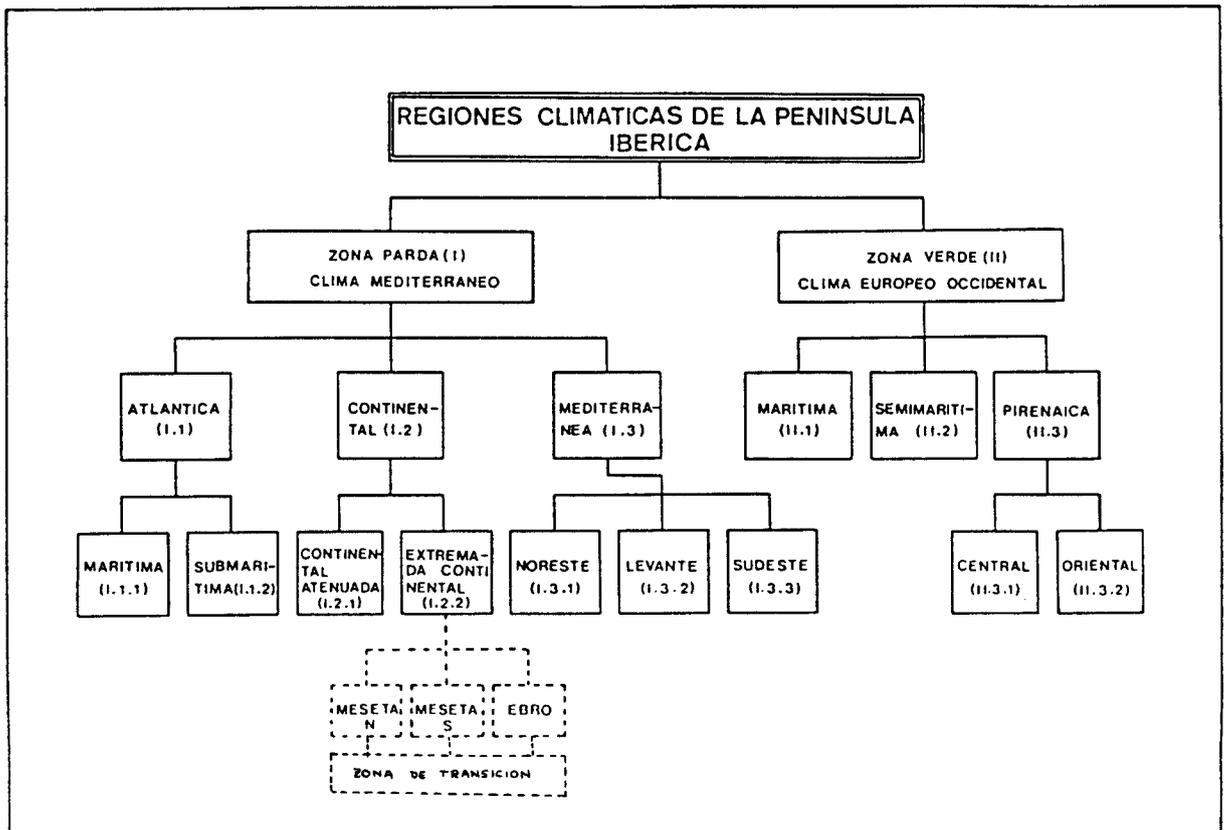
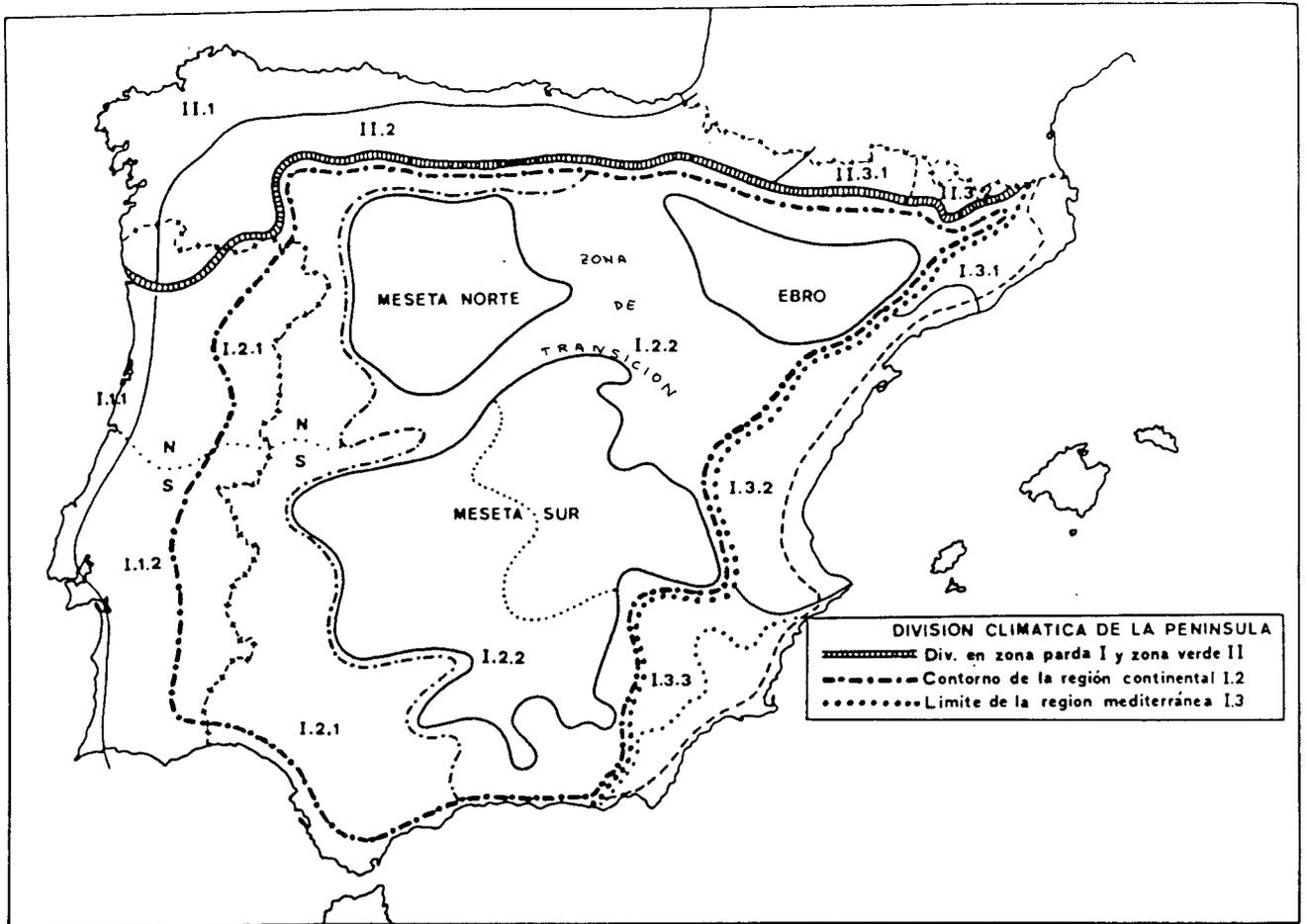


Fig. 33.- REGIONES CLIMATICAS DE LA PENINSULA IBERICA (I.N.M., 1983)

notablemente calurosos, mientras que las tierras altas disfrutaban de temperaturas suaves.

En invierno la continentalidad se deja sentir de forma paulatina a medida que se avanza hacia el interior, prácticamente sin solución de continuidad desde la misma costa. En cambio, en verano el paso es mucho más brusco, de forma que los veranos calurosos constituyen una característica general de las tierras bajas, aunque al calor del día le sucede un tonificante frescor nocturno.

Estas características semimarítimas atlánticas del litoral meridional, se prolongan hasta alcanzar la provincia de Almería, gracias a la influencia y traslación hacia el Este de las masas de aire oceánico, sobre todo durante el semestre invernal; aunque a medida que avanzamos hacia el Este se deja sentir cada vez más el efecto de las condiciones mediterráneas que acaban por convertirse en las predominantes cerca de Almería.

La región del Estrecho se caracteriza por ser muy ventosa y por la gran frecuencia del "levante".

El litoral meridional mediterráneo, defendido de las masas de aire frío por el Sistema Penibético y también, en gran parte, de las masas saharianas por el Atlas, goza de un clima de características más bien subtropicales. No obstante, las serranías que corren paralelamente a la costa, con su correspondiente efecto catabático, contribuyen a los conocidos vientos "terrales", que ocasionalmente soplan en verano creando situaciones de agobiante calor.

Los tipos de tiempo responsables de los períodos de lluvia más importantes que principalmente durante el semestre invernal tienen lugar son los números 2, 6, 12, 13 y 22, siendo el 6 y el 13 especialmente activos en el área sur (tabla 1 y Anexo 1).

Son representativos de esta región las estaciones de **Huelva, S. Fernando, Jerez, Tarifa y Málaga.**

I.2.- REGIÓN CONTINENTAL

Ausencia de la influencia del Atlántico. La división en las subregiones de clima continental atenuado y extremado se basan en las condiciones invernales, ya que en verano no hay grandes diferencias debido a la disminución de la influencia atlántica.

I.2.1.- Subregión continental atenuada

Inviernos suaves y lluviosos, siendo la nieve un meteoro poco frecuente. Entre 5-10 días/año de heladas en enero-febrero. Veranos secos y altamente calurosos con las máximas peninsulares. Acusada irregularidad de precipitaciones con máximas en los sistemas montañosos (Gredos, Guadalupe, M. de Toledo y S. Morena). Aparatosas tormentas estivales.

Estaciones representativas: **Ponferrada, Badajoz, Córdoba, Sevilla (Tablada) y Morón.**

I.2.2.- Subregión continental extremada

Esta subregión, que ocupa gran parte de la Península, se distingue por su aislamiento orográfico que contribuye a resaltar su clima de carácter netamente continental mediterráneo, y a delimitarla muy marcadamente por el Norte, Este y Sur, y mucho menos por el Oeste y Suroeste, donde, como se ha referido, se pasa de las condiciones marítimas a las netamente continentales sin solución de continuidad. Estas características continentales se traducen, a su vez, en la gran extensión de la zona semiárida de la que prácticamente sólo quedan exentas las áreas montañosas.

La frecuencia del tipo de tiempo nº 4 (tabla 1 y Anexo 1) íntimamente ligado al carácter de minicontinente de la Península, se traduce en un mínimo pluviométrico invernal generalmente secundario, salvo en una extensa área suroccidental más abierta a la influencia oceánica. En

consecuencia, y con dicha excepción, el resto de la subregión se caracteriza por los máximos pluviométricos de primavera y otoño, con poca diferencia entre ambos.

Dentro de la variabilidad climática de la subregión, se distinguen tres áreas:

- La Meseta norte, consiste en una extensa llanura elevada, alrededor de los 700 m, rodeada de cerca por las cordilleras Cantábrica, Ibérica y Central, y de más lejos, por el W por los sistemas del Alto Portugal oriental. Esta simplicidad y acusado aislamiento orográfico, le confieren unas características climáticas notablemente uniformes, destacando un largo y frío invierno con frecuentes heladas desde octubre a abril y un cálido verano, aunque no extremado.

El aislamiento orográfico de la subregión se refleja en el mapa pluviométrico (fig. 22) donde se ve como en una gran parte de su superficie los totales anuales no alcanzan los 400 mm dibujándose un mínimo inferior a 300 mm al noreste de Salamanca. Esta escasez en las precipitaciones, junto al hecho del mínimo invernal, explica que las nevadas sean poco frecuentes, aunque ocasionalmente se produzcan importantes y espectaculares temporales de nieve.

Estaciones representativas: **Palencia, Valladolid, Zamora, Salamanca, León, Burgos, Avila y Segovia.**

- La Meseta sur. Sus características orográficas difieren notablemente de la norte, tanto por su aislamiento mucho menos acusado, como por su mayor desnivel, a lo que se une la complejidad debida a los Montes de Toledo y a Sierra Morena. Además, esta área climática se extiende más allá de la Meseta propiamente dicha, al abarcar parte de las depresiones de las cuencas del Tajo, Guadiana y Guadalquivir. En su mitad suroccidental predominan las influencias atlánticas, mientras que por el Este no está cerrada del todo a las de signo mediterráneo que ocasionalmente penetran por la cuenca del Júcar.

Las características principales que diferencian la Meseta sur de la

norte son los inviernos menos fríos y los veranos más calurosos, así como la mayor oscilación anual de temperaturas y sobre todo el largo y seco estiaje.

Estaciones representativas: **Guadalajara, Madrid (Barajas), Toledo, C. Real, Albacete (Los Llanos), Jaén, Granada y Cáceres.**

- La Depresión del Ebro. Por su especial configuración orográfica, comparte con La Mancha el ser la región peninsular de características climáticas continentales más extremas. Temperaturas muy bajas en invierno debido al estancamiento del aire frío en el interior de la depresión, con extensas nieblas a lo largo del curso del Ebro.

El aislamiento orográfico repercute sobre todo en las cantidades de precipitación, cuyos totales anuales quedan por debajo de los 400 mm en la mayor parte del área, e incluso de los 300 mm en puntos de Los Monegros, Zaragoza y Lérida.

Estaciones representativas: **Zaragoza y Lérida.**

- La Zona de Transición. Separa a las tres zonas antes referidas y se caracteriza por un extremo clima invernal, pero con interferencias de otras zonas climáticas.

Así, por ejemplo, las estaciones de Logroño y Huesca se distinguen por sus condiciones menos extremadas que la de la depresión del Ebro propiamente dicha. Las de Soria, Calamocha y Molina de Aragón son muy representativas del clima del Sistema Ibérico, con los mínimos absolutos invernales, debido a embolsamientos de aire frío en los sectores altos de las depresiones fluviales. En la estación de Teruel se deja sentir ya la influencia mediterránea y en la de Cuenca, a pesar de su altitud, predomina la manchega.

La complejidad orográfica se traduce en una notable diversidad de condiciones climáticas. Los datos de la estación de Navacerrada, por ejemplo, nos dan una idea del clima del Sistema Central, aunque la diversidad climática de esta región montañosa es muy grande, no sólo a causa de la altitud y demás efectos orográficos sino también por su situación y orientación que la convierte en una bien definida divisoria

climática, debido principalmente a su acción sobre las irrupciones de las masas de aire frío del NW y de los cálidos del SW, cuyos efectos son opuestos en ambas vertientes. En general, la vertiente meridional es más lluviosa y notablemente más cálida que la septentrional. El que las lluvias orográficas debidas a los vientos del SW sean más importantes que las ocasionadas por los vientos del NW se debe fundamentalmente a que el contenido en humedad de los primeros es normalmente mucho mayor. El efecto protector contra los vientos fríos da lugar a que la vertiente meridional sea, tanto en invierno como en verano unos 4° más caliente que la septentrional.

Estaciones representativas son las ya referidas: Logroño, Huesca, Soria, Molina de Aragón, Calamocha, Navacerrada, Teruel y Cuenca.

1.3.- REGIÓN MEDITERRANEA

Se extiende desde Gerona hasta Almería y comprende tres subregiones:

1.3.1.- Subregión del NE

Abarca Gerona y Barcelona hasta el eje del río Llobregat. Es una zona muy heterogénea al combinarse el efecto mediterráneo con el relieve de la cordillera costero-catalana y la influencia atlántica. Esta última se deja sentir con relativa frecuencia ya que tiene el camino abierto al otro lado de los Pirineos (las masas de aire oceánico para pasar del Golfo de Vizcaya al del León sólo tienen que recorrer menos de 400 Km sobre Francia y en la zona del Ampurdán gerundense Los Pirineos son muy bajos).

Dentro del sistema montañoso catalán la Sierra de Montseny es la más importante. Los datos de la estación instalada en el Turó de L'Home, a 1.712 m, son muy representativos del correspondiente clima de montaña.

Entre las cordilleras y la costa prevalece el característico clima semimarinero mediterráneo, aunque más suave a causa de la mayor

pluviosidad y veranos más cortos y menos calurosos que en el resto de la región. Hacia el interior, a través de las cuencas de los ríos, las condiciones climáticas se hacen rápidamente continentales, de forma que detrás de las montañas en las cuencas altas de los ríos Llobregat y Ter, hay comarcas donde las condiciones son muy similares a las de la depresión del Ebro.

Estaciones representativas: Gerona, Barcelona (Prat) y Montseny.

I.3.2.- Subregión de Levante

Comprende desde el extremo SW de la provincia de Barcelona, hasta el cabo de La Nao en Alicante. Es menos lluviosa y más cálida que la subregión NE. También se distingue de ésta por estar mucho más cerrada a la influencia atlántica, que solo se deja sentir en aquellas ocasiones poco frecuentes en que la Península es cruzada de W a E por profundas borrascas de origen atlántico.

Esta protección es tan eficaz que prácticamente queda libre de las "olas de frío" del NW ya que cuando las correspondientes masas de aire alcanzan la subregión han sido ya desecadas y recalentadas por los sucesivos efectos foehn y catabático en su recorrido a través de la orografía peninsular.

En verano el sistema de vientos se rige principalmente por las brisas y por la circulación monzónica la cual, con cierta frecuencia, se combina con la irrupción de masas de aire caliente de origen africano, siendo entonces cuando las temperaturas máximas alcanzan sus valores extremos.

Otra característica relevante es la gran irregularidad del régimen pluviométrico y la incidencia de los temibles temporales por gota fría de otoño.

Estaciones representativas: Reus, Tortosa, Castellón, Valencia y

Cabo S. Antonio.

I.3.3.- Subregión del SE

Además de la provincia de Murcia incluye el extremo suroriental de Albacete, la mitad meridional de la de Alicante y la mayor parte de Almería.

La divisoria entre esta subregión y la de Levante coincide con el límite del área de veranos muy secos (fig. 25). Esta condición junto con el hecho de constituir sus tierras bajas la zona árida más extremada de Europa, le confieren unas características climáticas realmente singulares, a las que hay que añadir la circunstancia de que la irregularidad y variabilidad del régimen pluviométrico, propio de toda la región mediterránea, es en el Sudeste donde se manifiesta más acusada; los largos períodos de sequía son interrumpidos por aguaceros torrenciales, que ocasionalmente originan catastróficas inundaciones.

Por supuesto, en estas condiciones climáticas la configuración orográfica es determinante, sobre todo a causa de la disposición de las diversas serranías que componen el Sistema Penibético, de la que resulta un múltiple efecto aislante. El portillo de Albacete facilita la penetración de la influencia atlántica por el NW, pero cuando esto sucede, fuera de los grandes temporales, las masas de aire llegan muy modificadas habiendo perdido sus características originales marítimas. En lo que este portillo resulta eficaz es en acentuar en invierno el flujo monzónico de tierra a mar, como lo muestra claramente el predominio de los vientos del sector NW en las rosas de frecuencia de enero (fig. 18).

Estaciones representativas: Alicante, Murcia, S. Javier y Almería.

II. ZONA VERDE

Zona influenciada todo el año por los vientos generados del oeste

y por las perturbaciones originadas a lo largo del frente polar, por lo que el clima es el típico de la Europa occidental: inviernos suaves, veranos frescos, aire húmedo, abundante nubosidad y lluvias frecuentes en todas las estaciones.

II.1.- REGIÓN MARITIMA

Comprende la comarca portuguesa de Viana de Castelo, la mayor parte de la provincia de Pontevedra, la de La Coruña, la mitad norte de la de Lugo y Asturias y la franja litoral de las de Cantabria, Vizcaya y Guipúzcoa.

La costa occidental es más templada que la septentrional por estar más expuesta a los vientos dominantes del NW, mientras que la occidental se abre a los vientos húmedos y cálidos del SW, a los que la orientación de las rías bajas gallegas les facilitan su penetración hacia el interior, lo que contribuye que sea en Galicia donde el límite de la región se situa más alejado de la costa (fig. 33).

Tanto los vientos del NW como los del SW juegan un papel determinante en las cantidades de precipitación, en cuya distribución el factor orográfico es decisivo. La menor frecuencia de los vientos del SW, respecto a los del NW, queda compensada con creces por su mayor eficacia en producir precipitaciones a causa de su mayor contenido en vapor de agua, lo que se traduce en que los núcleos de máxima precipitación de la Zona Verde, y por ende de toda la Península, se situen precisamente en el sector occidental, en la zona montañosa del norte de Portugal.

En cambio, por lo que se refiere a la nubosidad, ésta es mayor en la franja septentrional debido al efecto de "estancamiento" ejercido por la Cordillera Cantábrica, orientada paralelamente a la costa. En general, esta nubosidad de estancamiento es mayor en Asturias y oeste de Cantabria, donde la Cordillera es más alta y cerrada. Incluso en situaciones sinópticas poco propicias a producir lluvias, es frecuente en cualquier estación del año que se desprendan del plafón nuboso las lloviznas tan

características de la región, conocidas como orballo o xirimiri.

Mención especial merecen las "galernas" tan temidas por los pescadores. A diferencia de los fuertes y relativamente frecuentes temporales invernales del NW en el Mar Cantábrico, que aparecen gradualmente y que se pueden predecir fácilmente con un día o más de anticipación, las galernas se caracterizan por su carácter de temporales repentinos. El viento salta bruscamente del sector Sur al NW y de moderado a muy fuerte pudiendo superar los 100 Km/h a la par que la mar, relativamente en calma, se encrespa rápidamente; a un cielo poco nuboso o despejado le sucede otro amenazador acompañado generalmente de nubes convectivas, violentos aguaceros y, a veces, tormentas; la temperatura experimenta un brusco descenso y la humedad relativa aumenta. El temporal del NW que viene a continuación de la galerna suele mantenerse unas 24 horas amainando paulatinamente.

Estaciones representativas de esta zona son: Vigo, Finisterre, Santiago, La Coruña, Gijón, Oviedo, Santander, Bilbao y S. Sebastian (Monte Igueldo).

II.2.- REGIÓN SEMIMARÍTIMA

Las condiciones semimarítimas de la Zona Verde se extienden paralelas a las de la marítima, penetrando sobre algo más del tercio occidental de los Pirineos.

En general, y a igualdad de altitud, las temperaturas medias son unos 2°C más extremas que en la región marítima, aunque la oscilación anual y diurna es notablemente mayor por un evidente efecto de continentalidad.

Donde la continentalidad es más acusada es en las altas planicies de la provincia de Lugo y Orense, donde las heladas invernales son relativamente frecuentes, sobre todo bajo condiciones anticiclónicas, parecidas a las del tipo de tiempo nº 18, en que las altas presiones se

centran en el Golfo de Vizcaya. No obstante, cuando la humedad es lo suficiente alta la formación de nieblas evita la helada.

La menor altura del relieve permite que en todo el País Vasco los rasgos climáticos marítimos sean los predominantes, manifestándose principalmente en la frecuencia de las lloviznas, nubes bajas y nieblas, que incluso se dejan sentir claramente en Vitoria ya en el límite con la región continental. Además, la configuración orográfica favorece la intensificación de las precipitaciones, dando lugar a un marcado máximo pluviométrico al sureste de San Sebastián.

En los Picos de Europa y en los Pirineos vasco-navarros, los climas de montaña y valle se manifiestan en toda su gran variedad y complejidad. La persistencia de la nieve sobre el suelo varía considerablemente según sea la altitud y la exposición. En amplias áreas la cobertura de nieve supera los 200 días al año y en los lugares más resguardados de la insolación existen áreas de nieves perpetuas.

Son estaciones representativas: Orense, Lugo, Reinosa, Vitoria y Pamplona.

II.3. - REGIÓN PIRENAICA

Está integrada por los Pirineos Centrales y Orientales y se extiende por el norte de las provincias de Huesca, Lérida, Barcelona y Gerona. Se diferencia de los Pirineos Occidentales fundamentalmente por su menor pluviosidad y distinto régimen pluviométrico, el cual permite dividirla en dos subregiones: la central (II.3.1.) con el máximo estacional de precipitaciones de otoño y un mínimo en invierno y la oriental (II.3.2.), caracterizada por el máximo estival con importante actividad tormentosa.

Todo lo expuesto en apartados precedentes sobre la variabilidad y complejidad de los climas locales de montaña es válido en esta región, donde en muchos valles el efecto foehn se muestra notablemente eficaz. En

verano, las características climáticas de la depresión del Ebro penetran profundamente hacia los valles pirenaicos.

Estaciones representativas son las de **Candanchú (Huesca)** para la región central y **La Molina (Gerona)** en la oriental.

10.3.- PROPUESTA DE RED DE OBSERVACIÓN DE AGUAS DE LLUVIA

Para cubrir las necesidades expuestas se establecen dos tipos de estaciones:

- Las que constituirían la **red primaria** de muestreo, entendiéndose como tal el número de estaciones idóneo para disponer de una cantidad y calidad de información suficiente y representativa.
- Las adscritas a una **red secundaria de apoyo**, que resultaría conveniente considerar en caso de que las condiciones presupuestarias lo permitieran.

La primera red estaría integrada por 33 estaciones peninsulares y la de apoyo por otras 16. Ambas redes cumplen los objetivos descritos en el apartado 10.1.:

- Su distribución en planta es homogénea a nivel peninsular con el fin de poder precisar los efectos de variabilidad longitudinal y latitudinal. El efecto de altura se cubre desde el nivel del mar hasta cota 1.860 m.
- La densidad de estaciones es mayor en las zonas costeras que en el interior. Esta distribución permite estudiar con más detalle la dinámica mediterránea y las invasiones cálidas del sur. Los frentes atlánticos, más homogéneos, necesitan de menos estaciones en la Meseta para su caracterización.

- Las cuencas hidrográficas quedan cubiertas, como mínimo, en su cabecera y en su salida en todos los casos.
- Se trata de estaciones meteorológicas completas y de fácil acceso, adscritas por lo general a aeropuertos o bases aéreas, observatorios meteorológicos o estaciones de confederaciones hidrográficas.

En las tablas 3, 4 y 5 así como en la fig. 34 se resumen las principales características de cada estación y se ordenan por criterios climáticos e hidrológicos. El mapa 1 constituye su mapa de situación e incluye también los dos tipos de información requerida: la hidrológica, representando las diez mayores cuencas de la Península y la climática, distribuyendo las estaciones meteorológicas más completas y representativas en función de las subregiones climáticas a las que pertenecen.

Por lo que a Baleares se refiere, se han integrado dos estaciones en la red primaria, correspondientes a los aeropuertos de Palma y Mahón y dos en la secundaria, constituidos por el aeropuerto de Ibiza y la estación de la Virgen del Lluç en Mallorca, por estar situada sobre la Sierra Norte a 978 m de altura.

En Canarias, la red primaria se ha elaborado con las estaciones de los aeropuertos de La Palma, Los Rodeos (Tenerife), Gando (G. Canaria) y Arrecife (Lanzarote). La secundaria cuenta con el apoyo de las de Valverde (El Hierro) y Los Estancos (Fuerteventura), así como las estaciones tinerfeñas de Reina Sofía e Izaña para poder tener datos en esta isla, poseedora del máximo relieve, entre nivel de mar y los 2367 m del observatorio de Izaña.

En la tabla 6 y el mapa 1 se indican sus respectivas características y situación.

Todo lo expuesto hasta el momento se refiere a una planificación ideal. Puede suceder, no obstante, que logísticamente incluso la red primaria presente problemas de operatividad dado que sus solo 33 puntos,

TABLA 3.- DISTRIBUCIÓN DE LAS ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS PENINSULARES
POR ORDEN ALFABÉTICO <*> Red mínima

RED PRIMARIA

<u>Nº</u>	<u>ESTACIÓN</u>	<u>CUENCA</u>	<u>Nº INM</u>	<u>LONG(GW)</u>	<u>LAT (N)</u>	<u>ALTURA</u>
1	Albacete	Levante	L-175	1° 51' W	38° 57'	699
2	Almería	Sur	S-297	2° 27' W	36° 50'	18
3	Badajoz	Guadiana	GD-452	6° 58' W	38° 53'	190
4	Barcelona	P. Oriental	PO-076	2° 18' E	41° 17'	8
5	Cáceres <*>	Tajo	T-469	6° 22' W	39° 29'	459
6	Candanchú	Ebro	E-195	0° 31' W	42° 47'	1600
7	Córdoba <*>	Guadalquivir	GQ-402	4° 51' W	37° 51'	110
8	C. Real	Guadiana	GD-121	3° 56' W	38° 59'	628
9	Cuenca <*>	Levante	L-096	2° 07' W	40° 07'	1001
10	Finisterre <*>	Norte	N-400	9° 16' W	42° 53'	122
11	Huelva	Guadiana	GD-605	6° 57' W	37° 16'	26
12	Jaén	Guadalquivir	GQ-270	3° 48' W	37° 48'	503
13	La Molina <*>	Ebro	E-585	1° 58' E	42° 21'	1711
14	León	Duero	D-661	5° 39' W	42° 36'	911
15	Lérida	Ebro	E-771	0° 38' E	41° 37'	202
16	Lugo	Norte	N-518	7° 28' W	43° 14'	424
17	Madrid	Tajo	T-129	3° 41' W	40° 28'	595
18	Málaga <*>	Sur	S-171	4° 25' W	36° 43'	34
19	Molina de Aragón	Tajo	T-013	1° 53' W	40° 51'	1068
20	Montseny	P. Oriental	PO-259	2° 26' E	41° 47'	1712
21	Murcia <*>	Segura	SG-182	1° 07' W	37° 59'	42
22	Navacerrada	Duero	D-462	4° 00' W	40° 47'	1860
23	Oviedo	Norte	N-246	5° 51' W	43° 22'	260
24	Salamanca	Duero	D-867	5° 41' W	40° 57'	797
25	San Sebastián	Norte	N-024	2° 03' W	43° 19'	258
26	Santander	Norte	N-109	3° 49' W	43° 28'	64
27	Soria <*>	Duero	D-030	2° 28' W	41° 46'	1063
28	Tarifa	Guadalquivir	GQ-989	5° 36' W	36° 01'	20
29	Tortosa <*>	Ebro	E-981	0° 30' E	40° 49'	14
30	Valencia	Levante	L-414	0° 22' W	39° 29'	50
31	Valladolid	Duero	D-422	4° 43' W	41° 39'	690
32	Vitoria	Ebro	E-087	2° 40' W	42° 52'	550
33	Zaragoza	Ebro	E-434	0° 53' W	41° 40'	250

RED DE APOYO

<u>Nº</u>	<u>ESTACIÓN</u>	<u>CUENCA</u>	<u>Nº INM</u>	<u>LONG(GW)</u>	<u>LAT (N)</u>	<u>ALTURA</u>
1	Alicante	Levante	L-025	0° 30' W	38° 22'	82
2	Avila	Duero	D-444	4° 42' W	40° 39'	1148
3	Burgos	Duero	D-332	3° 42' W	42° 20'	929
4	Cabo S. Antonio	Levante	L-051	0° 12' E	38° 48'	163
5	Castellón	Levante	L-501	0° 02' W	39° 59'	47
6	Gerona	P. Oriental	PO-370	2° 55' E	41° 59'	70
7	Granada	Guadalquivir	GQ-515	3° 37' W	37° 08'	710
8	Huesca	Ebro	E-901	0° 26' W	42° 08'	503
9	La Coruña	Norte	N-387	8° 25' W	43° 22'	57
10	Morón	Guadalquivir	GQ-796	5° 36' W	37° 10'	70
11	Orense	Norte	N-690	7° 52' W	42° 20'	148
12	Pamplona	Ebro	E-262	1° 39' W	42° 49'	449
13	Reus	P. Oriental	PO-016	1° 07' E	41° 09'	117
14	S. Fernando	Guadalquivir	GQ-972	6° 12' W	36° 28'	20
15	Teruel	Levante	L-369	1° 06' W	40° 21'	915
16	Toledo	Tajo	T-259	4° 01' W	39° 51'	540

TABLA 4.- EMPLAZAMIENTO DE LAS ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS PENINSULARES

(*) Red mínima

RED PRIMARIA

<u>Nº</u>	<u>ESTACIÓN</u>	<u>EMPLAZAMIENTO</u>	<u>Nº INM</u>
1	Albacete	Aeródromo Los Llanos	L-175
2	Almería	Aeropuerto	S-279
3	Badajoz	Base Aérea	GD-452
4	Barcelona	Aeropuerto Prat	PO-076
5	Cáceres (*)	--	T-469
6	Candanchú	--	E-195
7	Córdoba (*)	Aeródromo	GQ-402
8	C. Real	Instituto	GD-121
9	Cuenca (*)	--	L-096
10	Finisterre (*)	--	N-400
11	Huelva	--	GD-605
12	Jaén	--	GQ-270
13	La Molina (*)	--	E-585
14	León	Virgen del Camino	D-661
15	Lérida	Observatorio	E-771
16	Lugo	Instituto	N-518
17	Madrid	Aeropuerto Barajas	T-129
18	Málaga (*)	Instituto	S-171
19	Molina de Aragón	--	T-013
20	Montseny	Turó de l'Home	PO-259
21	Murcia (*)	Conf. Hidrográfica	SG-182
22	Navacerrada	Puerto	D-462
23	Oviedo	--	N-246
24	Salamanca	Aeródromo Matacán	D-867
25	San Sebastián	Monte Igueldo	N-024
26	Santander	Aeropuerto	N-109
27	Soria (*)	Observatorio	D-030
28	Tarifa	"El Pedregoso"	GQ-989
29	Tortosa (*)	Observatorio	E-981
30	Valencia	Aeropuerto Manises	L-414
31	Valladolid	Observatorio	D-422
32	Vitoria	Aeropuerto	E-087
33	Zaragoza	Aeropuerto	E-434

RED DE APOYO

<u>Nº</u>	<u>ESTACIÓN</u>	<u>EMPLAZAMIENTO</u>	<u>Nº INM</u>
1	Alicante	Conf. Hidrográfica	L-025
2	Avila	Observatorio	D-444
3	Burgos	Observatorio	D-332
4	Cabo S. Antonio	--	L-051
5	Castellón	--	L-501
6	Gerona	Aeropuerto	PO-370
7	Granada	Obs. La Cartuja	GQ-515
8	Huesca	--	E-901
9	La Coruña	--	N-387
10	Morón	Base Aérea	GQ-796
11	Orense	Instituto	N-690
12	Pamplona	Observatorio	E-262
13	Reus	Aeropuerto	PO-016
14	S. Fernando	Observatorio	GQ-972
15	Teruel	Instituto	L-369
16	Toledo	--	T-259

TABLA 5.- DISTRIBUCIÓN DE LAS ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS PENINSULARES
POR CUENCAS HIDROGRÁFICAS

(**) Red mínima

	<u>RED PRIMARIA</u>	<u>RED DE APOYO</u>
1.- <u>CUENCA NORTE</u>	Finisterre (**) Lugo Oviedo Santander San Sebastián	La Coruña Orense
2.- <u>CUENCA DEL DUERO</u>	León Salamanca Valladolid Soria (**) Navacerrada	Burgos Avila
3.- <u>CUENCA DEL TAJO</u>	Cáceres (**) Madrid Molina de Aragón	Toledo
4.- <u>CUENCA DEL GUADIANA</u>	Badajoz C. Real Huelva	
5.- <u>CUENCA DEL GUADALQUIVIR</u>	Córdoba (**) Jaén Tarifa	S. Fernando Morón Granada
6.- <u>CUENCA SUR</u>	Málaga (**) Almería	
7.- <u>CUENCA DEL SEGURA</u>	Murcia (**)	
8.- <u>CUENCA DEL JUCAR</u>	Cuenca (**) Albacete Valencia	Teruel Castellón Cabo S. Antonio Alicante
9.- <u>CUENCA DEL EBRO</u>	Vitoria Candanchú La Molina (**) Zaragoza Lérida Tortosa (**)	Pamplona Huesca
10.- <u>PIRINEO ORIENTAL</u>	Barcelona Montseny	Gerona Reus

Fig. 34.- DISTRIBUCION DE ESTACIONES PLUVIOMETRICAS PENINSULARES POR ZONAS CLIMATICAS

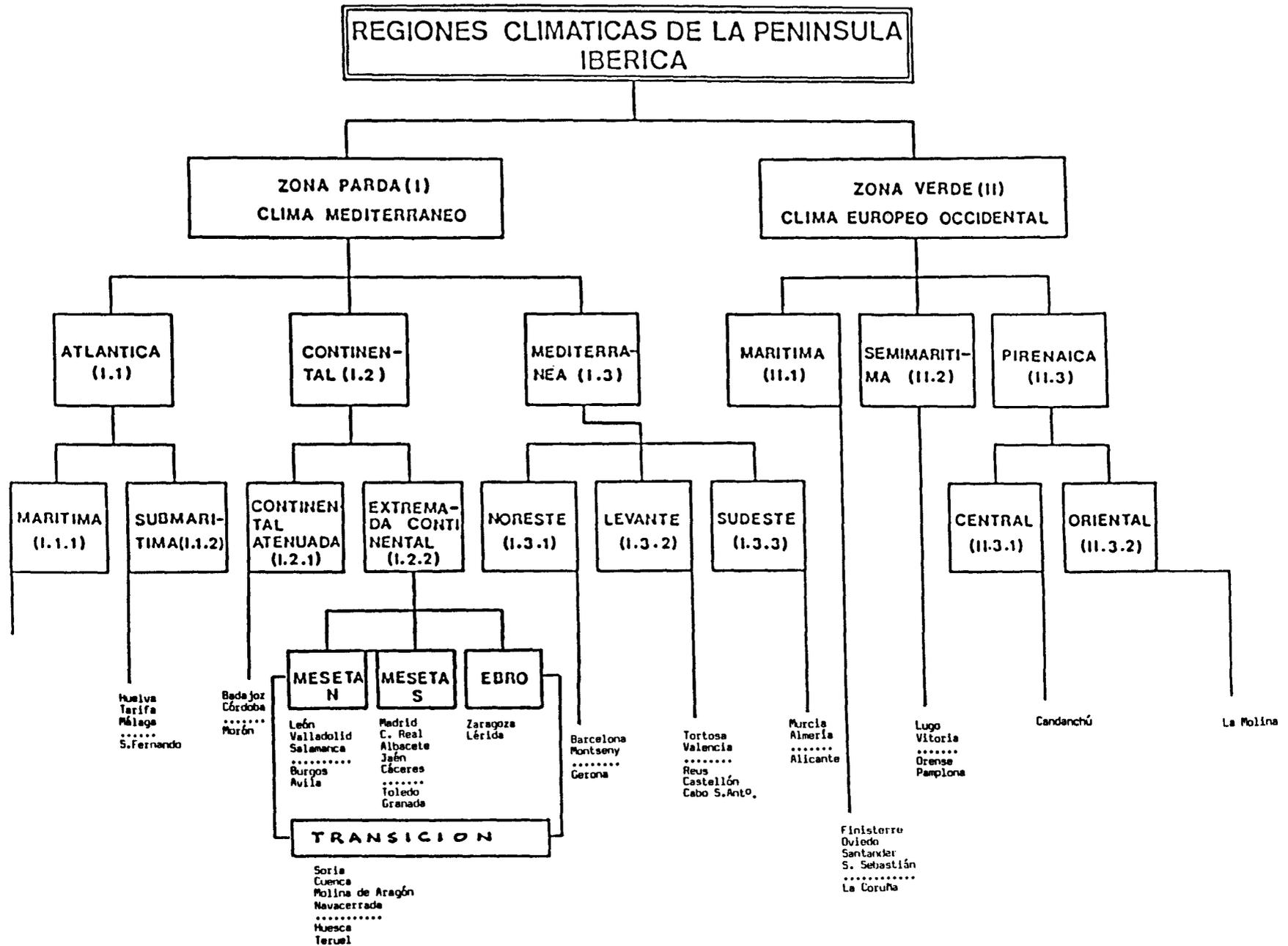


TABLA 6.- DISTRIBUCIÓN DE ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS EN LAS ISLAS
 (* Red mínima P = Red primaria A = Red de Apoyo)

	<u>SITUACIÓN</u>	<u>COTA</u>	<u>LONG.(GW)</u>	<u>LAT.(N)</u>
11.- <u>BALEARES</u>				
MALLORCA	Aeropuerto Son Sanjuan (P)	28	2° 40' E	39° 34'
	Santuario del Lluc (A)	978	2° 50' E	39° 54'
MENORCA	Aeropuerto Mahon (P) (**)	43	4° 15' E	39° 53'
IBIZA	Aeropuerto (A)	5	1° 27' E	38° 55'
12.- <u>CANARIAS</u>				
LA PALMA	Aeropuerto-Mazo (P)	29	17° 45' W	28° 37'
EL HIERRO	Aeropuerto Valverde (A)	-	17° 56' W	27° 50'
TENERIFE	Aeropuerto R. Sofia (A)	11	16° 32' W	28° 02'
	Aeropuerto Los Rodeos (P) (**)	641	16° 20' W	28° 29'
	Izaña (A)	2367	16° 29' W	28° 18'
G. CANARIA	Aeropuerto Gando (P)	10	15° 32' W	27° 56'
LANZAROTE	Aeropuerto Arrecife (P)	14	13° 36' W	28° 56'
FUERTEVENTURA	Aeropuerto-Los Estancos (A)	230	13° 53' W	28° 31'

muestreados con periodicidad mensual, implican un total de 396 muestras, capaces por ellas mismas de bloquear determinados laboratorios isotópicos, sobre todo en lo que a determinaciones de tritio se refiere, si es necesario llevar a cabo concentración electrolítica.

Ante esta eventualidad, se señalan en las correspondientes tablas y mapas las estaciones que deberían constituir la **RED MINIMA** de trabajo y que, a pesar de cualquier tipo de dificultad, debería abordarse. Su periodicidad seguiría siendo mensual en cualquier caso.

11.- LA RED DE CONTROL DE AGUAS DE ESCORRENTIA

11.1.- OBJETIVOS

La finalidad de esta red es recoger datos globales a nivel de cuenca de las aguas de escorrentía, en base a muestrear los principales cursos de agua superficiales.

Resulta evidente que los datos así obtenidos corresponderán, en realidad, al drenaje general de la cuenca con una componente superficial y otra subterránea distintas para cada caso tanto en el espacio como en el tiempo.

Tenderán, por tanto, a ser resultados isotópicos cada vez más homogeneizados aguas abajo que caracterizarían la dinámica general de la cuenca en función de los intervalos de muestreo. No puede precisarse, por tanto, a priori, la representatividad de cada punto de toma ni el peso específico que cada segmento de cauce o afluente tendrá sobre el aporte general. Factores tan variados como la situación geográfica de cada subcuenca, aportes unitarios, porcentajes de componente subterránea respecto a la escorrentía total, diferencias entre cuencas hidrológicas e hidrogeológicas, litología, etc., etc. son variables que intervendrán en el resultado isotópico general. A pesar de todo, la información ha de resultar altamente valiosa tanto para comparar diferentes cuencas como para conocer la dinámica de cada una de ellas en diferentes intervalos de tiempo.

11.2.- PROPUESTA DE RED

Para cumplir los objetivos expuestos se establece también una red primaria y otra secundaria de apoyo.

La primaria se basa en muestrear los principales cursos fluviales que determinan la división peninsular en 10 grandes cuencas, tomando muestras en el curso alto, medio y bajo de los ríos de mayor longitud y de cabecera y desembocadura en los restantes. En ríos especialmente cortos, como los de la cuenca Norte, se toma una única muestra. El muestreo se llevará a cabo en crecida y en estiaje con el fin de disponer de datos extremos, que permitan avanzar en el conocimiento de la dinámica de la cuenca.

La red secundaria de apoyo, integraría a la anteriormente referida los análisis isotópicos de los principales afluentes de primer orden, que serían representativos de la dinámica global de las subcuencas parciales más importantes, aunque con las limitaciones anteriormente expuestas.

El problema logístico de esta red es el gran número de muestras que origina, tanto por un elemental problema de costes como de saturación de laboratorios. Se propone aquí, por tanto, la situación de muestreo que se considera ideal. A la hora de la realidad, siempre resulta factible eliminar muestras con criterios razonablemente selectivos.

Los puntos de muestreo se establecen en localidades de fácil acceso. Por otra parte, se ha procurado escoger afluentes sin embalses en su curso para obviar los problemas de evaporación. En algunos casos, como en la cuenca del Guadalquivir, esto resulta prácticamente imposible debido a la gran profusión de los mismos. En estos casos, las muestras se toman alejadas de los embalses con el fin de facilitar, de alguna manera, la renovación por nuevos aportes. En las desembocaduras de los ríos el muestreo se lleva a cabo varios kilómetros tierra adentro para evitar potenciales influencias marinas.

En la islas, al no existir cursos de agua permanentes, se obvia la red de control hidrográfico.

La red mínima se establece en una muestra por río principal, tomada en su curso bajo, respetando la periodicidad de muestreo semestral en crecida y estiaje.

En la tabla 7 y en el mapa 2 se indican las características de estas redes.

TABLA 7.- RED DE CONTROL DE AGUAS DE ESCORRENTIA

<*> Red mínima

	<u>RED PRIMARIA</u>	<u>RED DE APOYO</u>
1.- <u>CUENCA NORTE</u>	MIRO en Lugo MIRO en Orense (*> MIRO en Tuy (Pontevedra) (*> NALÓN-NARCEA en Pravia (Asturias) DEVA en Alzola (Guipúzcoa)	ULLA en Couso (La Coruña) NAVIA en Doiras (Asturias) PAS en Vargas (Cantabria)
2.- <u>CUENCA DEL DUERO</u>	DUERO en Soria DUERO en Aranda (Burgos) (*> DUERO en Salto de Castro (Zamora)	PISUERGA en Valladolid ESLA en Ricobayo (Zamora) ERESMA-ADAJA en Valdestillas (Valladolid) TORMES en Ledesma (Salamanca)
3.- <u>CUENCA DEL TAJO</u>	TAJO en Valtablada (Guadalajara) TAJO en Toledo (*> TAJO en Herrera de Alcántara (Cáceres)	JARAMA en S. Martín de la Vega (Madrid) ALBERCHE en Talavera (Toledo) ALAGÓN en Rincón del Obispo (Cáceres) ALMONTE en Monroy (Cáceres)
4.- <u>CUENCA DEL GUADIANA</u>	GUADIANA en Ruidera (C. Real) GUADIANA en El Chiquero (C. Real) (*> GUADIANA en Badajoz (*> GUADIANA en Sanlúcar (Huelva)	CIGÜELA-ZANCARA en Villarta S. Juan (C.R.) JABALÓN en Torrecilla (C. Real) ZUJAR en Capilla (Badajoz)
5.- <u>CUENCA DEL GUADALQUIVIR</u>	GUADALQUIVIR en Sto. Tomé (Jaén) GUADALQUIVIR en Córdoba (*> GUADALQUIVIR en Coria del Río (Sevilla)	GUADALIMAR en Guadalimar (Jaén) GUADAJÓZ en Valchillón (Córdoba) GENIL en Palma del Río (Córdoba) GUADALETE en La Ina (Cádiz)
6.- <u>CUENCA SUR</u>	(*> GUADALHORCE en Pizarra (Málaga) GUADALFED en Velez Benaudalla (Granada) (*> ALMAZORA en Cuevas Almazora (Almería)	GUADIARO en S. Martín (Cádiz) ANDARAX en Viator (Almería)
7.- <u>CUENCA DEL SEGURA</u>	SEGURA en Paules (Albacete) (*> SEGURA en Rojales (Alicante)	GUADALENTIN-SANGONERA en Sangonera (Murcia)
8.- <u>CUENCA DEL JÚCAR</u>	JUCAR en Cuenca JUCAR en Villalgordo (Albacete) (*> JUCAR en Alcira (Alicante)	TURIA en Teruel TURIA en Valencia
9.- <u>CUENCA DEL EBRO</u>	EBRO en Miranda (Burgos) EBRO en Tudela (Navarra) (*> EBRO en Tortosa (Tarragona)	ARAGÓN-ARGA en Dehesa S. Juan (Navarra) GALLEGO en Portazgo (Zaragoza) CINCA en Fraga (Zaragoza) SEGRE en Lérida JALÓN en Ricla (Zaragoza) MARTÍN en Híjar (Teruel)
10.- <u>PIRINEO ORIENTAL</u>	(*> LLOBREGAT en Berga (Barcelona) TER en Ripoll (Gerona)	LLOBREGAT en Martorell (Barcelona) TER en Torroella (Gerona)

12.- LA RED DE CONTROL DE AGUAS SUBTERRANEAS

12.1.- OBJETIVOS

Si las aguas de lluvia representan típicamente a la recarga y las de escorrentía a la descarga (superficial + subterránea), el espectro isotópico se completaría muestreando determinados puntos de agua subterránea que se consideren representativos de la circulación a gran escala por el subsuelo de la cuenca.

Por otra parte, hay que tener en cuenta también que los análisis de las aguas de escorrentía superficial durante los meses de estiaje presentan un porcentaje muy elevado de aporte subterráneo.

Así como la red de muestreo nacional de aguas de lluvia se puede razonar con criterios totalmente objetivos y rigurosos, con la de aguas subterráneas ocurre todo lo contrario. Son numerosos los comentarios que podrían llevarse a cabo a este respecto, pero se resumen en dos fundamentales:

1. La imposibilidad de coordinar la escala de trabajo con la logística operativa (número de muestras).
2. La interpretación de resultados.

Por lo que respecta al primer punto, dada la escala nacional de la red, no resulta fácil delimitar qué puntos acuíferos son representativos teniendo en cuenta que existen definidos unos 130 sistemas acuíferos y que necesariamente estamos limitados a un número muy pequeño de muestras.

A título de ejemplo, la red de calidad del ITGE está integrada por 2.200 puntos y la red de intrusión por 1.328. La periodicidad media de análisis por punto y año es de 3. Frente a estas cifras, en isótopos debemos movernos en órdenes de magnitud de decenas, dado que a esta red

hay que sumarle las restantes (lluvia, escorrentía, etc) para llegar a órdenes de centenas, ya difícilmente asumibles por un laboratorio isotópico.

Respecto al segundo punto, suponiendo que se dispusiera de un considerable número de muestras, cabe sacar conclusiones de experiencias similares previas. A. Plata estudió la composición isotópica de las aguas subterráneas de la Península con 695 muestras homogéneamente distribuidas por España y Portugal, llegando a la conclusión de que su contenido en ^{18}O coincidía con el mapa de isoterms peninsular.

El resultado es lógico dado que las aguas subterráneas tienen composiciones isotópicas similares a las de las precipitaciones medias locales ponderadas, debido al carácter integrador de los acuíferos. Este hecho, por tanto, cuestiona de nuevo la "representatividad" de unas decenas de puntos repartidos en más de 100 sistemas acuíferos distintos a lo largo y ancho de la superficie peninsular. En último extremo, este carácter integrador también la realizan los ríos, y de manera más efectiva, al mezclar componentes típicamente superficiales con aportes subterráneos.

12.2.- PROPUESTA DE RED

Según todo lo expuesto, se ha adoptado un criterio totalmente subjetivo a la hora de establecer la red de muestreo isotópico en aguas subterráneas: para cada cuenca se ha escogido el sistema acuífero más importante en cuanto a volumen de recursos (tabla 8) y se toman dos muestras, una en cabecera y otra en descarga. La periodicidad de muestreo será de 2 veces por año, coincidiendo con las épocas de máximo y mínimo nivel piezométrico.

A efectos de red secundaria de apoyo, se procura cubrir siempre el 50% del volumen de recursos de la cuenca. Por consiguiente, en aquéllas donde coexisten varios acuíferos relativamente importantes, se muestrean

TABLA 8.- CRITERIO DE ESTABLECIMIENTO DE LA RED DE CONTROL ISOTÓPICO DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

<u>CUENCA</u>	<u>RECURSOS TOTALES (hm³/año)</u>	<u>SISTEMA A MUESTREAR</u>	<u>Nº SISTEMA ITGE</u>	<u>RECURSOS (hm³/año)</u>	<u>% RECURSOS TOTALES</u>
NORTE	2,245	CALIZA MONTANA	03	1,200	53
DUERO	2,520	TERCIARIO DETRITICO	08+12	1,760	70
TAJO	782	TERCIARIO DETRITICO	14	524	67
GUADIANA	753	LLANURA MANCHEGA	23	320	42
		CALIZAS MONTIEL	24 (*)	175	23
GUADALQUIVIR	3,063	(CALIZAS PREBETICO)	(30)	(954)	(31)----Sin datos
		ALMONTE-MARISMAS	27	400	13 de red de
		VEGA GRANADA-GUADIX-BAZA	32 (*)	398	13 calidad
		ALTIPLANICIE ECIJA	29	222	7
SUR	1,318	MESOZOICO S. RONDA	36	227	17
		TRIAS S. ALMIJARA-ZUJAR	41 (*)	180	14
		TRIAS S. GADOR-ALHAMILLA	42	132	10
SEGURA	1,413	CALIZAS PREBETICO	49	1,260	89
JUCAR	5,492	MESOZOICO W-IBERICA	18	1,600	29
		MESOZOICO MAESTRAZGO	55 (*)	960	17
		TERCIARIO VALENCIA	51 (*)	760	14
EBRO	3,822	SINCLINAL JACA	67	667	18
		SINCLINAL TREMP	68 (*)	527	14
		MESOZOICO MONREAL	57	455	12
		PALEOCENO TREVIRO	65 (*)	277	7
P. ORIENTAL	887	ALUVIALES LLOBREGAT-MUGA	71	796	90
BALEARES	281	DEPRESION CENTRAL MALLORCA	77	166	59
CANARIAS	636	TENERIFE	84	260	41
		G. CANARIA	83 (*)	150	24

(*) Puntos integrantes de la red secundaria de apoyo

por orden de importancia hasta cubrir el porcentaje referido.

La red mínima se establece igual que la primaria, pero muestreando únicamente el punto correspondiente a la descarga del sistema con igual periodicidad semestral. En la cuenca del Ebro, dada su extensión y lo aislado de sus acuíferos laterales se han tomado dos puntos para definir la red mínima, uno de procedencia pirenaica y otro ibérica.

La tabla 9 constituye el resumen de puntos seleccionados, deducido en base al inventario de la red de calidad del ITGE. Cuando el sistema hidrogeológico es importante y extenso dentro del contexto de la cuenca, se consideran dos puntos de muestreo: uno en la parte alta, donde el agua ha de ser necesariamente más joven y un segundo cercano a la descarga del acuífero. Si, por el contrario, los sistemas existentes en cada cuenca son relativamente de poca entidad, se muestrean más de uno con un punto único.

En todos los casos se han evitado los aluviales para no duplicar información con la red de aguas de escorrentía. Acuíferos importantes como el propio aluvial del Ebro, no se han tenido en cuenta por este motivo. Del mismo modo, en los puntos de descarga más cercanos a la costa se ha controlado, mediante la red de calidad, que no existan indicios de intrusión marina que puedan falsear el resultado isotópico hacia pesado.

La red de calidad de Canarias carece en su mayor parte de todo tipo de referencias (profundidad pozos, coordenadas, etc.) y se basa exclusivamente en pozos costeros con notoria intrusión marina. En estas islas se pasa a utilizar, por tanto, el INDAGEOT (base de datos geotérmica del ITGE) de mayor grado de elaboración.

- En la isla de Tenerife se adopta como punto de muestreo único la galería de Barranco Vergara en la Guancha, la más caudalosa de la isla, por sus especiales características de renovación de agua. Se sitúa a cota 1.460 m.
- En la isla de Gran Canaria se ha escogido un pozo lejos de la costa representativo de la circulación subterránea no muy profunda

TABLA 9.- RED DE CONTROL ISOTÓPICO DE AGUAS SUBTERRANEAS

(M = Red mínima P = Red primaria A = Red apoyo)

CUENCA	SISTEMA	Nº	RED	Nº ITGE	X	Y	COTA	PUNTO	PROF.
NORTE	CALIZA MONTANA	03	P	150430001	493500	982120	80	MAN	-
			MP	150440002	501550	983260	20	MAN	-
DUERO	TERCIARIO DETRITICO	08+12	P	191060001	598125	866916	850	SON	250
			MP	131930002	436005	712065	839	SON	120
TAJO	TERCIARIO DETRITICO	14	P	202050044	615172	678116	640	SON	100
			MP	142540002	470950	595700	330	SON	150
GUADIANA	LLANURA MANCHEGA	23	P	212970001	658750	507950	660	SON	91
			MP	193130104	605150	484150	645	SON	102
	CALIZAS MONTIEL	24	A	223240023	701200	466950	1040	SON	69
			A	223050001	674050	494025	882	SON	85
GUADALQUIVIR	ALMONTE-MARISMAS	27	MP	114210055	349589	284201	10	SON	90
	VEGA GRANADA-GUADIX-BAZA	32	A	194160143	597781	291063	575	SON	51
	ALTIPLANICIE ECIJA	29	P	153950040	474150	326650	195	POZO	14
SUR	MESOZOICO S. RONDA	36	MP	154360004	479075	253850	740	MAN	-
	TRIAS S. ALMIJARA-ZUJAR	41	A	184360002	563463	254211	420	MAN	-
	TRIAS S. GADOR-ALHAMILLA	42	P	224410040	676390	243440	450	SON	233
SEGURA	CALIZAS PREBÉTICO	49	P	273460107	832550	420420	520	SON	330
			MP	263530014	806500	413700	314	SON	140
JUCAR	MESOZOICO W-IBERICA	18	P	243150026	736050	480500	737	SON	90
			MP	273020011	824341	510672	-	MAN	-
	MESOZOICO MAESTRAZGO	55	A	282420003	849950	620125	840	MAN	-
			A	312350009	929325	631275	64	SON	45
51	A	292970003	892500	518100	4	SON	100		
EBRO	SINCLINAL JACA	67	MP	301130007	909088	857624	820	SON	82
	SINCLINAL TREMP	68	A	331350002	977164	816958	280	MAN	-
	MESOZOICO MONREAL	57	MP	251880002	778200	719700	1060	SON	100
	PALEOCENO TREVINO	65	A	220940006	689361	890012	880	MAN	-
P. ORIENTAL	ALUVIAL, LLOBREGAT-MUGA	71	MP	381240003	113302	858600	220	SON	80
			P	391120008	114302	874705	185	SON	58
BALEARES	DEPRESIÓN MALLORCA	77	MP	382730306	114478	579750	84	SON	82
			P	402650034	118500	590625	85	SON	139
CANARIAS	TENERIFE	84	MP	384081(**)	163755	281850	1460	GAL	-
	G. CANARIA	83	P	424235(**)	153434	275518	940	SON	112

(**) Nº RED INDAGEOT (ITGE) (Coordenadas geográficas Greenwich)

para que los isótopos tengan cierto sentido. Se trata del pozo "Las Lagunas" de S. Bartolomé de Tirajana, de 112 m de profundidad y situado a cota 940 m.

En el mapa 3 se han señalado las cuencas hidrográficas y así como las grandes estructuras permeables e impermeables. Dentro de las primeras, se han indicado los principales sistemas acuíferos reseñados en las tablas 8 y 9, distinguiendo los puntos que corresponden a la red mínima, primaria y secundaria de apoyo. Junto a cada punto de agua se indican las dos últimas cifras del número de inventario del ITGE para facilitar su distinción.

13.- CONTROLES DE AGUA MARINA Y DE CO₂ ATMOSFÉRICO

13.1.- RED DE CONTROL DE AGUA MARINA

A pesar de ser el valor medio del agua marina (SMOW-Standard Mean Ocean Water) uno de los dos patrones para el ^{18}O y el ^2H , las aguas oceánicas poseen ciertos márgenes de variación respecto al standard (0,0).

En España pueden conseguirse muestras quizás significativas, dado que unas costas están bañadas por el Mediterráneo y otras por el Atlántico. El primero, como mar interior, está sujeto a unos fenómenos (mayor evaporación, aportes continentales, etc.) que deberían reflejarse en su estudio comparativo con las muestras del Atlántico de igual latitud. Por otra parte, el muestreo isotópico en la zona del Estrecho quizás permita observar el trasiego de aguas de uno a otro mar si la diferencia isotópica entre ambos es apreciable.

Por todo lo expuesto, resultaría conveniente establecer una periodicidad de muestreo semestral (invierno-verano) con el fin de estudiar esta posible fenomenología. Los puntos de muestreo seleccionados para este fin serían (mapa 4):

- Costa Cantábrica: Santander
- Costa Atlántica: Finisterre y Huelva
- Zona del Estrecho: Tarifa
- Mar de Alborán: Málaga
- Mediterráneo: Cabo S. Antonio (Alicante) y Menorca
- Atlántico Canario: Gran Canaria (Gando)

Con esta red, que se ha hecho coincidir con estaciones de muestreo de lluvia para mayor operatividad, puede llevarse a cabo un excelente control isotópico del medio marino.

Al igual que en los otros casos, también se ha establecido una red

mínima imprescindible. Estaría integrada por una estación en el Atlántico (Finisterre), otra en el Mediterráneo (Menorca) y la de Tarifa en el Estrecho para el control de la circulación entre ambos mares. En Canarias se seguiría manteniendo la estación de Gran Canaria. La periodicidad de muestreo, en este caso, sería anual.

13.2.- RED DE CONTROL DEL CO₂ ATMOSFÉRICO

El ¹³C del CO₂ atmosférico suele tener un valor general de -7‰ PDB, aunque la frecuente presencia de contaminación por combustibles fósiles tiende a aligerar este valor. En las zonas con grandes masas forestales se advierte, también, una correlación negativa entre el contenido de ¹³C y el de CO₂, de manera que, por ejemplo, a las máximas concentraciones de CO₂ atmosférico durante la noche (fotosíntesis vegetal) le corresponden valores menores de ¹³C. Durante el día se invierte el fenómeno. En las zonas oceánicas, sin embargo, suele estar en equilibrio con los bicarbonatos marinos de la lámina de agua más superficial.

El control del ¹³C del aire, por tanto, puede constituir un buen indicador de la evolución de la calidad atmosférica.

Si lo que se desea, como en nuestro caso, es disponer de una red nacional correlacionable con otros países de cara a establecer una dinámica global de calidad atmosférica, resulta evidente que las muestras de ¹³C deben tomarse en lugares totalmente apartados de potenciales núcleos contaminantes. En nuestro caso se han adoptado los siguientes puntos de muestreo (mapa 4):

Bordes marinos:	Finisterre, Tarifa, Cabo S. Antonio.
Medio marino:	Monte Toro (Menorca) y Tejeda (G. Canaria)
Medio continental:	Portillo de Batuecas (Hurdés-S ^a de Gata) (1230 m.)
	Páramo de Masa (Burgos-Cantabria) (1050 m.)
	Puerto de Calatraveño (S ^a Morena) (750 m.)
	La Molina (Pirineo-Gerona) (1711 m.)

El muestreo se establece también con periodicidad semestral (invierno-verano).

La correspondiente red mínima estaría integrada por las dos estaciones insulares de Menorca y G. Canaria y por las estaciones de Finisterre, Tarifa y el Páramo de Masa. Las dos primeras controlarían las entradas atmosféricas más frecuentes en la Península y la tercera, en plena Meseta norte, constituye un emplazamiento ideal para apreciar la evolución continental. Su periodicidad sería, en este caso, de una muestra por año.

14.- METODOLOGÍAS DE MUESTREO Y

SÍNTESIS GENERAL DE MUESTRAS

14.1.- RED DE PRECIPITACIONES

Lugar de muestreo: Las estaciones meteorológicas citadas en el texto.

Periodicidad de muestreo: Mensual, con el fin de disponer de series completas anuales correlacionables con la red de la IAEA-WMO. Se muestreará, si es posible, el primer día de cada mes para obtener del pluviómetro totalizador la muestra completa.

Técnica de muestreo: Se dispondrá de un pluviómetro totalizador con una llave de desagüe en su parte inferior. En su interior se colocará un poco de aceite de parafina con la finalidad de que, al irse llenando de agua, la lámina de aceite evite los fenómenos de evaporación. El vaciado se llevará a cabo por la parte inferior. Cada fin de mes, cuando se muestree, se vaciará totalmente el pluviómetro, reemplazando de nuevo la parafina de protección.

Volumen de muestra:

^3H : 1 litro en botella de plástico con doble tapón para facilitar su envío.

$^{18}\text{O}-^2\text{H}$: En realidad bastaría con 1 ml. Se recomienda utilizar pequeños frascos de cristal ámbar, de doble tapón, de 5-10 ml.

Observaciones adicionales: Se anotará, a partir de los registros de la estación meteorológica:

- Valor de la precipitación total mensual
- Valor de la temperatura media mensual
- Días del mes en los que ha tenido lugar la precipitación, con el fin de conocer el tipo de tiempo meteorológico por si es necesario para la interpretación del resultado isotópico.
- Valor de la lluvia diaria y de la temperatura de estos días, si es posible.

14.2.- RED HIDROGRÁFICA

Lugar de muestreo: Los cursos de agua referidos en el texto en las localidades citadas. Se recomienda tomar las muestras siempre aguas arriba de la población con el fin de evitar incorporaciones directas de aguas residuales.

Periodicidad de muestreo: Para no incrementar desmesuradamente el número de análisis se sugieren dos muestreos al año, uno en estiaje (agosto-septiembre) y otro en máxima crecida (enero-febrero). En realidad, las muestras no tienen por qué recogerse sincrónicamente en toda la Península. Cada cuenca debe establecer su criterio particular en base al conocimiento estadístico de la misma, ya que las crecidas y los estiajes no tienen necesariamente por qué coincidir en las 10 cuencas referidas.

Técnica de muestreo: Simplemente llenar las botellas previamente lavadas con la misma agua problema.

Volumen de muestra: La ya referida anteriormente: 1 litro para tritio y 5-10 ml para ^{18}O - ^2H .

14.3.- AGUAS SUBTERRÁNEAS

Lugar de muestreo: En los puntos acuíferos reseñados, tomando siempre que sea posible la muestra mediante bombeo, siempre como mínimo al cabo de 15 minutos de haber comenzado éste.

Periodicidad de muestreo: Semestral coincidiendo con las épocas de máximo y mínimo nivel relativo del acuífero. Si no existe oscilación estacional, puede hacerse coincidir el muestreo con el de aguas de escorrentía.

Técnica de muestreo: Id. red hidrográfica.

Volumen de muestra: Id. red hidrográfica.

14.4.- AGUA MARINA

Lugar de muestreo: Los indicados en el capítulo y mapa correspondiente.

Periodicidad de muestreo: Semestral para la red primaria, muestreando en febrero y agosto, meses de mínima y máxima temperatura y evaporación. Si se opta por la red mínima, el muestreo puede hacerse anual en primavera u otoño para obtener un valor medio.

Técnica de muestreo: Lo ideal es mar adentro, para evitar influencias de aportes costeros y a varios metros de profundidad con el fin de eliminar la parte superior fraccionada por evaporación. Puede emplearse una botella Ruttner o similar con cierre mediante pesa de disparo.

Si esto no resulta posible, conviene muestrear desde tierra firme preferentemente a primera hora de la mañana para evitar la influencia solar, arrojando al mar una botella lastrada.

Volumen de muestra: Id. que los ya referidos.

14.5.- CO₂ ATMOSFÉRICO

Lugar de muestreo: Los indicados en el capítulo y mapa correspondiente.

Periodicidad de muestreo: Semestral en caso de red primaria o anual si se adopta el criterio de red mínima. Puede hacerse coincidir con el de agua marina.

Técnica de muestreo: Botella de pyrex de las que normalmente se usan en laboratorio como contenedores de gases de una sola boca, a las que previamente se les ha hecho el vacío. La entrada se establece mediante una válvula de vidrio esmerilado y una junta Rotulex en el extremo. No obstante, este acople final depende de cuál sea el dispositivo de aspiración de cada laboratorio.

El muestreo se establece simplemente abriendo la válvula en el lugar elegido. El vacío existente succionará un volumen de aire que, una vez cerrada de nuevo la válvula, se llevará a analizar.

Volumen de muestra: Para la concentración atmosférica del CO_2 ($0,03\%V \approx 300 \text{ ppm}$) suelen bastar 500 ml. No obstante, resulta conveniente, dada la simplicidad del muestreo, entregar 1 litro al laboratorio.

14.6.- SÍNTESIS GENERAL DE MUESTRAS

En base a todo lo expuesto, las tablas 10, 11 y 12 constituyen la síntesis general de estaciones, número de muestras y coste analítico medio de todo el programa.

En las tablas 13, 14 y 15 se desglosan estos mismos conceptos por cuencas hidrográficas.

TABLA 10.- SÍNTESIS GENERAL DE ESTACIONES DE LA RED DE MUESTREO ISOTÓPICO

	<u>RED MINIMA</u>	<u>RED PRIMARIA</u>	<u>RED DE APOYO</u>	<u>RED COMPLETA TOTAL MÁXIMO</u>
PRECIPITACIONES	11 <*>	39 <*>	22 <*>	61
ESCORRENTIA	13 <***>	31 <***>	31 <***>	62
SUBTERRANEAS	13 <***>	24 <***>	9 <***>	33
MARINAS	4 <****>	8 <***>	-	8
ATMOSFÉRICAS	5 <****>	9 <***>	-	9
TOTAL	46	111	62	173

<*> Periodicidad mensual: Muestra el primer día de cada mes, si es posible.

<***> Periodicidad semestral:

- Aguas Escorrentía: Muestras en máxima crecida y en estiaje.
- Aguas Subterráneas: Muestras en máximo y mínimo nivel, si existe. De no ser así, hacer coincidir el muestreo con las aguas de escorrentía.
- Aguas Marinas: Muestras en febrero y agosto (mínima y máxima evaporación).
- Atmósfera: Muestras en febrero y agosto.

<****> Periodicidad anual: Muestras en primavera u otoño (efecto integrador).

TABLA 11.- MUESTRAS ANUALES PROPUESTAS EN LA RED DE MUESTREO ISOTÓPICO

	<u>RED MINIMA</u>	<u>RED PRIMARIA</u>	<u>RED DE APOYO</u>	<u>RED COMPLETA TOTAL MAXIMO</u>
PRECIPITACIONES <*>	132	468	264	732
ESCORRENTIA <*>	26	62	62	124
SUBTERRANEAS <*>	26	48	18	66
MARINAS <***>	4	16	-	16
ATMOSFÉRICAS <****>	5	18	-	18
TOTAL	<u>193</u>	<u>612</u>	<u>344</u>	<u>956</u>

<*> ^{18}O , ^2H y ^3H

<***> ^{18}O y ^2H

<****> ^{13}C (CO_2)

TABLA 12.- COSTE ANALÍTICO MEDIO (10^e Ptas) ⁽¹⁾

	<u>RED MINIMA</u>	<u>RED PRIMARIA</u>	<u>RED DE APOYO</u>	<u>RED COMPLETA TOTAL MÁXIMO</u>
PRECIPITACIONES ^(**)	3,960	14,040	7,920	21,960
ESCORRENTIA ^(**)	0,780	1,860	1,860	3,720
SUBTERRANEAS ^(**)	0,780	1,440	0,540	1,980
MARINAS ^(***)	0,060	0,240	-	0,240
ATMOSFÉRICAS ^(****)	0,037	0,135	-	0,135
TOTAL	5,617	17,715	10,320	28,035

^(**) ¹⁸O, ²H y ³H

^(***) ¹⁸O y ²H

^(****) ¹³C (CO₂)

Precios base cálculo

¹⁸O = 7.500 ptas.

²H = 7.500 ptas.

³H = 15.000 ptas.

¹³C (CO₂) = 7.500 ptas.

⁽¹⁾ Los precios reseñados pueden variar en un ± 20%

TABLA 13.- RESUMEN GENERAL DE ESTACIONES DE MUESTREO POR CUENCAS

(M = red mínima P = red primaria A = red de apoyo)

<u>CUENCA</u>	<u>LLUVIA</u>			<u>ESCORRENTIA</u>			<u>SUBTERRANEAS</u>			<u>MAR</u>		<u>ATMOSE</u>		<u>TOTAL</u>		
	<u>M</u>	<u>P</u>	<u>P+A</u>	<u>M</u>	<u>P</u>	<u>P+A</u>	<u>M</u>	<u>P</u>	<u>P+A</u>	<u>M</u>	<u>P</u>	<u>M</u>	<u>P</u>	<u>M</u>	<u>P</u>	<u>P+A</u>
1- NORTE	1	5	7	2	5	8	1	2	2	1	2	1	1	6	15	20
2- DUERO	1	5	7	1	3	7	1	2	2	-	-	1	1	4	11	17
3- TAJO	1	3	4	1	3	7	1	2	2	-	-	-	1	3	9	14
4- GUADIANA	-	3	3	2	4	7	1	2	4	-	-	-	-	3	9	14
5- GUADALQUIVIR	1	3	6	1	3	7	1	2	3	1	2	1	1	5	11	19
6- SUR	1	2	2	2	3	5	1	2	3	-	1	-	1	4	9	12
7- SEGURA	1	1	1	1	2	3	1	2	2	-	-	-	-	3	5	6
8- JUCAR	1	3	7	1	3	5	1	2	5	-	1	-	1	3	10	19
9- EBRD	2	6	8	1	3	9	2	2	4	-	-	-	1	5	12	22
10- P. ORIENTAL	-	2	4	1	2	4	1	2	2	-	-	-	-	2	6	10
11- BALEARES	1	2	4	-	-	-	1	2	2	1	1	1	1	4	6	8
12- CANARIAS	1	4	8	-	-	-	1	2	2	1	1	1	1	4	8	12
TOTAL..	11	39	61	13	31	62	13	24	33	4	8	5	9	46	111	173

TABLA 14.- RESUMEN GENERAL DE MUESTRAS POR CUENCAS

(M = red mínima P = red primaria A = red de apoyo)

CUENCA	LLUVIA			ESCORRENTIA			SUBTIERRANEAS			MAR		ATMOSF		TOTAL		
	M	P	P+A	M	P	P+A	M	P	P+A	M	P	M	P	M	P	P+A
1- NORTE	12	60	84	4	10	16	2	4	4	1	4	1	2	20	80	110
2- DUERO	12	60	84	2	6	14	2	4	4	-	-	1	2	17	72	104
3- TAJO	12	36	48	2	6	14	2	4	4	-	-	-	2	16	48	68
4- GUADIANA	-	36	36	4	8	14	2	4	8	-	-	-	-	6	48	58
5- GUADALQUIVIR	12	36	72	2	6	14	2	4	6	1	4	1	2	18	52	98
6- SUR	12	24	24	4	6	10	2	4	6	-	2	-	2	18	38	44
7- SEGURA	12	12	12	2	4	6	2	4	4	-	-	-	-	16	20	22
8- JUCAR	12	36	84	2	6	10	2	4	10	-	2	-	2	16	50	108
9- EBRO	24	72	96	2	6	18	4	4	8	-	-	-	2	30	84	124
10- P, ORIENTAL	-	24	48	2	4	8	2	4	4	-	-	-	-	4	32	60
11- BALEARES	12	24	48	-	-	-	2	4	4	1	2	1	2	16	32	56
12- CANARIAS	12	48	96	-	-	-	2	4	4	1	2	1	2	16	56	104
TOTAL..	132	468	732	26	62	124	26	48	66	4	16	5	18	193	612	956

TABLA 15.- RESUMEN DE COSTES ANALITICOS POR CUENCAS HIDROGRAFICAS

<u>CUENCA</u>	<u>REDES MINIMAS</u>	<u>REDES PRIMARIAS</u>	<u>REDES TOTALES</u>
1- NORTE	562.000	2.295.000	3.195.000
2- DUERO	487.500	2.115.000	3.075.000
3- TAJO	480.000	1.395.000	1.995.000
4- GUADIANA	180.000	1.440.000	1.740.000
5- GUADALQUIVIR	502.500	1.455.000	2.835.000
6- SUR	540.000	1.065.000	1.245.000
7- SEGURA	480.000	600.000	660.000
8- JUCAR	480.000	1.425.000	3.165.000
9- EBRO	900.000	2.475.000	3.675.000
10- P. ORIENTAL	120.000	960.000	1.800.000
11- BALEARES	442.500	885.000	1.605.000
12- CANARIAS	442.500	1.605.000	3.045.000
TOTAL....	5.617.000	17.715.000	28.035.000

ANEXO 1

TIPOS DE TIEMPO EN LA PENÍNSULA
(mapas de superficie y de 500 mb)

TABLA A-1

Tipos de tiempo			
Indicativo	Señas	Masas de aire dominantes	Meses de mayor frecuencia
1.I.Z	Altas presiones en el Atlántico subtropical	mT (sub)	E.F.Mr.D.
2.I.Z	Anticiclón subtropical atlántico	mP	E.F.Mr.D.
3.I.Z	Anticiclón atlántico-mediterráneo	mT (sub)	Mr.Ab.My.
4.I.Z.i	Anticiclón peninsular	Ibérica fría	E.D.
5.I.Z.e	Anticiclón de las Azores y depresión térmica peninsular.	cT, mT (sub)	Jl.Ag.
6.I.M.i	Depresión del Golfo de Vizcaya	mT, mP	F.Mr.Ab.
7.I.M	Depresión británica	mP, mA	Ab.My.
8.I.M.e	Anticiclón atlántico y depresión térmica peninsular.	cT	Jl.Ag.S.
9.I.M.e	Altas presiones sobre el Atlántico y Europa	Ibérica cálida	Jl. Ag.
10.I.M	Depresión del Golfo de Génova	cP, mP	O. N. Mr. Ab. My.
11.I.M.i	Anticiclón centroeuropeo	mT, cT	E. F. D.
12.I.D.	Depresión atlántico-ibérica	mT, mP	— — —
13.I.D	Depresión del Golfo de Cádiz	mP	— — —
14.I.D	Depresión balear	Mediterránea	— — —
15.I.D.i	Anticiclón ruso	cP	E. F. D.
16.I.D.i	Anticiclón británico-escandinavo	cP, Mediterránea	E. F. Mr. D.
17.I.D.i	Anticiclón atlántico-europeo	cT, Mediterránea	E. F. D.
18.I.D	Vaguada ibero-africana	mT (sub)	E. F. Mr. Jn.
19.II.i	Depresión fría peninsular, de invierno	mT (sub)	F. Mr. D.
20.II.e	Depresión fría peninsular, de verano	mT (sub)	Ag. S.
21.II	Pantano barométrico	mT (sub)	Jl. Ag. S.
22.III.i	Intensa circulación zonal a bajas latitudes	mT (sub)	F. D.
23.III.i	Circulación ondulada a bajas latitudes	mT (sub), mP	F. Mr. D.

Tipo 1. I. Z. - ALTAS PRESIONES EN EL ATLANTICO SUBTROPICAL

Las altas presiones subtropicales, alargadas en la dirección de los paralelos y centradas al sur de las Azores, alcanzan la Península, mientras a 500 mb la circulación general del Oeste es intensa y persistente centrándose alrededor del paralelo 50° la zona de vientos máximos (Fig. A-1).

Generalmente se mantiene durante más de 5 días, siendo relativamente frecuente que sobrepase los 15 días. Puede tener lugar en cualquier mes del año, aunque raramente hace acto de presencia en el trimestre estival. Su máxima frecuencia se da de diciembre a marzo.

Las depresiones atlánticas, alternando con cuñas anticiclónicas en rápida sucesión, da lugar a que la "imagen bórica" de los mapas de superficie cambie notablemente de un día a otro. No obstante, las trayectorias de los centros depresionarios (borrascas) pasan claramente al norte de la Península, por lo que sólo es afectada en su área septentrional por los sistemas de frentes asociados a estas depresiones, con una gran preponderancia de los fríos a los calientes. Ocasionalmente y sobre todo al final del período de duración del tipo, cuando las trayectorias de las borrascas son más meridionales, los frentes pueden afectar a toda la Península, salvo en la vertiente mediterránea.

La masa de aire predominante es la mT(sub) alternando con la mP aunque muy amortizada, por lo que las temperaturas se mantienen suaves. Ocasionalmente este tipo va seguido de una irrupción de aire mA o mP.

Las lluvias más importantes quedan generalmente limitadas a la región cantábrica y al noroeste de la Península, aunque en el resto de la vertiente atlántica pueden haber chubascos intensos durante el paso de los frentes fríos.

En verano la presencia de este tipo da lugar a períodos anormalmente frescos y se dejan sentir sobre todo en la mitad norte.

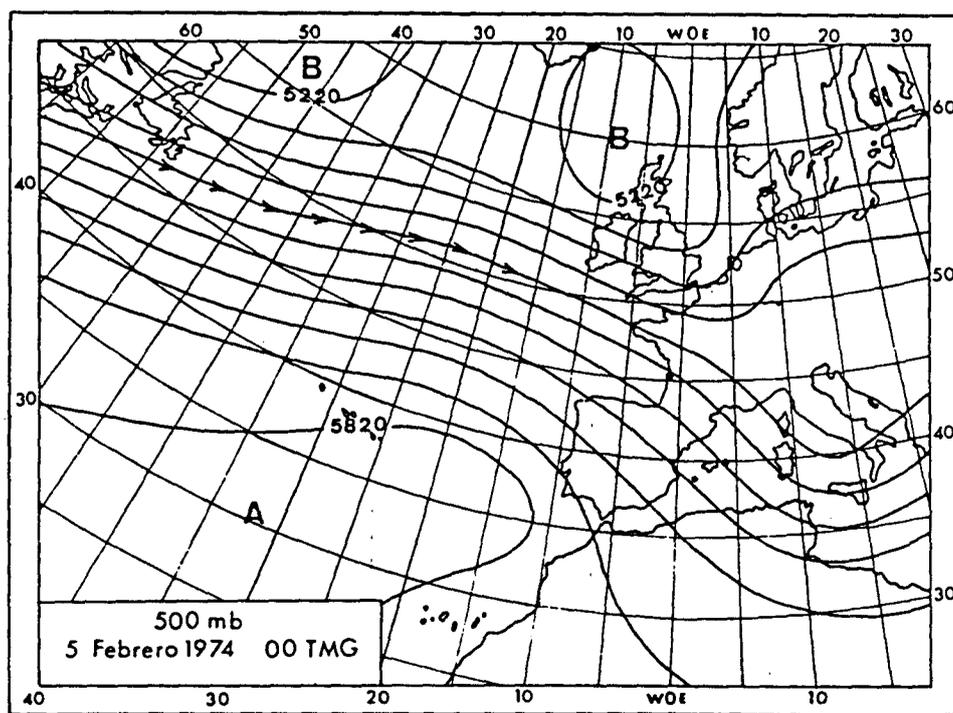
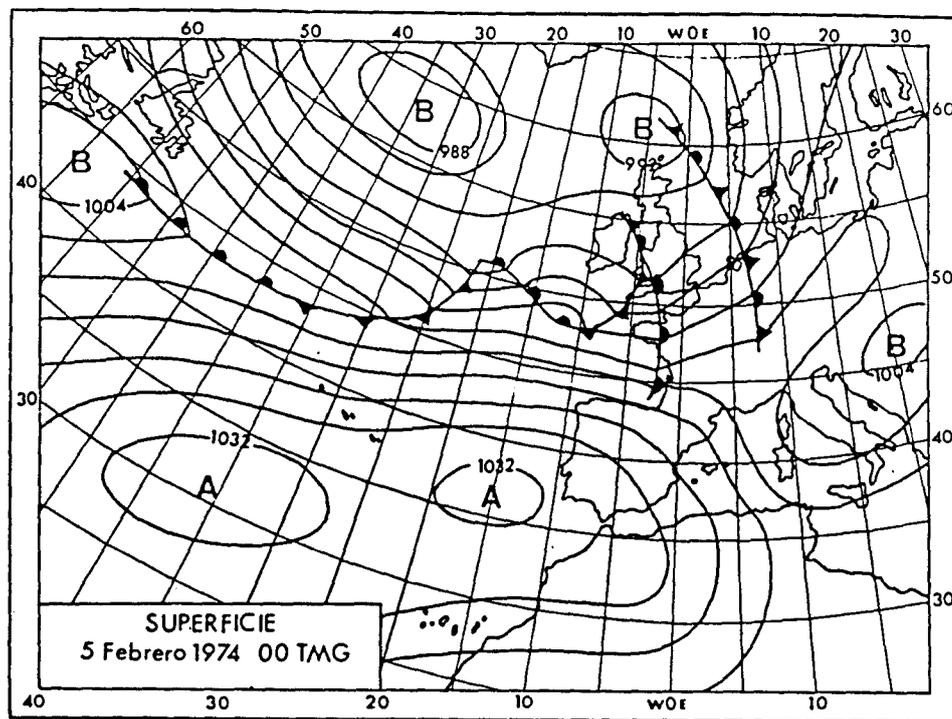


Fig. A-1.- ALTAS PRESIONES EN EL ATLANTICO SUBTROPICAL (1.I.Z.)

Tipo 2. I. Z. - ANTICICLÓN SUBTROPICAL ATLANTICO

Se distingue del Tipo 1 en el alejamiento hacia el oeste de la Península de las altas presiones subtropicales, formando un claro centro anticiclónico al suroeste de las Azores. A 500 mb la situación se distingue del tipo 1 por una bien marcada vaguada que se extiende desde la región de Islandia hacia el Mediterráneo occidental (Fig. A-2).

Su duración y frecuencia son similares a los del tipo 1, aunque con cierta preferencia por el mes de marzo.

El sentido de las trayectorias de las borrascas es hacia el SE y aunque crucen Europa al norte de los Pirineos, los sistemas frontales que las acompañan suelen barrer la mayor parte de la Península.

La masa de aire mP es la predominante, y aun estando muy suavizada por su largo recorrido sobre el océano, su presencia da lugar a un descenso de la temperatura.

El mal tiempo, con abundantes precipitaciones, suele afectar a toda la Península, e incluso excepcionalmente al Sudeste. En invierno puede dar lugar a copiosa nevadas en las zonas montañosas. En casos extraordinarios ha sido responsable de veranos relativamente lluviosos, como sucedió en 1971.

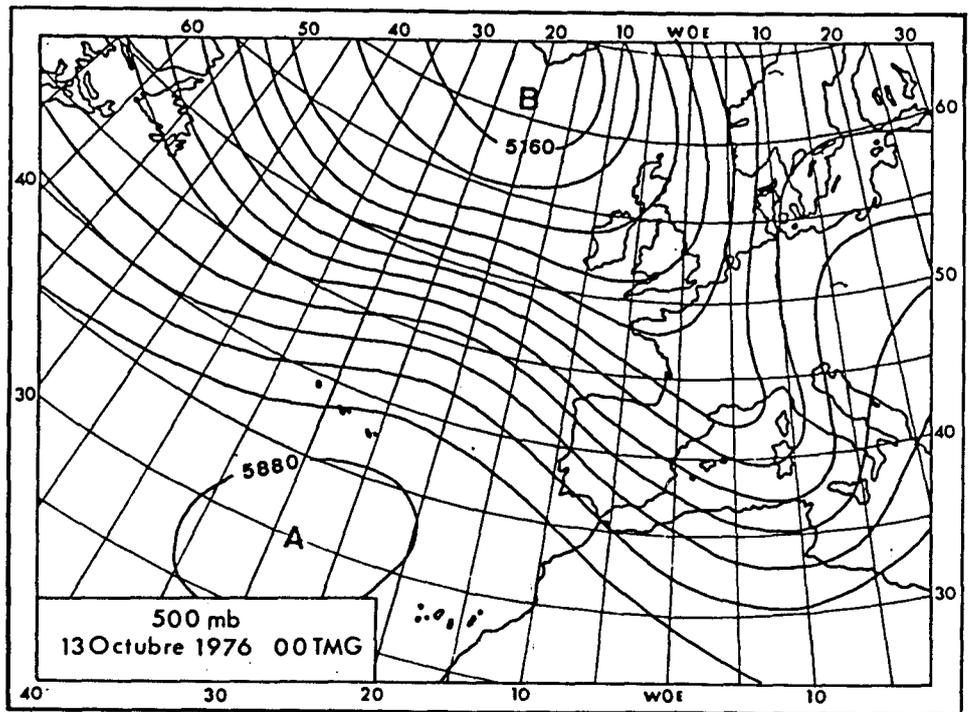
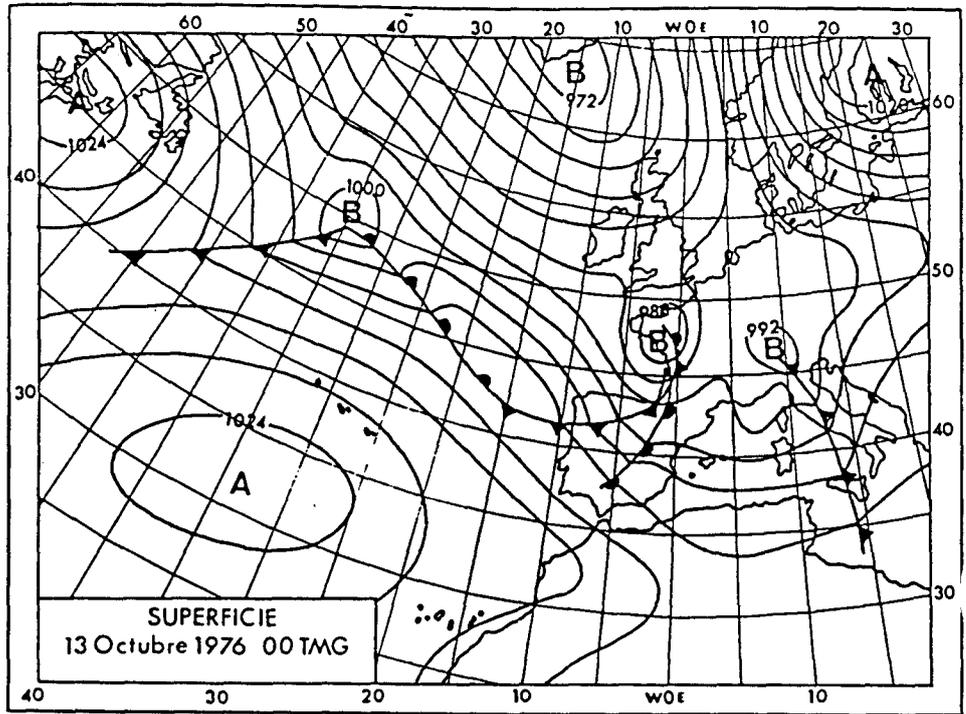


Fig. A-2.- ANTICICLON SUBTROPICAL ATLANTICO (2.I.Z.)

Tipo 3.1.Z.- ANTICICLÓN ATLÁNTICO-MEDITERRANEO

El anticiclón atlántico, centrado al suroeste de las Azores, se extiende en forma de cuña hasta el Mediterráneo occidental, dando lugar a un flujo suave del NW sobre la Península o al predominio de las calmas como en el ejemplo de la Fig. A-3.

En la mayoría de los casos tiene una duración de 5 a 10 días aunque, con relativa frecuencia, llega a alcanzar e incluso a superar los 30 días. Puede presentarse en cualquier estación del año, salvo en verano, cuando es sustituido por el tipo 5. Su máxima frecuencia tiene lugar al final del invierno y en primavera.

La presencia de la masa mT(sub) es exclusiva. Las temperaturas son suaves aunque con importantes oscilaciones diurnas en casos de calmas o vientos débiles.

Suele predominar el buen tiempo, aunque ocasionalmente se produzcan lloviznas o lluvias, generalmente débiles, en la periferia norte. En aquellas situaciones en que el anticiclón no se extiende tanto hacia el Este, las perturbaciones mediterráneas pueden afectar a Cataluña y Levante. Cuando la corriente del Oeste sobre la Península está bien definida, el efecto catabático da lugar a notables subidas de temperatura en el litoral levantino.

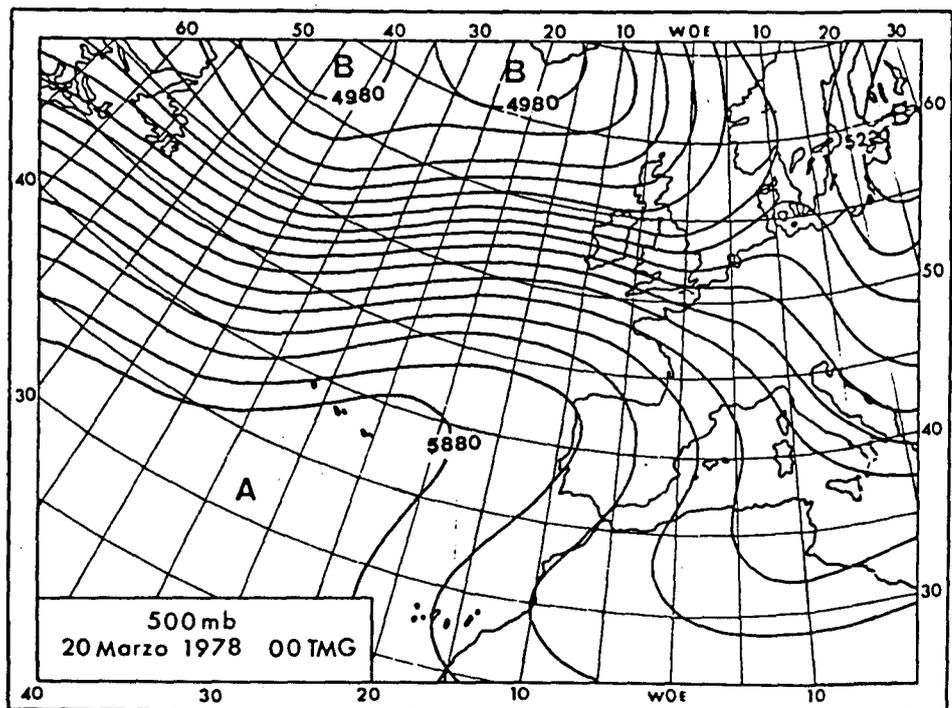
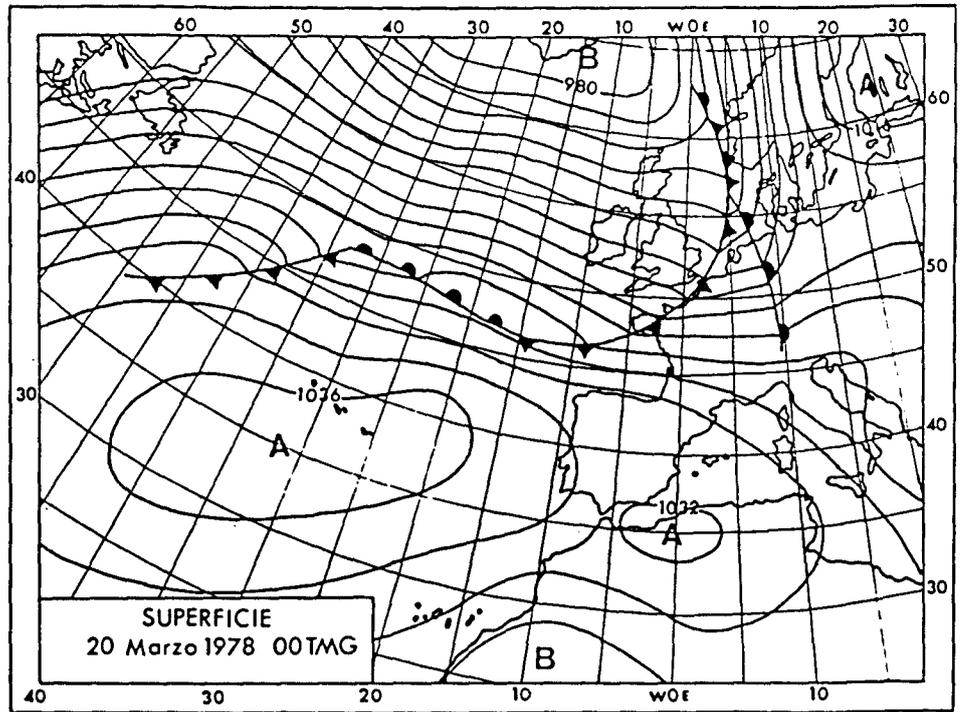


Fig. A-3.- ANTICICLON ATLANTICO-MEDITERRANEO (3.I.Z.)

Tipo 4.Z.1.- ANTICICLÓN PENINSULAR

El anticiclón subtropical, desplazado hacia el Este, muestra una clara preferencia a centrarse sobre la Península. En los periodos más largos de permanencia de este anticiclón pueden observarse debilitamientos y reforzamientos alternativos, así como desplazamientos irregulares y aparentemente caprichosos de su centro. Que este fenómeno también se aprecie claramente en altura demuestra la naturaleza dinámica del anticiclón, aunque el enfriamiento de la Península debe constituir un factor importante en su comportamiento (Fig. A-4).

Normalmente se mantiene durante unos 5 días, aunque su duración máxima puede superar los 30. Este tipo, esencialmente invernal, tiene su máxima frecuencia en enero y diciembre, aunque también puede presentarse en febrero, marzo y noviembre.

La masa de aire, originalmente $mT(\text{sub})$, experimenta un paulatino enfriamiento en el interior de la Península, hasta el punto de transformarse, en los casos de mayor permanencia, en una masa de aire relativamente fría y seca.

Buen tiempo en toda la Península, con amplias oscilaciones diurnas de la temperatura y frecuentes heladas en el interior, así como formación de nieblas continentales sobre todo en la Meseta norte, y altas concentraciones de contaminantes en los centros industriales y urbanos. Ocasionalmente, ligeras precipitaciones en la periferia norte.

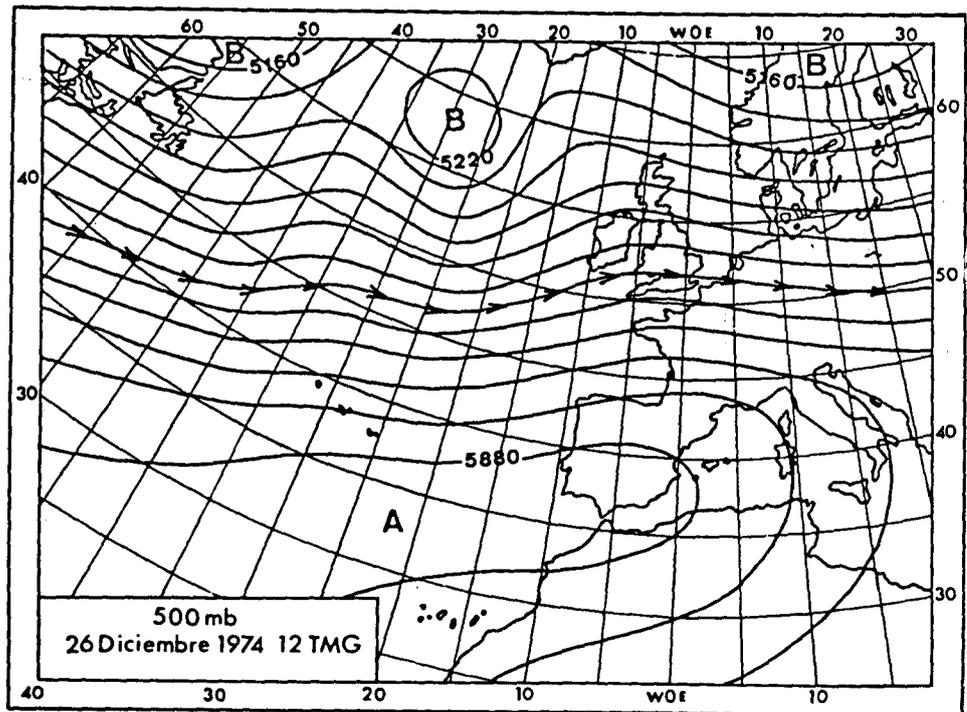
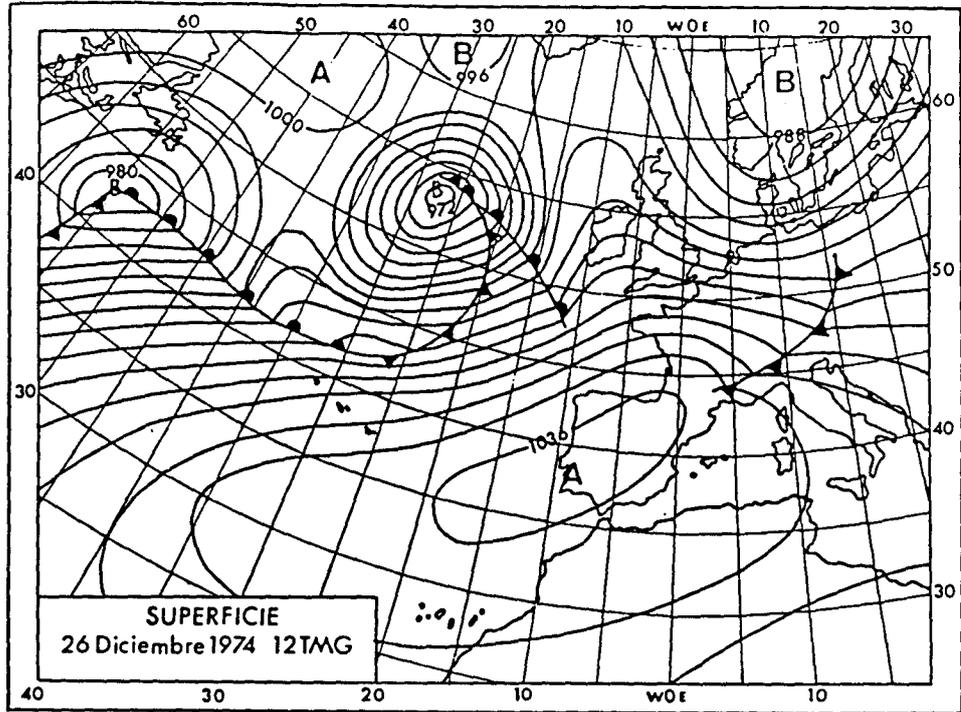


Fig. A-4.- ANTICICLON PENINSULAR (4.Z.i.)

Tipo 5.1.Z.e.- ANTICICLÓN DE LAS AZORES Y DEPRESIÓN TÉRMICA PENÍNSULAR

En el mapa de superficie la depresión térmica, centrada generalmente sobre la Meseta sur, constituye la característica más sobresaliente de este tipo. Cuando la circulación en el margen oriental del anticiclón de las Azores es muy intensa, la baja no se desarrolla o queda reducida a una vaguada. En altura se distingue una vaguada cuyo eje se orienta de NE a SW tal como se ve en el ejemplo de la Fig. A-5 a la que corresponde un flujo superior al SW sobre una gran parte de la Península, que sustituye al del NW característico de los tipos 1 y 2. Esta torsión de la circulación zonal es producida por el extenso anticiclón térmico superior que en verano se desarrolla sobre Africa como respuesta a la depresión térmica sahariana.

Estas situaciones suelen ser muy persistentes, no siendo raro que duren más de dos semanas. Pueden presentarse desde finales de mayo hasta últimos de septiembre, aunque sean julio y agosto los meses en que son más frecuentes. Entran en juego dos masas de aire muy distintas:

- La mT(sub), sometida a la circulación en torno al anticiclón de las Azores, pero que a causa de los sistemas orográficos del norte y noroeste de la Península se ve obligada a contornearla, por lo que sólo las periferias cantábrica y atlántica occidental quedan bajo sus influencias. En la periferia cantábrica el factor orográfico da lugar a precipitaciones débiles que ocasionalmente son muy persistentes, mientras que en la periferia occidental la constancia de los vientos templados del Norte constituyen la característica principal.
- La cT africana-penínsular, que afecta al resto de la Península y que en las situaciones más persistentes se transforma en la masa autóctona descrita en el apartado 7.3. Frecuentemente, en aquellas situaciones en que la vaguada superior aparece desplazada hacia el Este, el aire frío sobre la Península, a niveles altos, crea la inestabilidad necesaria para que se desarrollen las típicas tormentas de verano, principalmente al final de la tarde y primeras horas de la noche, y en cuya localización la orografía y la naturaleza del suelo son factores

determinantes.

Las "olas de calor" bajo estas situaciones, son frecuentes sobre todo en el cuadrante suroriental de la Península.

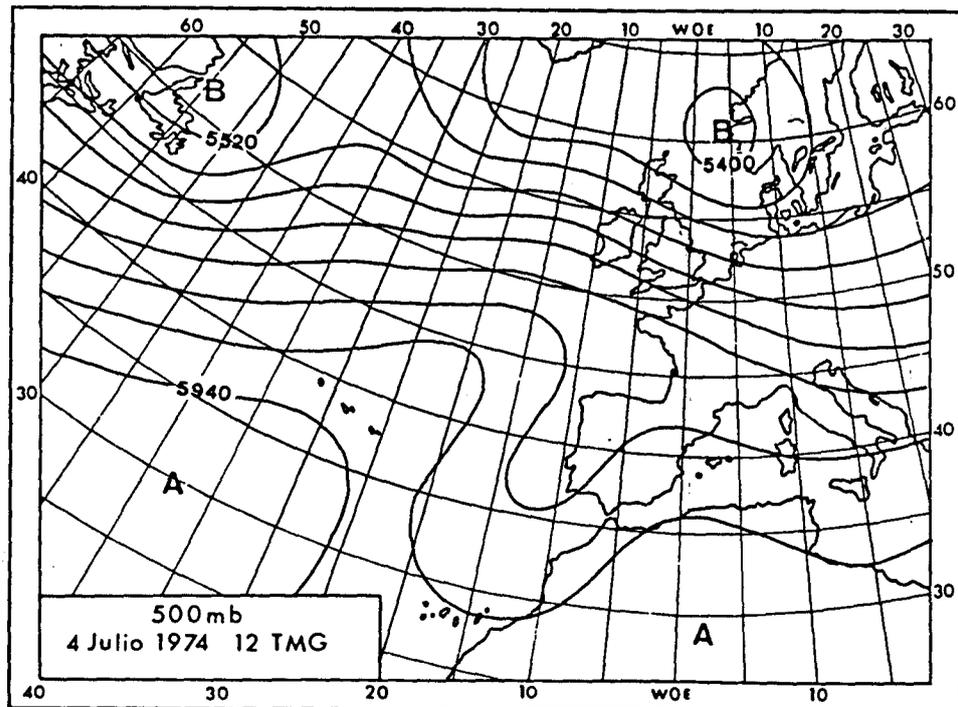
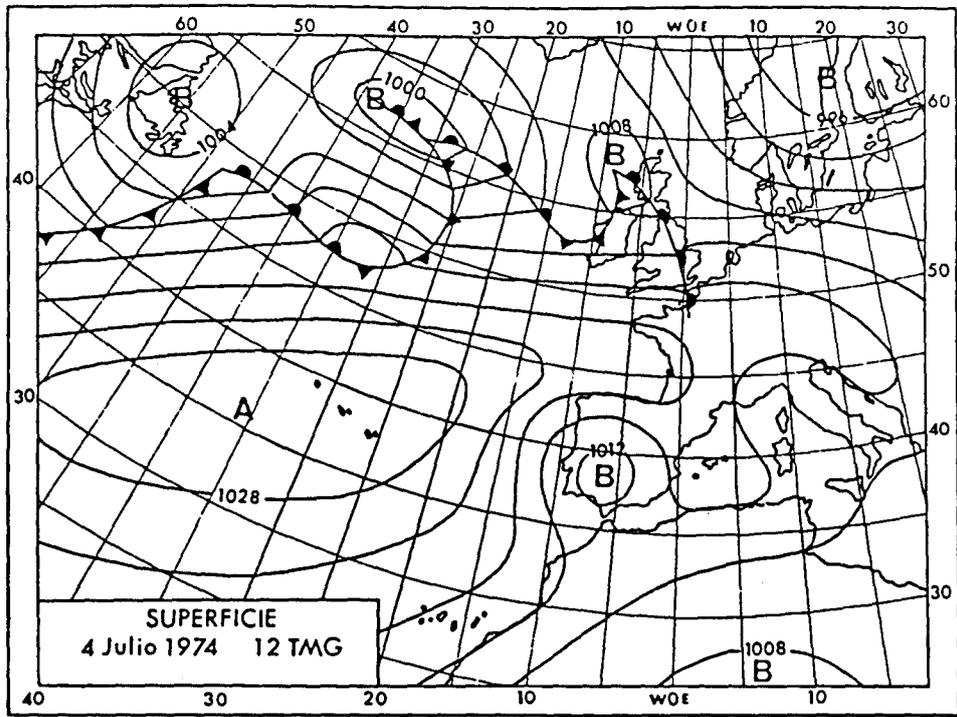


Fig. A-5.- ANTICICLON DE LAS AZORES Y DEPRESION TERMICA PENINSULAR (5.I.Z.e.)

Tipo 6.I.M.i.- DEPRESIÓN DEL GOLFO DE VIZCAYA

Las extensas y profundas depresiones atlánticas características de este tipo tienen su centro al norte y noroeste de la Península por debajo del paralelo 50°. Se manifiestan en altura por extensos meandros con sus ejes orientados de Norte a Sur, a longitudes alrededor de los 10° W, como se indica en la Fig. A-6.

Su duración es de 3 a 6 días y no es muy frecuente, quedando su presencia prácticamente limitada al invierno y principio de la primavera.

A su comienzo, la Península es invadida por la masa de aire mT, a veces de origen netamente tropical, a la que le sucede la mP o mA después del paso del frente frío, que marca un cambio radical en el carácter del tiempo. Antes del paso del frente, los vientos cálidos y húmedos del SW dan origen a importantes precipitaciones, sobre todo en la mitad sur de la Península y en los Pirineos, siendo esta situación responsable de algunos de los temporales de lluvia más fuertes que ocurren en la depresión del Guadalquivir y en los Pirineos de Huesca y Lérida. En la mitad norte, las precipitaciones son aminoradas a sotavento de las cordilleras e incluso anuladas en la cornisa cantábrica, donde el efecto foehn da lugar a que la temperatura alcance ocasionalmente valores estivales. Después del paso del frente, es la mitad norte la que registra el peor tiempo, frío y revuelto, con fuerte actividad convectiva. Ocasionalmente se producen "olas de frío".

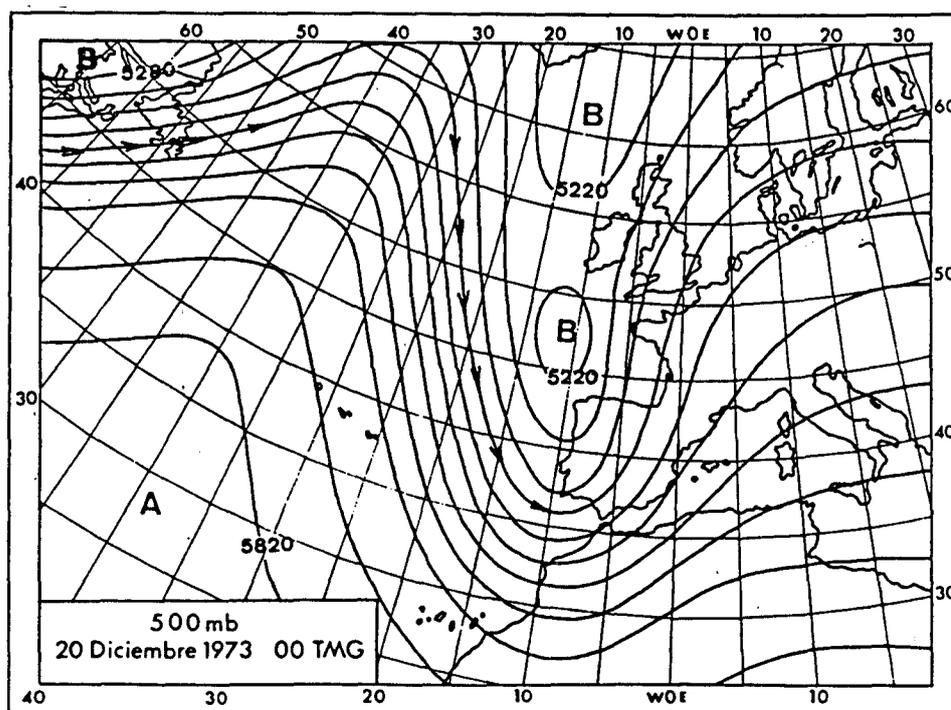
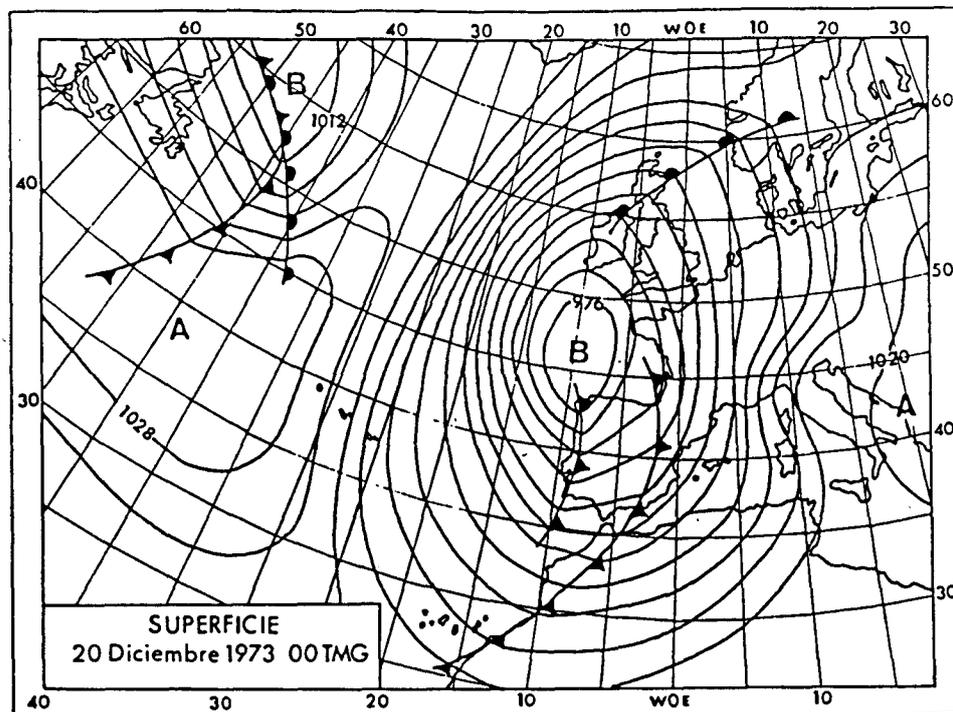


Fig. A-6.- DEPRESION DEL GOLFO DE VIZCAYA (6.I.M.i.)

Tipo 7.I.M.- DEPRESIÓN BRITÁNICA

Aparentemente sólo se distingue del tipo 6 en la posición más septentrional de la depresión (Fig. A-7). No obstante, el factor diferencial más importante consiste en que al final del período, la depresión se intensifica al desplazarse hacia el Este a la par que se desarrolla una depresión secundaria, a latitudes más bajas, que generalmente se centra en el Mediterráneo occidental y, a veces, sobre la Península o norte de África.

Su duración es de 3 a 5 días. Puede presentarse en cualquier estación del año, salvo en verano, aunque sólo es relativamente frecuente en abril y mayo.

Las masas de aire mP o mA son las predominantes. La actividad convectiva que las acompaña sólo afecta por lo general a la mitad norte de la Península, salvo en el caso señalado de ciclogénesis meridional cuando el mal tiempo es general.

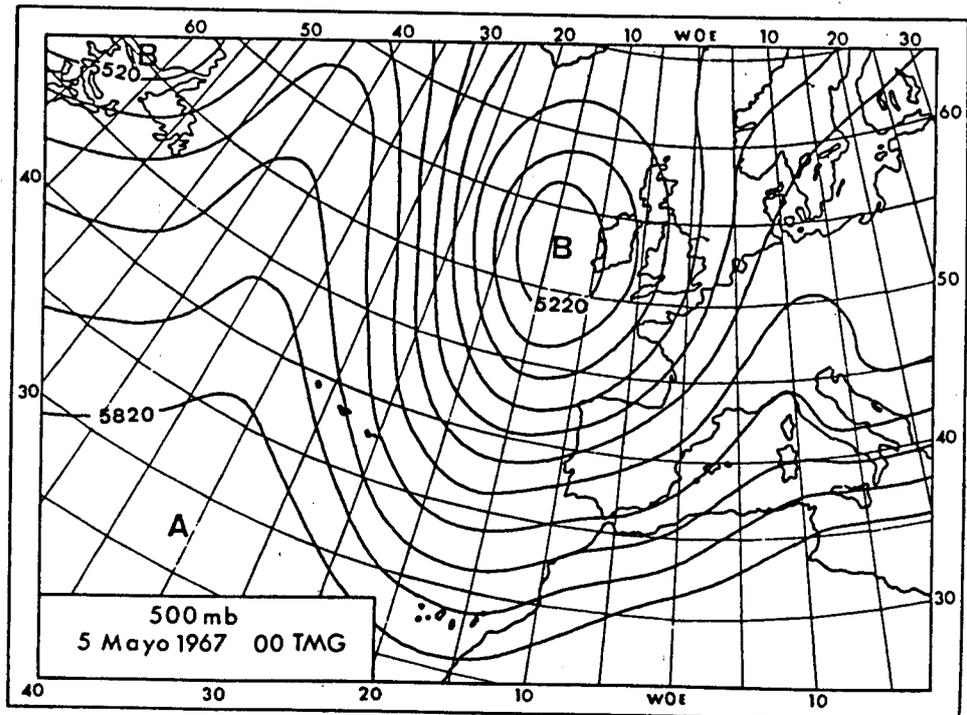
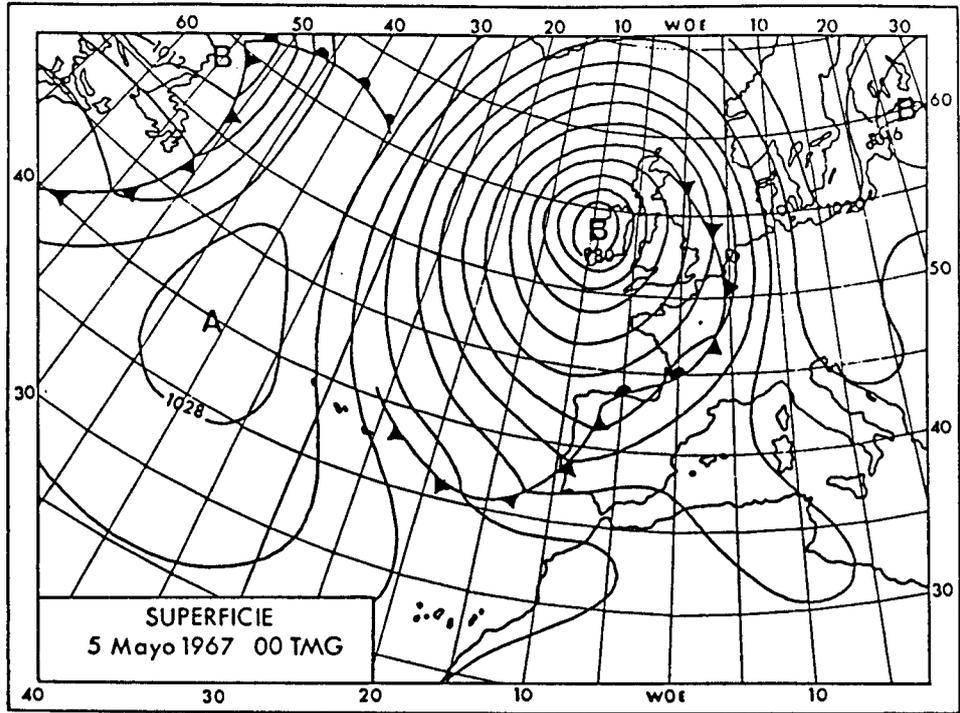


Fig. A-7.- DEPRESION BRITANICA (7.I.M.)

Tipo 8.I.M.e.- ANTICICLÓN ATLÁNTICO Y DEPRESIÓN TÉRMICA PENINSULAR

Este tipo se diferencia del 5 en que en superficie la corriente del Norte, al oeste de la Península, procede de latitudes más altas, mientras que en altura la vaguada, próxima o sobre la Península, es más profunda apareciendo fusionada con el meandro del vórtice circumpolar, con la formación incluso de pequeñas depresiones frías como puede observarse en el ejemplo de la Fig. A-8.

Esta situación es menos persistente que la del tipo 5, ya que pocas veces se mantiene durante más de 5 días. Su presencia queda prácticamente limitada al trimestre de julio a septiembre.

Respecto a las masas de aire podemos repetir lo dicho para el tipo 5, pero con la importante salvedad de que esta situación no es propicia para la formación de la masa autóctona, debido al fuerte intercambio vertical con el aire frío superior que ocasionalmente se manifiesta en un notable aumento de la actividad tormentosa. En consecuencia, no solamente no se producen "olas de calor", sino que durante la permanencia de este tipo las temperaturas suelen ser inferiores a sus valores medios.

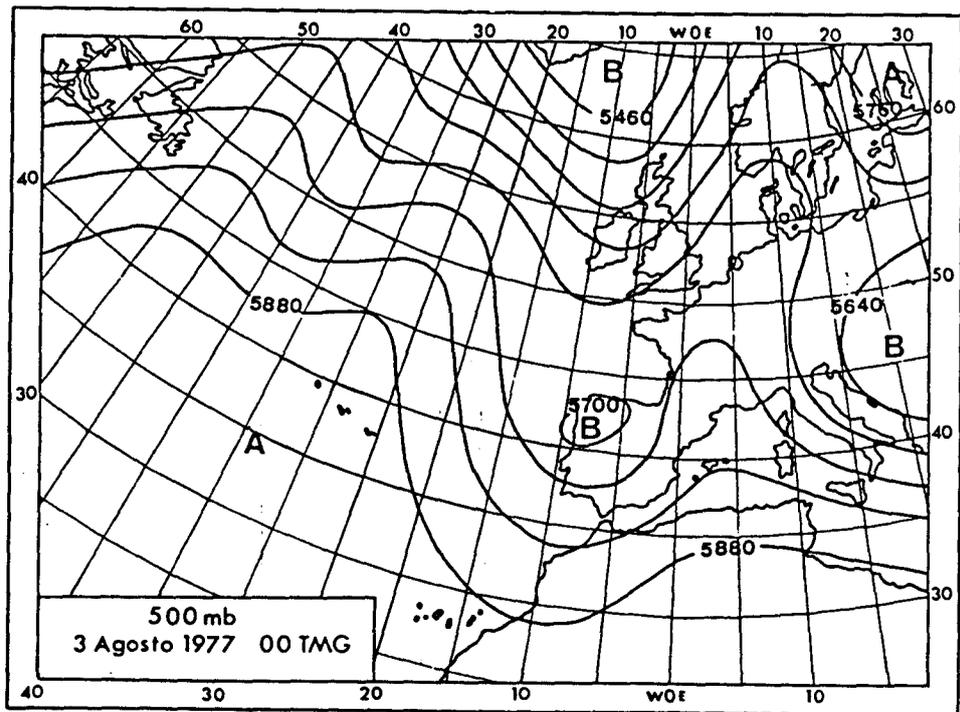
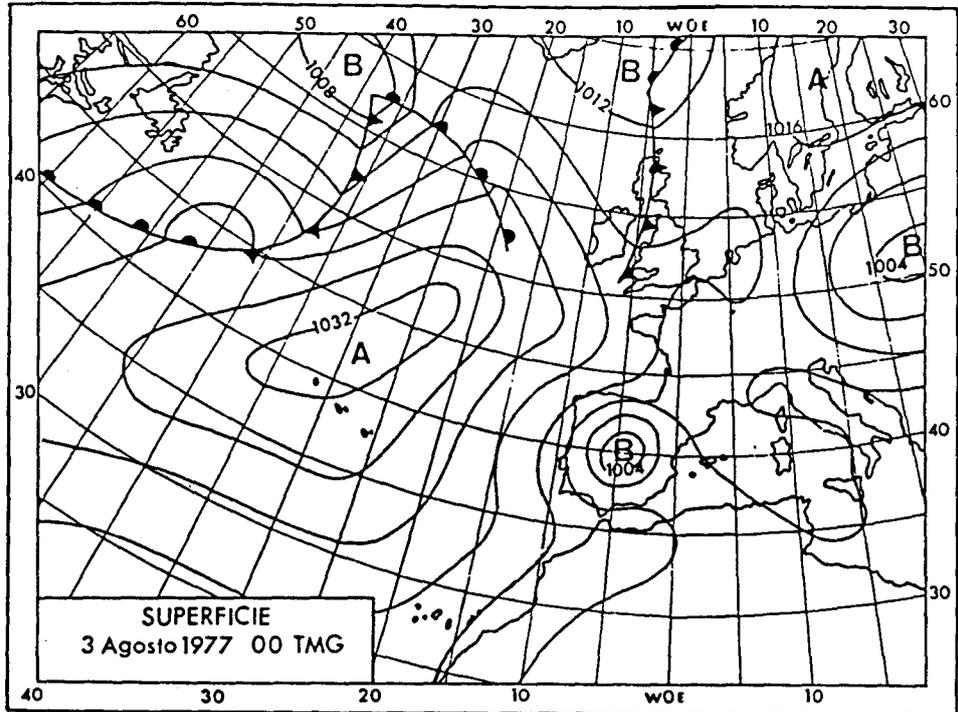


Fig. A-8.- ANTICICLON ATLANTICO Y DEPRESION TERMICA PENINSULAR
(8.I.M.e.)

Tipo 9.I.M.e.- ALTAS PRESIONES SOBRE EL ATLANTICO Y EUROPA

En superficie este tipo se caracteriza por el alejamiento hacia el oeste del anticiclón de las Azores y por la extensión de las altas presiones hacia el Este, cubriendo la mayor parte de Europa y del Mediterráneo. Mientras tanto en altura, el anticiclón africano, desplazado hacia el Norte, cubre toda la Península dentro de su radio de acción.

Suele durar alrededor de una semana y aunque puede presentarse desde finales de mayo a principios de octubre, sólo es relativamente frecuente en julio y agosto.

La falta de los vientos del Norte en el oeste de la Península, da lugar al predominio absoluto de la masa de aire cT recalentada. Además, la presencia de aire caliente en altura que en forma de lengua se extiende sobre la Península (señalada en el ejemplo de la Fig. A-9 por la isoterma -8°) crea una gran estabilidad que reduce el intercambio vertical de aire a una capa superficial relativamente delgada, donde se acumula el calor producido por el calentamiento diurno del suelo, con lo que la temperatura del aire alcanza valores muy altos. Además, al no haber corrientes ascendentes, no se forman los característicos cúmulos, por lo que la mayor radiación favorece el calentamiento del suelo. Para que todo esto suceda no se precisa que haya una inversión de temperatura en altura, basta con que exista una capa isoterma o una reducción importante en el gradiente vertical.

Es durante estas situaciones cuando tienen lugar las "olas de calor" más importantes, de las que únicamente se libran las regiones costeras cantábrica y atlántica noroccidental.

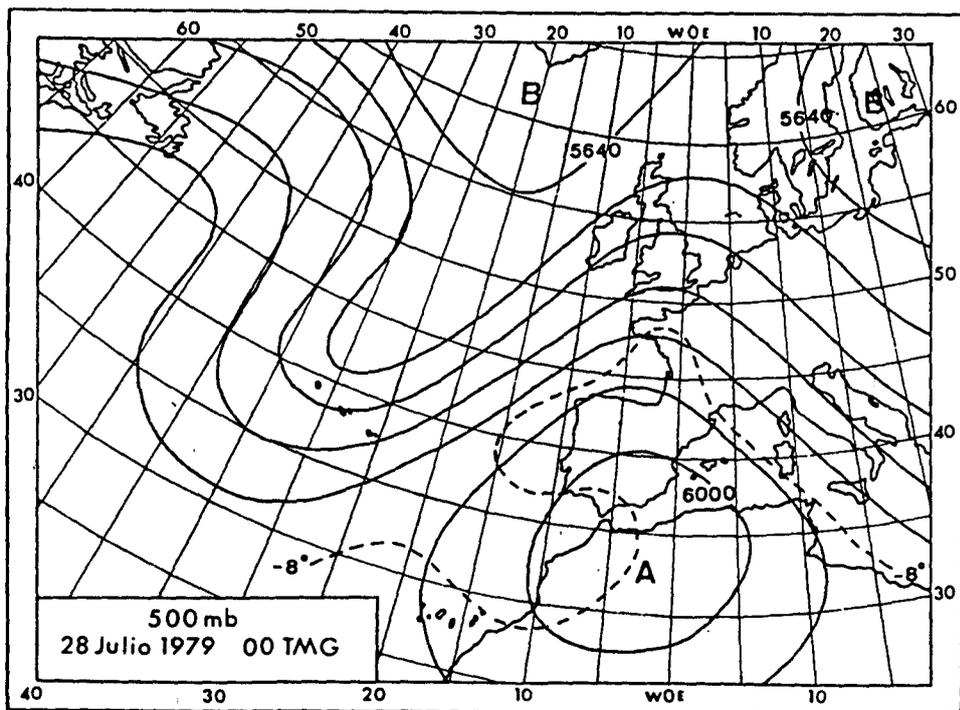
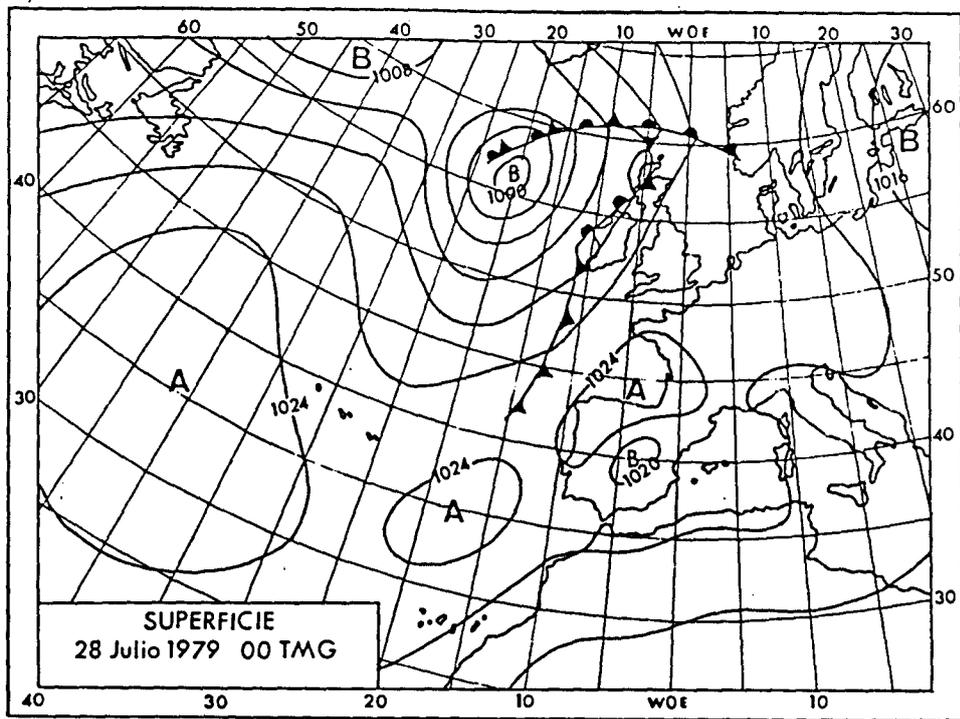


Fig. A-9.- ALTAS PRESIONES SOBRE EL ATLANTICO Y EUROPA
(9.I.M.e.)

Tipo 10.1.M.- DEPRESIÓN DEL GOLFO DE GÉNOVA

Se caracteriza, tanto en superficie como en altura, por el anticiclón atlántico extendido en la dirección de los meridianos y la intensa circulación del Norte a longitudes peninsulares (Fig. A-10). La génesis de las depresiones en el Golfo de Génova o, menos frecuentemente, en el de León, es rapidísima, pero no así su posterior traslación hacia el Este que suele ser lenta, a la par que pierden intensidad y aumentan en extensión.

Tiene una duración de 3 a 5 días, siendo relativamente frecuentes en cualquier mes del año, salvo en el trimestre estival aunque ocasionalmente se presenta esporádicamente en agosto, entrando entonces en juego la masa de aire mP.

La masa cP es la predominante, aunque en la mitad occidental de la Península adquiere un carácter más bien marítimo, que puede dar lugar a precipitaciones orográficas en la cornisa cantábrica. En el resto de la Península, el tiempo prevalece seco y frío, con vientos fuertes del sector Norte en el nordeste y en las Baleares, donde ocasionalmente van acompañados de una intensa actividad convectiva con los correspondientes chaparrones. Ocasionalmente, también dan lugar a lluvias importantes en la mitad norte de la vertiente mediterránea.

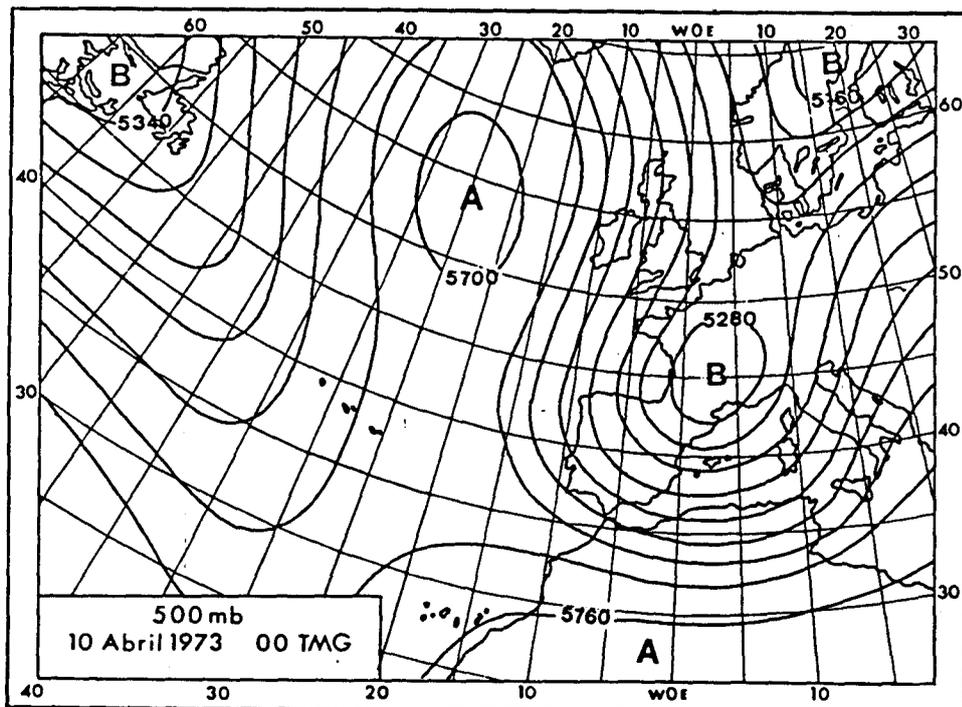
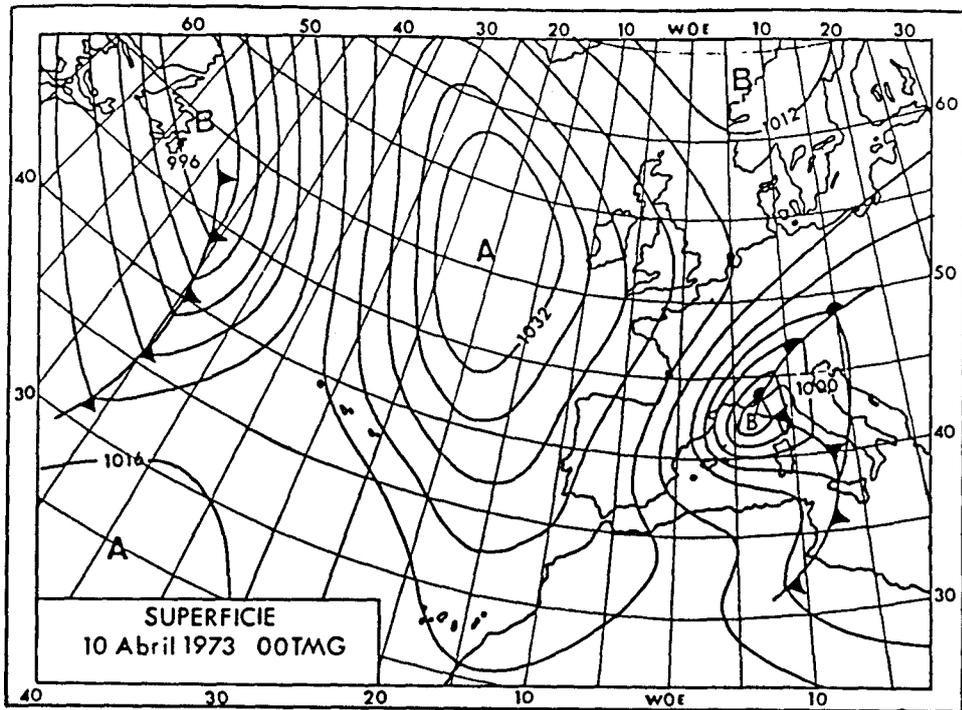


Fig. A-10.- DEPRESION DEL GOLFO DE GENOVA (10.I.M.)

Tipo 11.I.M.i.- ANTICICLÓN CENTRO EUROPEO

Tanto en superficie como en altura se manifiestan un potente anticiclón europeo y una profunda depresión atlántica, dando lugar en superficie a un intenso flujo del Sur (Fig. A-11).

Su duración es de 3 a 5 días aunque ocasionalmente puede mantenerse hasta 10. Es poco frecuente y claramente invernal aunque en raras ocasiones también puede presentarse en primavera y otoño.

La masa mT predomina en la mitad occidental de la Península, mientras que en la vertiente mediterránea suele prevalecer la cT de origen africano.

La característica sobresaliente del tiempo son las altas temperaturas, que alcanzan valores muy superiores a los normales, sobre todo en la vertiente cantábrica debido al efecto foehn. En el cuadrante suroccidental, y principalmente en la cuenca del Guadalquivir, las lluvias suelen ser abundantes, mientras que, por el contrario, en el suroriental predomina el tiempo seco y caluroso.

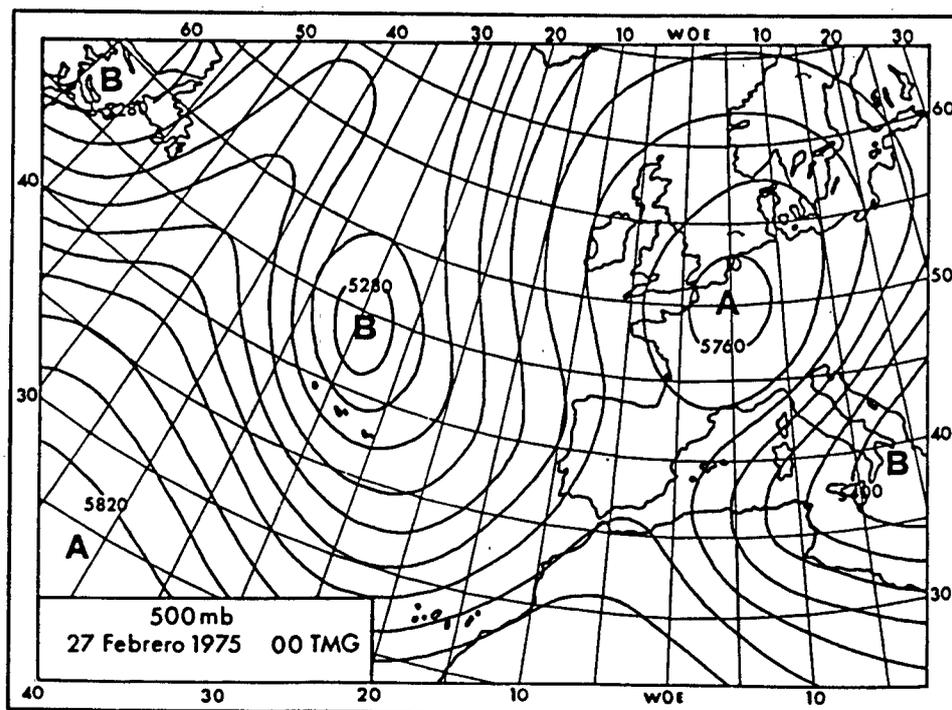
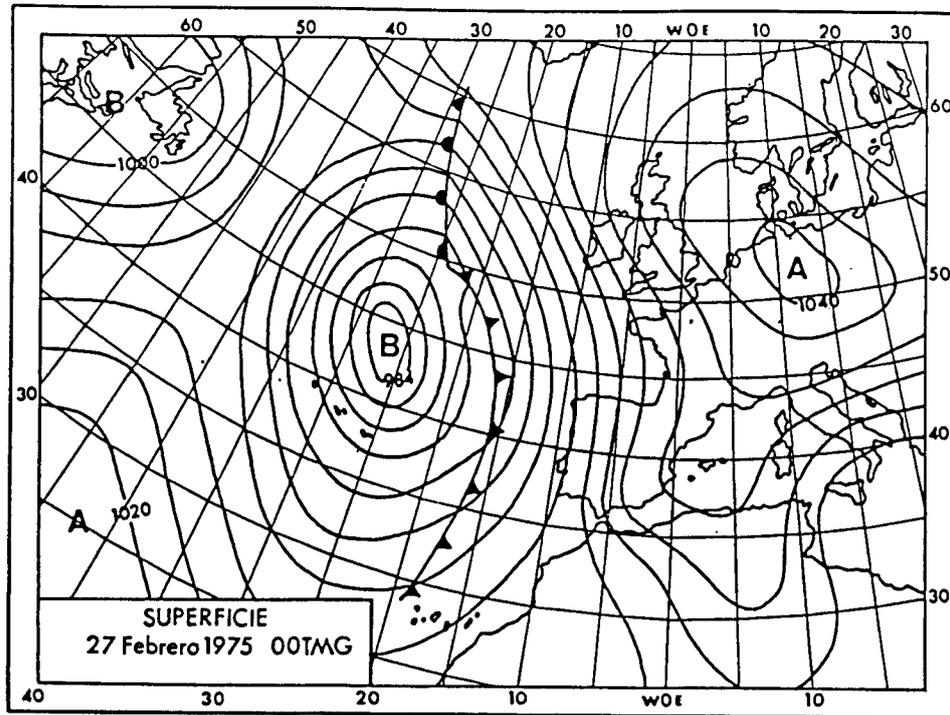


Fig. A-11.- ANTICICLON CENTRO EUROPEO (11.I.M.i.)

Tipo 12. I. D.- DEPRESIÓN ATLANTICO-IBÉRICA

Estas situaciones van precedidas por la presencia en superficie de una vaguada de gran extensión meridiana con su eje a la longitud de aproximadamente 20°W, entre dos grandes anticiclones, uno centrado al oeste de las Azores y el otro cerca de Europa. La vaguada se transforma en una depresión de rápido desarrollo, que se mueve hacia el SE para situarse en el Golfo de Cádiz y pasar luego al Mediterráneo, aunque ocasionalmente la trayectoria de su centro cruza la Península. En altura, la situación se caracteriza por una profunda vaguada al oeste de la Península, que acaba por desarrollarse en una depresión fría, tal como se advierte en el ejemplo de la Fig. A-12.

La duración de este tipo viene dada por el número de días en que al menos una gran parte de la superficie peninsular queda dentro del radio de acción de la depresión, que suele ser de 3 a 12. No es muy frecuente, pudiendo presentarse en cualquier mes del año salvo de junio a agosto.

Las masas mT y mP afectan sucesivamente a la Península, siendo en ciertos casos la mT la predominante y en otros, como en el ejemplo adjunto, lo es la mP.

La característica general del tiempo es una gran inestabilidad, con fuertes temporales de lluvia y ocasional actividad tormentosa.

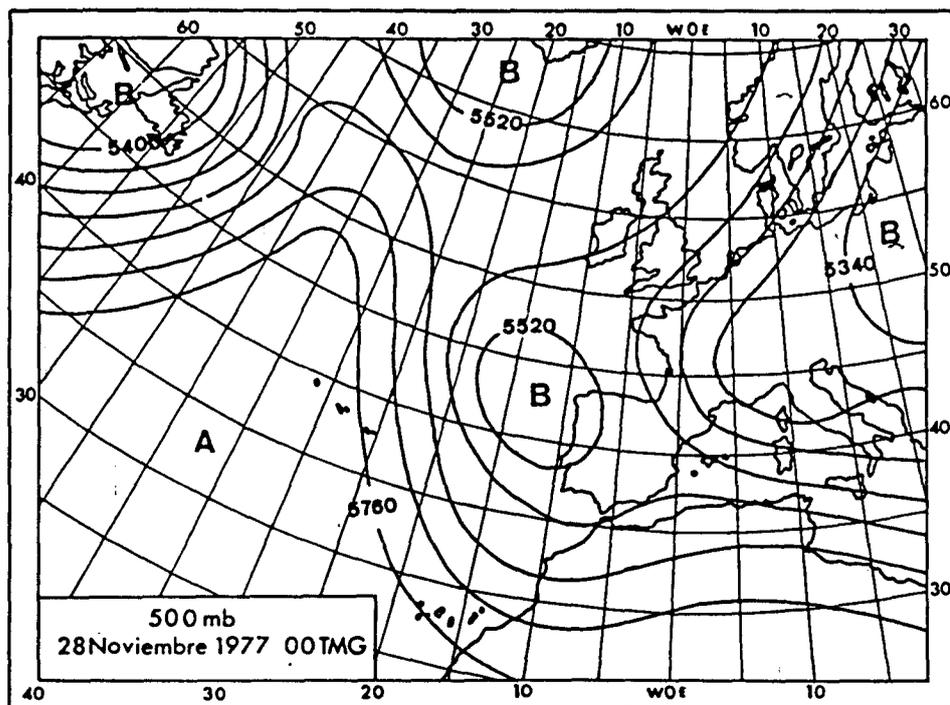
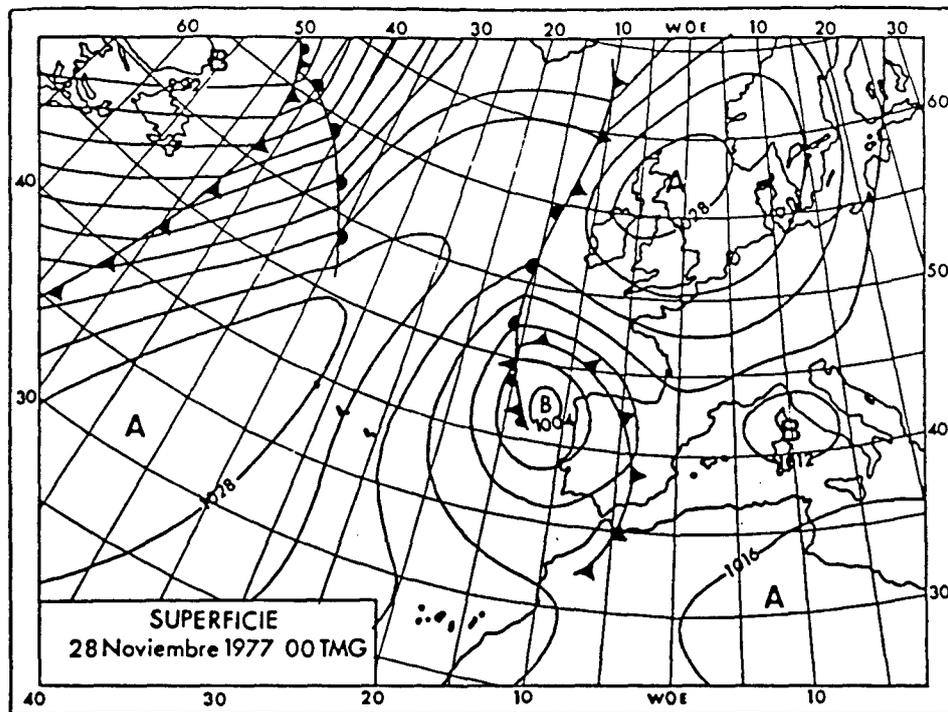


Fig. A-12.- DEPRESION ATLANTICO-IBERICA (12.I.D.)

Tipo 13.I.D.- DEPRESIÓN DEL GOLFO DE CÁDIZ

Las depresiones en el Golfo de Cádiz constituyen uno de los factores más influyentes del tiempo atmosférico peninsular, dependiendo en gran parte de su frecuencia las cantidades anuales de precipitación en el cuadrante suroriental de la Península. No obstante, su identificación como tipo de tiempo se hace muy difícil bajo el punto de vista dinámico por ser diversos los procesos que conducen a su presencia:

- Desarrollo similar al de las clásicas depresiones del frente polar, pero con su génesis en un frente subpolar que ocasionalmente se establece entre los 30° y 40° de latitud, e incluso a latitudes más bajas. Las trayectorias de los centros de estas depresiones cruzan el Estrecho de Gibraltar, se profundizan en el Golfo de Cádiz y pasan luego al Mediterráneo, ya debilitadas.
- Desarrollo similar al de las depresiones del tipo 10, aunque en este caso la vaguada donde se genera la depresión se encuentra más hacia el W. La depresión, a medida que se va desarrollando, se dirige hacia el SE, yendo a parar al Golfo de Cádiz donde se intensifica y se mantiene estacionaria. Con posterioridad, puede pasar al Mediterráneo o centrarse en el litoral argelino (Fig. A-13). En la intensificación y estacionamientos de la depresión contribuyen la propia configuración orográfica del Golfo de Cádiz y la presencia de la "gota fría" en altura.

Aunque no son muy frecuentes, estas depresiones pueden presentarse en cualquier mes, salvo en julio y agosto, y su permanencia en el Golfo de Cádiz rara vez pasa de 3 días.

Como quiera que este tipo ha ido precedido del desplazamiento de masas de aire mP hasta latitudes subtropicales, suele ser esta masa la única que entra en juego, aunque calentada.

Estas situaciones dan lugar a lluvias importantes en la mitad sur de la Península y en la vertiente mediterránea, que pueden ser muy intensas en Levante y en el Sudeste, acompañadas de tormentas.

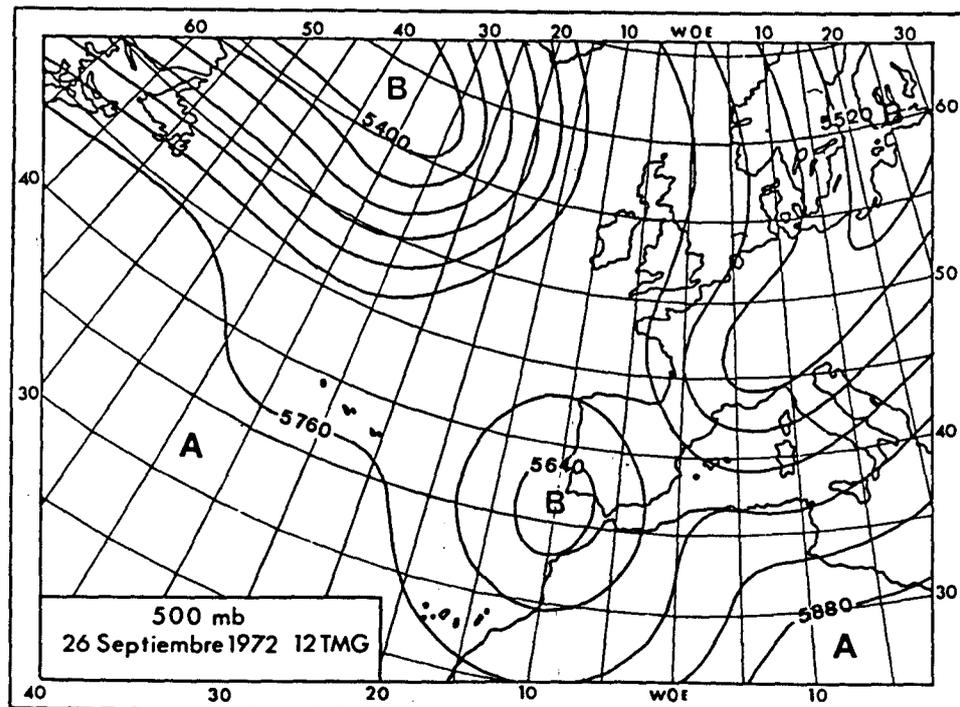
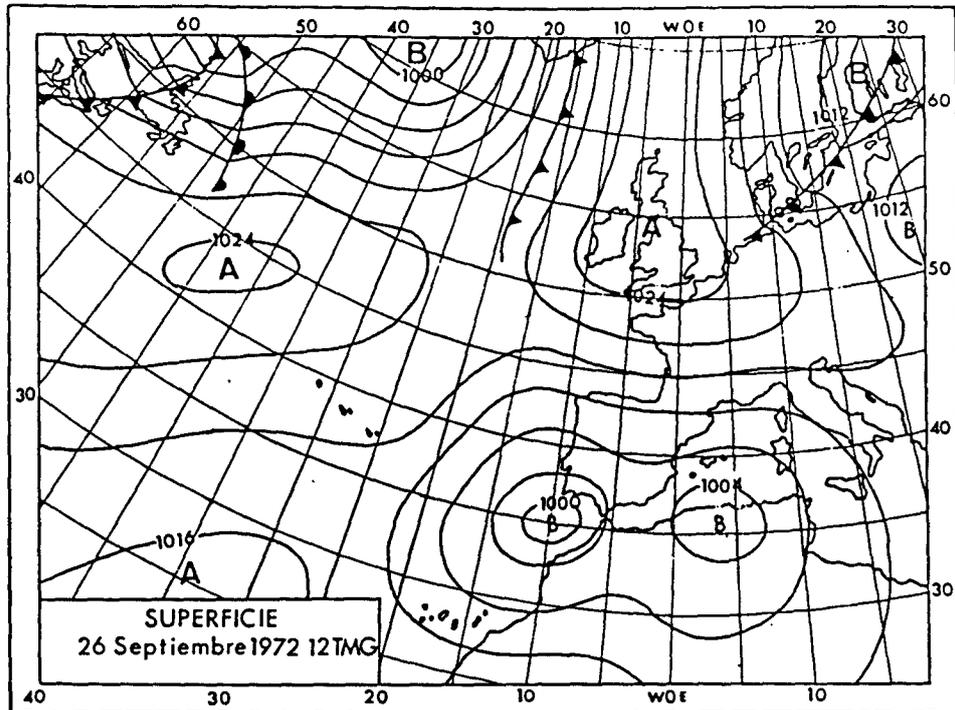


Fig. A-13.- DEPRESION DEL GOLFO DE CADIZ (13.I.D.)

Tipo 14. I. D. - DEPRESIÓN BALEAR

La presencia de una profunda depresión mediterránea generalmente centrada entre Las Baleares y Cerdeña, constituye la característica fundamental. La situación en altura muestra claramente el desarrollo de una depresión fría desprendida del vértice circumpolar, mientras que, como puede verse en el ejemplo de la Fig. A-14, sobre el Atlántico la circulación zonal ha quedado ya restablecida.

Su duración es de 4 a 10 días, pudiendo presentarse en cualquier mes, aunque cuando ocurre en verano su permanencia es corta, ya que su desplazamiento hacia el Este es mucho más rápido.

A diferencia del tipo 10, la masa de aire sobre la Península es relativamente templada a pesar del flujo del NE. Casi puede hablarse de una masa de aire mediterránea, separada de la cP sobre Europa por los sistemas montañosos alpino y pirenaico, aunque cuando esta masa es de considerable espesor acaba por invadir la Península.

El tiempo en la vertiente mediterránea y en Baleres suele ser muy inestable; sobre todo al final del verano y en otoño, cuando la superficie caliente del mar combinada con la "gota fría" en altura, puede ocasionar una fuerte actividad convectiva con fuertes temporales de lluvia que ocasionalmente llegan a afectar toda la Península. En invierno también pueden dar lugar a copiosas nevadas, principalmente en la vertiente mediterránea, Meseta norte y alto Ebro.

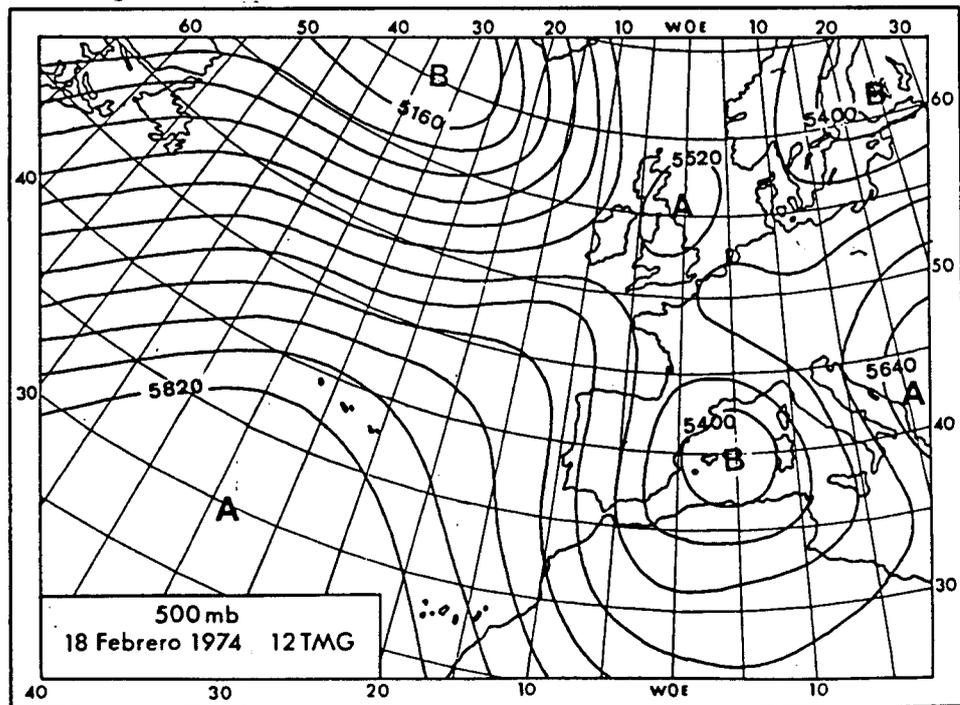
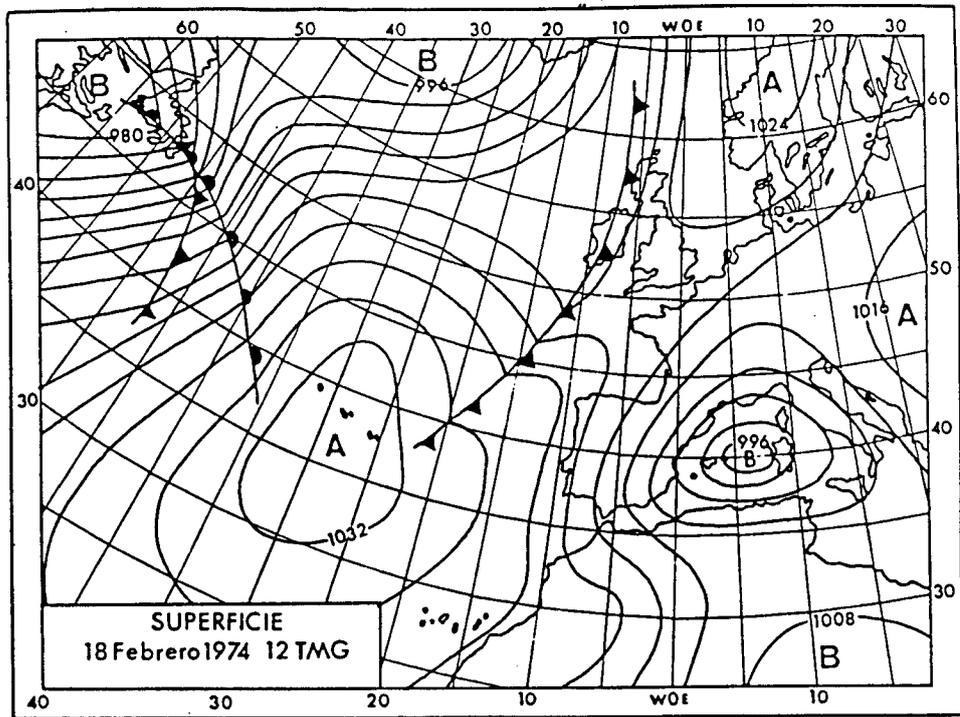


Fig. A-14. DEPRESION BALEAR (14.I.D.)

Tipo 15.I.D.1. ANTICICLÓN RUSO

Un potente anticiclón frío está centrado sobre Rusia extendiéndose en forma de dorsal hasta la Península, mientras en el Mediterráneo se presenta un centro de bajas presiones reflejo de una extensa y profunda depresión fría en altura (Fig. A-15).

Con una duración máxima de 10 días, es un tipo claramente invernal, cuya aparición queda limitada de noviembre a marzo.

Claro predominio de la masa cP, a veces muy fría. El tiempo sobre la Península es seco y frío e inestable en las Baleares. La intensidad del frío está supeditada al grado de efectividad del efecto protector de la barrera pirenaico-alpina, que depende fundamentalmente del espesor de la masa de aire.

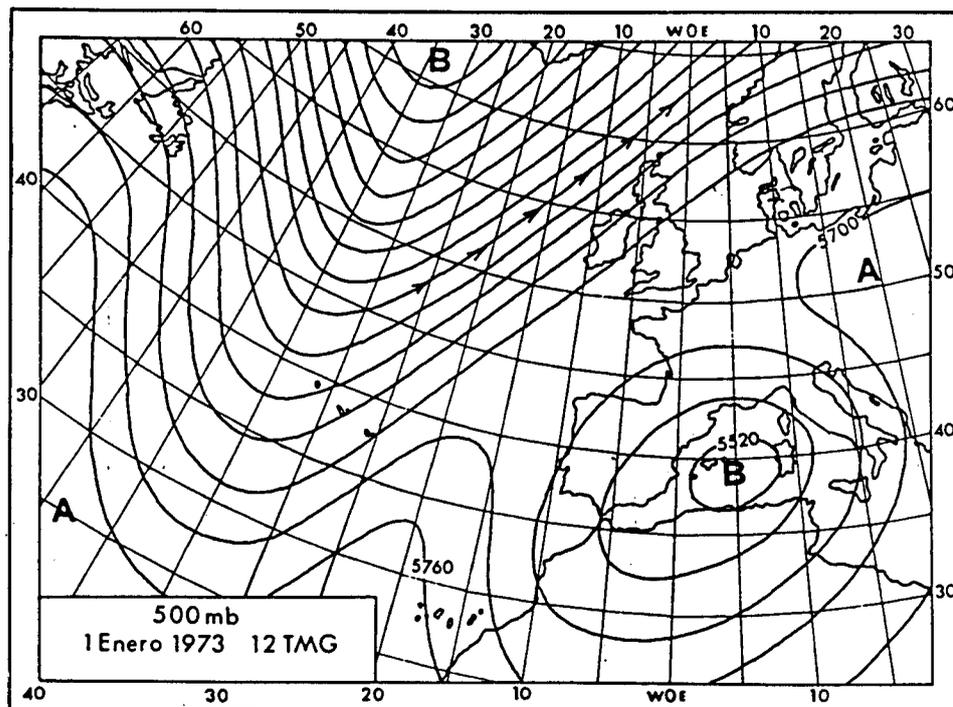
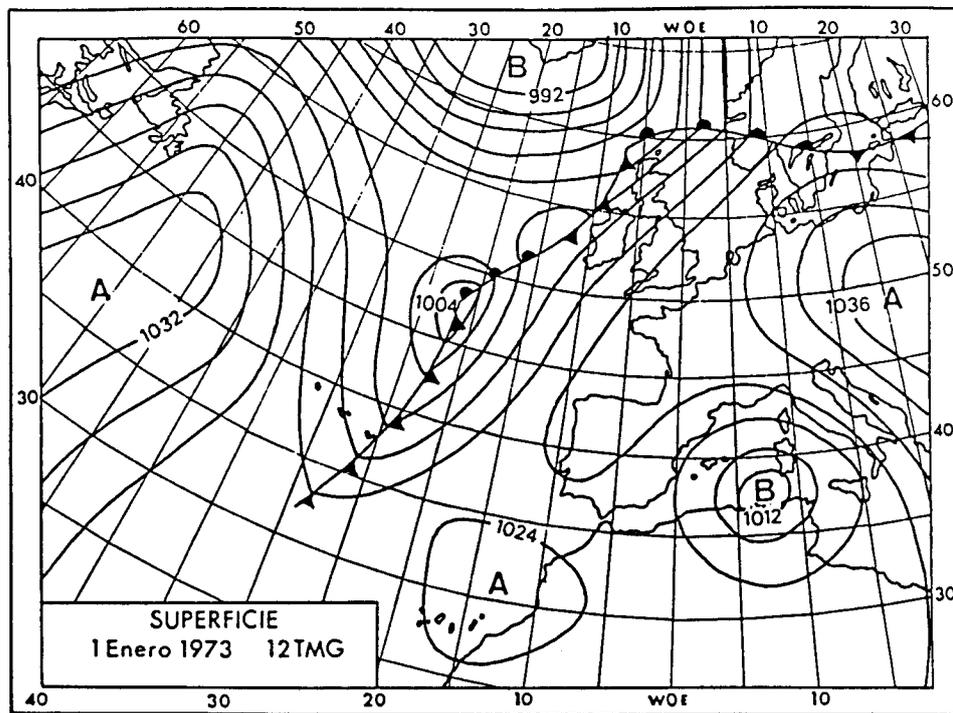


Fig. A-15.- ANTICICLON RUSO (15.I.D.i.)

Tipo 16. I. D. i. - ANTICICLÓN BRITÁNICO-ESCAANDINAVO

Se caracteriza por la presencia de un potente anticiclón en superficie y altura y una depresión fría sobre el Mediterráneo, con el correspondiente predominio de los vientos del Este sobre la Península, (Fig. A-16).

Con una duración máxima de una semana, es poco frecuente; su presencia queda prácticamente limitada al semestre invernal pero con preferencia al período de noviembre a marzo.

Ocasionalmente, la región nororiental de la Península es afectada por la masa cP, aunque generalmente la barrera pirenaico-alpina la defiende lo suficiente para que toda la Península quede bajo la influencia de una masa de aire templada a causa de su recorrido sobre el Mediterráneo. En consecuencia, el tiempo suele ser seco y soleado, aunque con cierta inestabilidad sobre las Baleares. En ocasiones, cuando el flujo sobre el Mediterráneo es más del Este, puede haber lluvias importantes en el litoral mediterráneo.

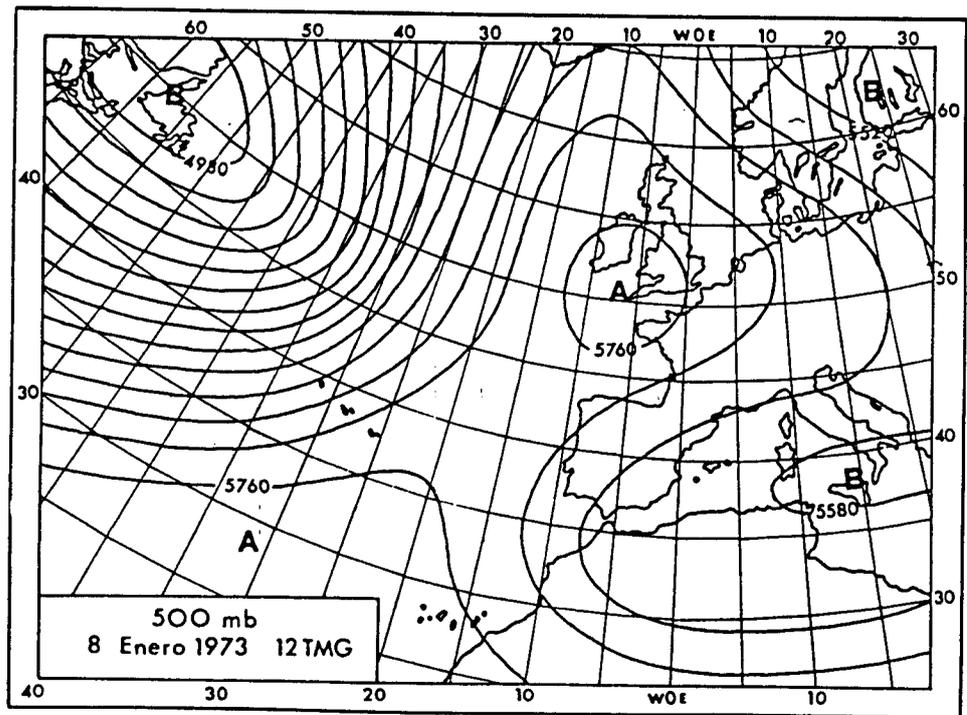
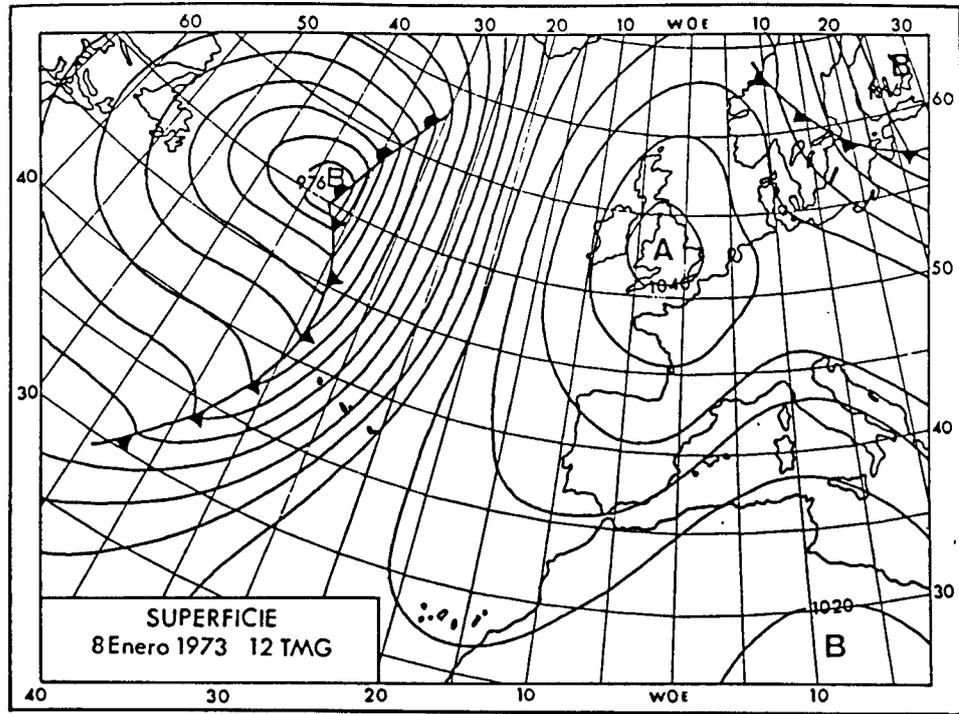


Fig. A-16.- ANTICICLON BRITANICO-ESCAN DINAVO (16.I.D.i.)

Tipo 17. I. D. i. - ANTICICLÓN ATLÁNTICO-EUROPEO

Es una situación típica de "gota fría", claramente puesta de manifiesto por la mayor profundidad y extensión de la depresión en altura que en superficie, la cual está centrada entre Canarias y la Península, e incluso sobre ella misma (Fig. A-17).

La duración es de 3 a 10 días y su aparición queda prácticamente limitada a los meses de noviembre a febrero.

La masa de aire, originalmente cT, ha perdido su carácter continental al alcanzar la Península, después de su largo recorrido sobre el Mediterráneo donde se ha cargado de vapor de agua. Esta circunstancia, unida a la presencia de la "gota fría" en altura, crea una gran inestabilidad que ocasionalmente da lugar a lluvias muy intensas en la mitad sur de la Península y en la vertiente mediterránea, donde el factor orográfico juega un papel decisivo.

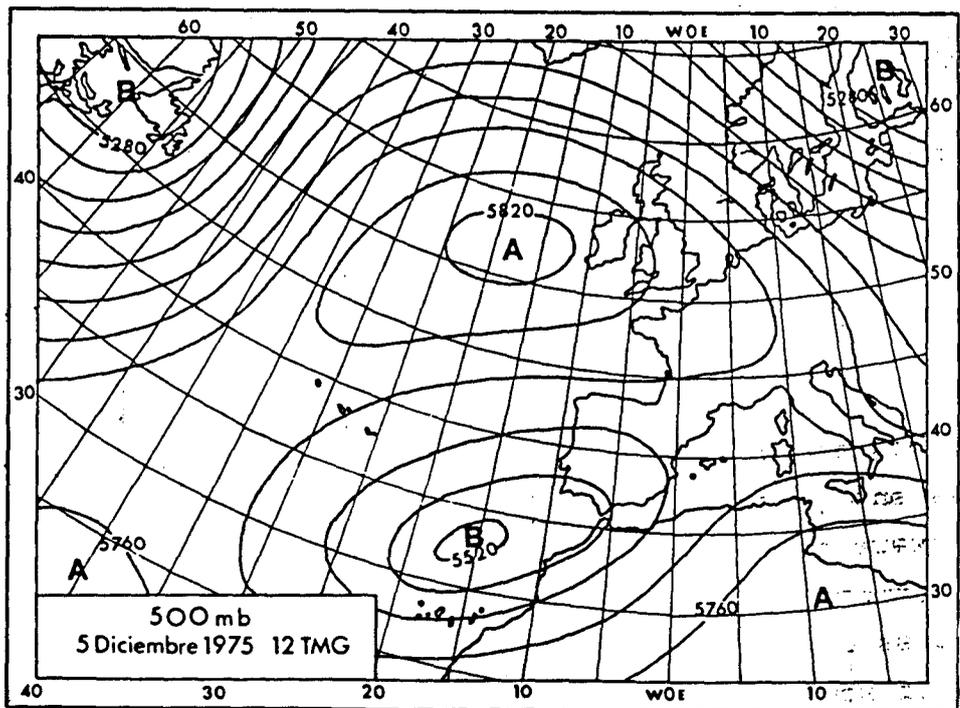
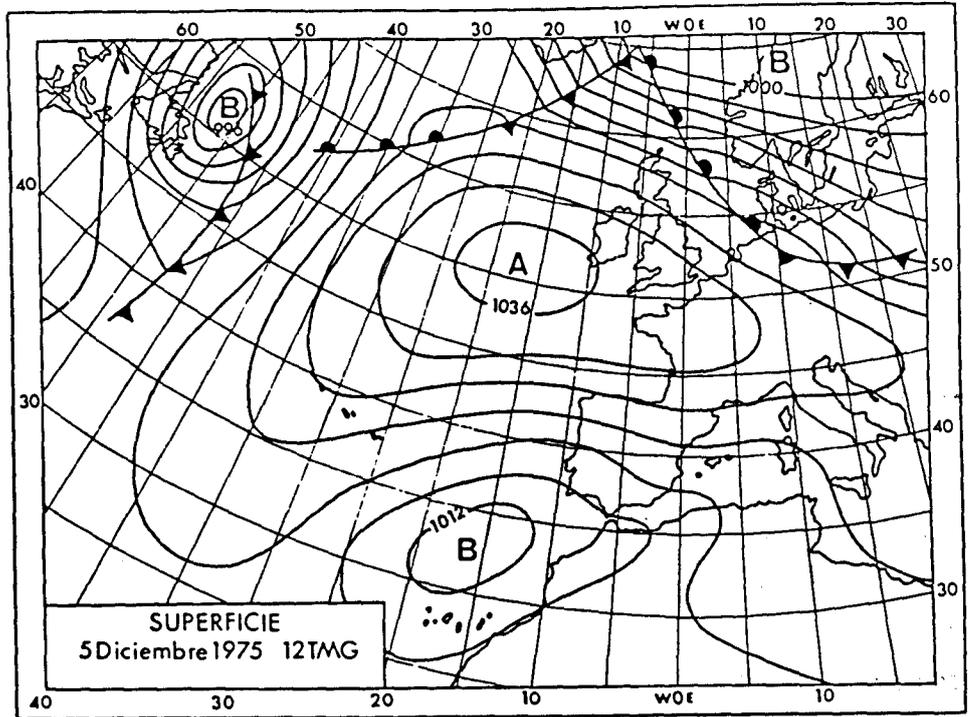


Fig. A-17.- ANTICICLON ATLANTICO EUROPEO (17.I.D.i.)

Tipo 18. I. D. - VAGUADA IBERO-AMERICANA

Tanto en superficie como en altura se define un extenso anticiclón atlántico-europeo, parecido al que caracteriza el Tipo 17, pero existiendo dos hechos diferenciales muy notables: el restablecimiento en altura de la circulación zonal y la presencia en el mapa de superficie de una vaguada, con su eje orientado según los meridianos.

Estas vaguadas son el reflejo en el campo bórico de las conocidas ondulaciones que se forman en la corriente general del Este en el margen meridional de las altas presiones subtropicales. En nuestro caso (Fig. A-18) la vaguada se ha originado sobre Africa, trasladándose lentamente hacia el oeste, intensificándose al acercarse al Atlántico y entrar en juego la masa de aire marítimo y desvaneciéndose después de haber alcanzado un máximo desarrollo, lo que suele suceder a la longitud de Canarias.

Con una duración mínima de 3 días y máxima de unos 25, es uno de los tipos más frecuentes, sobre todo en los meses de noviembre a marzo y también en junio. Su menor frecuencia tiene lugar en abril y de julio a septiembre.

Con la excepción del verano, en el resto del año la masa de aire mT (sub) es la predominante sobre la Península, aunque más o menos desecada. El tiempo es generalmente bueno, con posibles nieblas continentales; no obstante, el área más meridional puede sufrir los efectos de la depresión fría en altura dando lugar a fuertes tormentas locales.

En verano domina claramente la masa cT, siendo frecuentes las olas de calor.

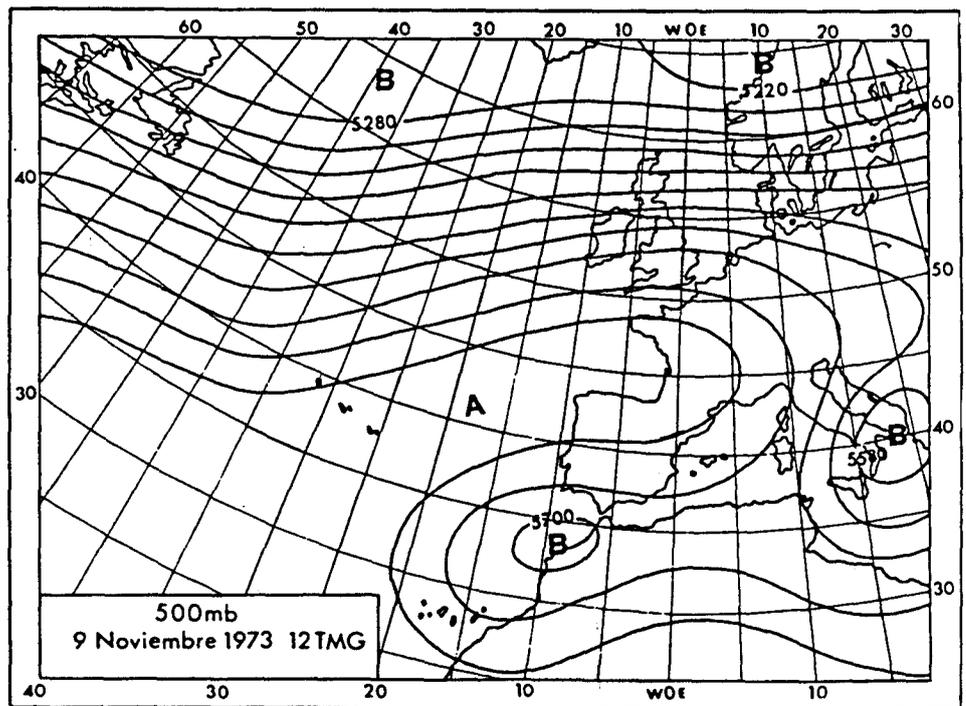
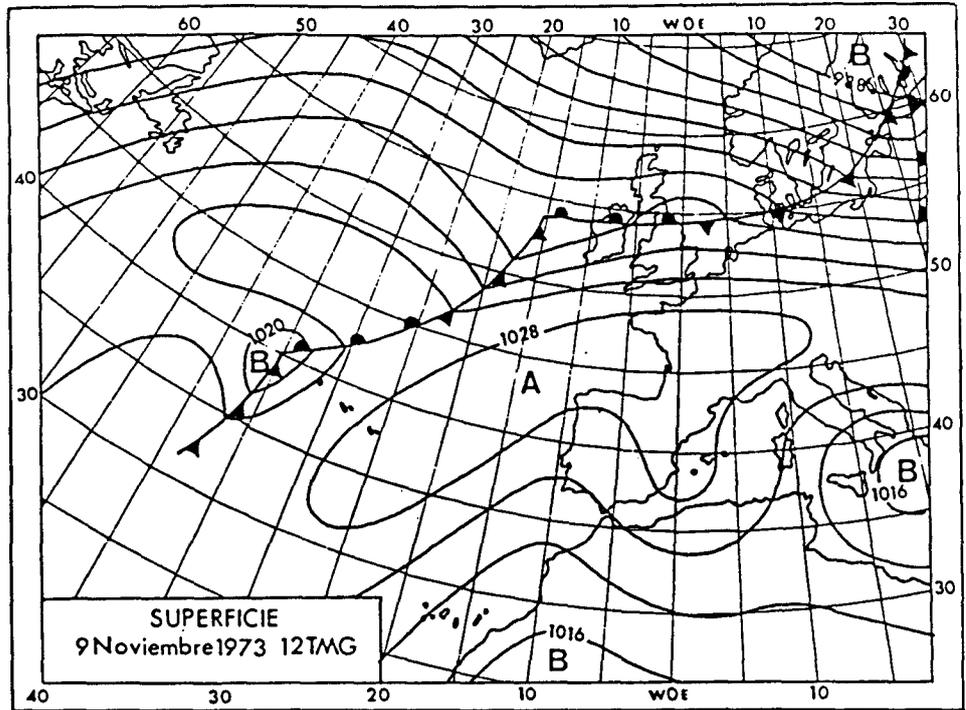


Fig. A-18.- VAGUADA IBERO-AFRICANA (18.I.D.)

Tipo 19.II.i.- DEPRESIÓN FRÍA PENINSULAR DE INVIERNO

Finalizado el ciclo del vórtice circumpolar y restablecida la circulación zonal a latitudes superiores a las normales, ocurre circunstancialmente que las depresiones frías desprendidas del vórtice se mantengan durante algunos días estacionadas a bajas latitudes mientras se van rellenando. Cuando la depresión aparece centrada sobre la Península o en sus inmediaciones, queda definido el tipo en cuestión (Fig. A-19).

Su presencia raramente supera los 5 días y queda prácticamente limitada al semestre invernal.

Las masas de aire pueden ser $mT(\text{sub})$ o mT . La inestabilidad es generalmente muy fuerte; sus efectos sobre el tiempo varían mucho, ya que en gran parte dependen de la posición de la depresión fría, aunque los chubascos suelen ser generales. Ocasionalmente se han registrado cantidades de precipitación muy importantes en la mitad meridional de la Península, Levante, depresión del Ebro y Meseta norte.

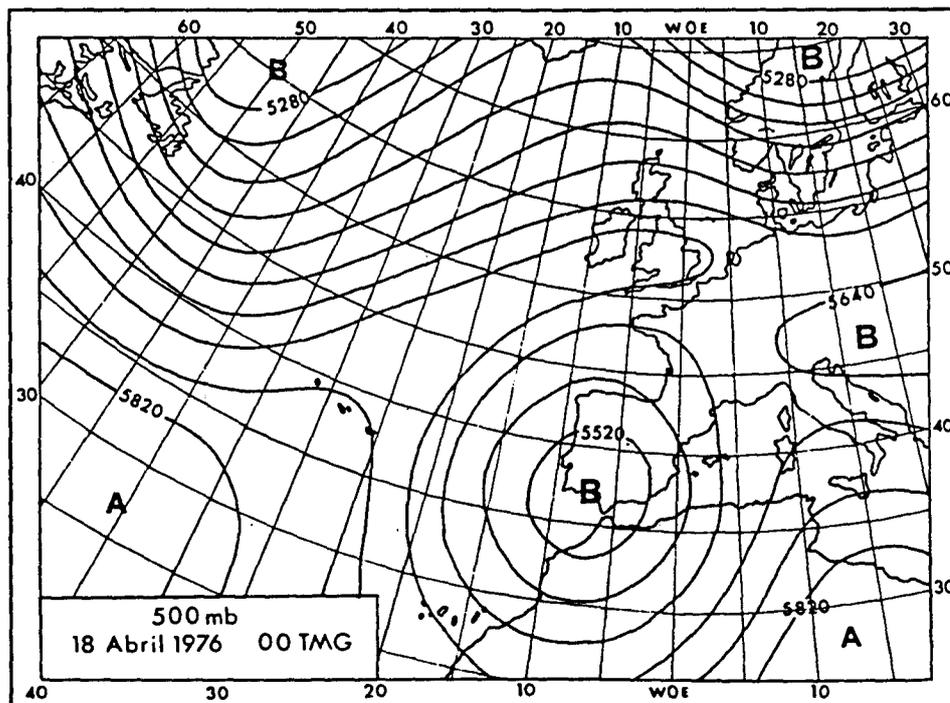
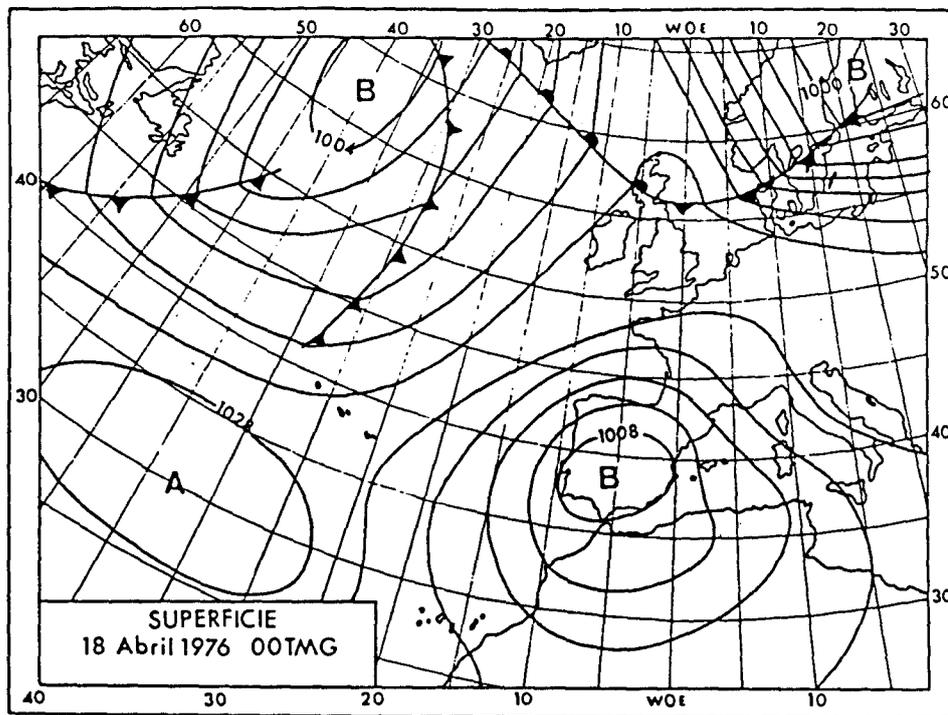


Fig. A-19.- DEPRESION FRIA PENINSULAR DE INVIERNO (19.II.i.)

Tipo 20.II.e.- DEPRESIÓN FRÍA PENINSULAR DE VERANO

Este tipo se diferencia del 19 en que la circulación zonal en altura es mucho más débil y está localizada a latitudes más septentrionales, lo cual es propio de la estación estival (Fig. A-20).

Con una duración de unos 3 días, su presencia relativamente poco frecuente queda limitada a la segunda mitad del verano.

La masa de aire es mT (sub), que enriquecida en vapor de agua junto a la importante "gota fría" en altura, crea una gran inestabilidad que se traduce en la intensa actividad tormentosa general característica de este tipo. La consecuente mezcla vertical del aire da lugar a que las temperaturas sean inferiores a las normales.

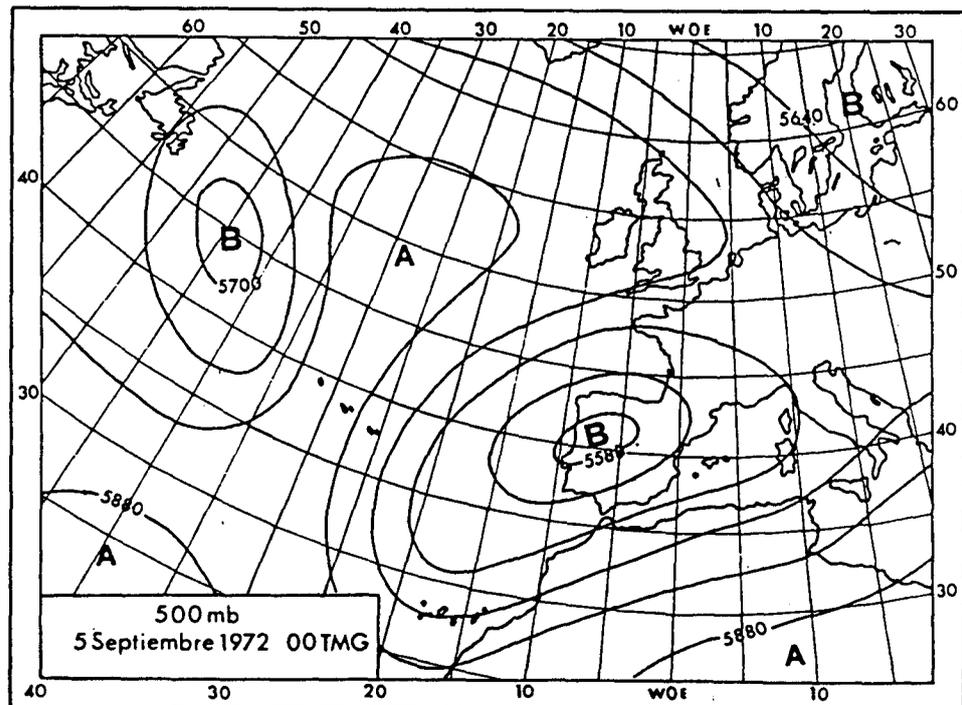
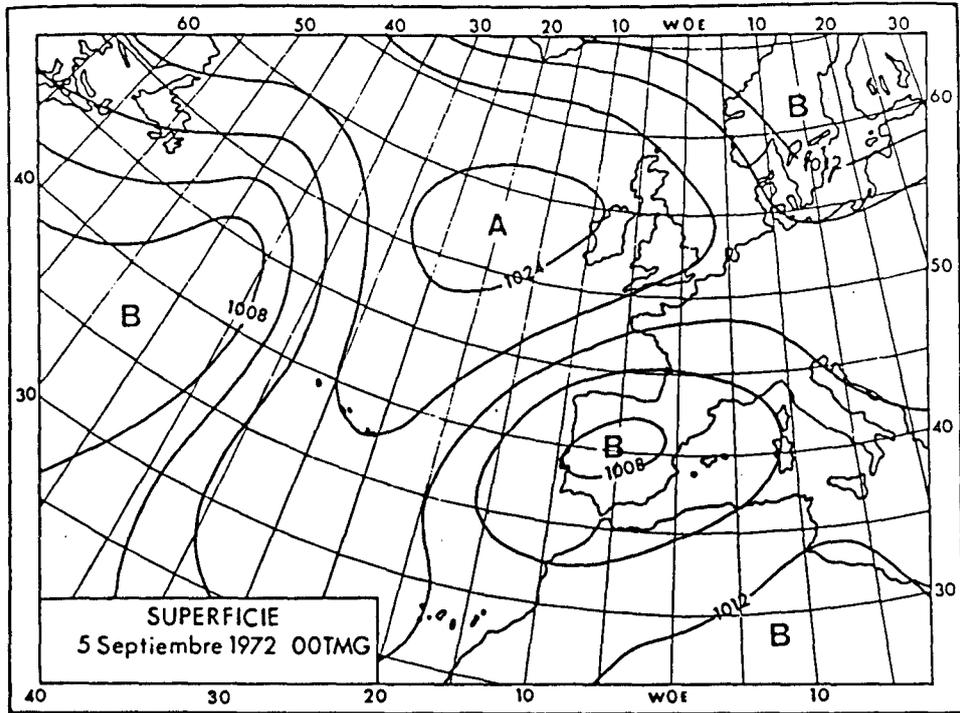


Fig. A-20.- DEPRESION FRIA PENINSULAR DE VERANO (20.II.e.)

Tipo 21.II.- PANTANO BAROMÉTRICO

En superficie, la falta de gradiente barométrico en una extensa área alrededor de la Península constituye su característica distintiva general, mientras que en altura predominan las calmas. En verano, la situación se distingue por la presencia de varios centros de altas presiones sobre el Atlántico y por la corriente superior del Este a latitudes inferiores a los 40°, como puede observarse en el ejemplo de la Fig. A-21.

Con una duración de 3 a 15 días, puede presentarse en cualquier mes, pero con una clara preferencia por los meses estivales.

La masa de aire mT (sub) puede modificarse sustancialmente sobre la Península hasta convertirse en una masa autóctona.

El tiempo es generalmente bueno, aunque con ocasionales tormentas sobre todo en la mitad norte y vertiente mediterránea. Los veranos en que este tipo es más frecuente de lo normal, como lo fue el del año 1976, se caracterizan en la Europa occidental y central por su anómala y extrema sequedad.

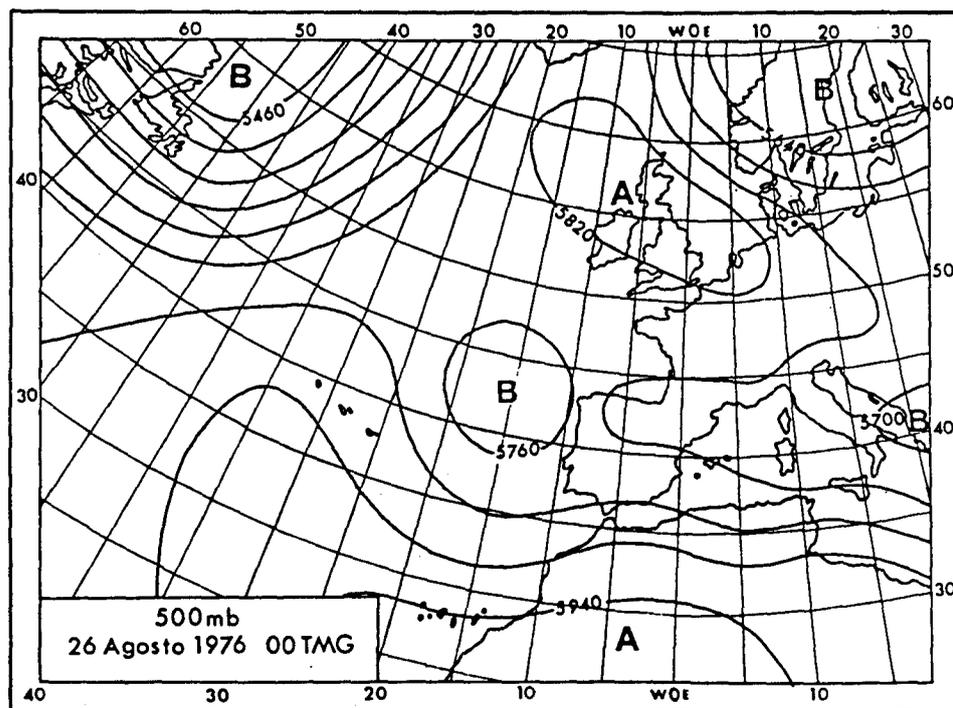
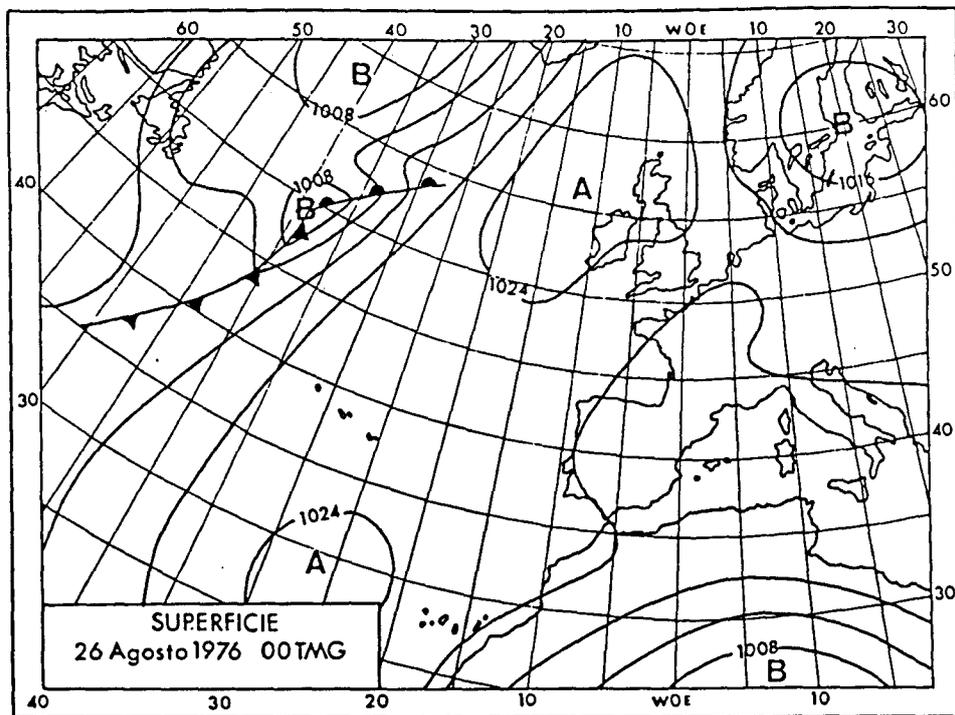


Fig. A.21.- PANTANO BAROMETRICO (21.II.)

Tipo 22.III.1.- INTENSA CIRCULACIÓN ZONAL A BAJAS LATITUDES

Se trata de una amplia e intensa circulación del Oeste que se manifiesta tanto en superficie como en altura, entre aproximadamente los paralelos 30° y 50°, barriando en consecuencia toda la Península.

Su frecuencia es pequeña, pero cuando se establece, preferentemente en el trimestre invernal de diciembre a febrero, tiene generalmente una larga vida pudiendo mantenerse, aunque con algunas interrupciones, hasta seis semanas.

La masa de aire predominante es la mT (sub).

Este tipo es responsable de los períodos más largos de precipitaciones generales sobre la Península, pudiendo ir acompañado de fuertes temporales de lluvia en la vertiente atlántica y en la región cantábrica. Su presencia implica un cambio radical en las condiciones climáticas de la Península, dando lugar a inviernos suaves y lluviosos, como ocurrió en el invierno 1978-79 al que corresponde el ejemplo de la Fig. A-22.

En las raras ocasiones en que hace acto de presencia en verano, la circulación del Oeste es, naturalmente, mucho menos intensa, dando lugar a veranos frescos y relativamente lluviosos, como el de 1977.

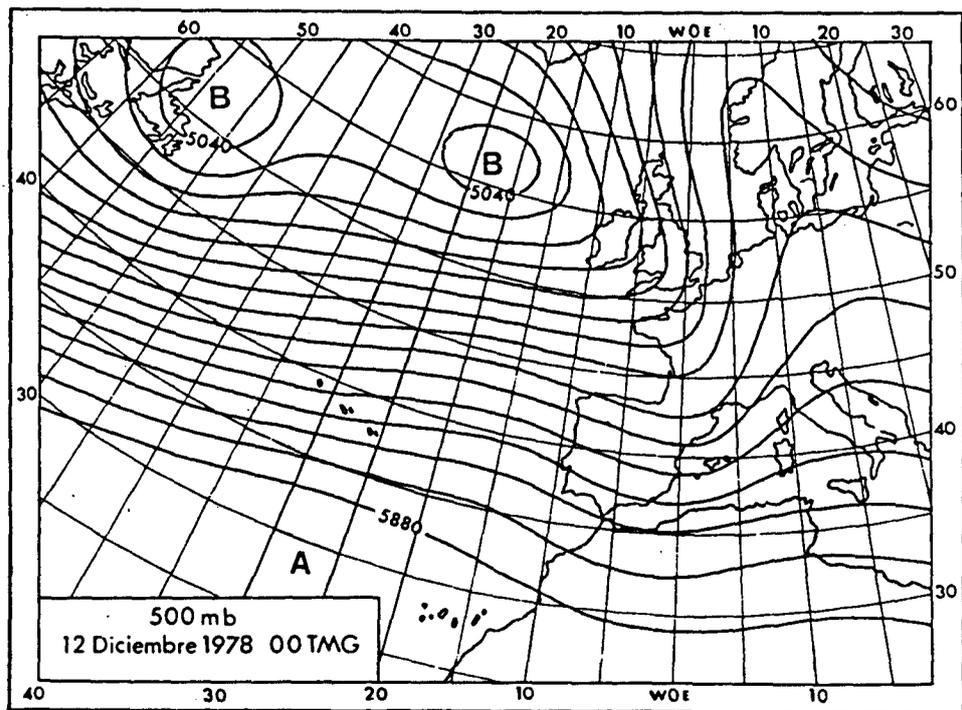
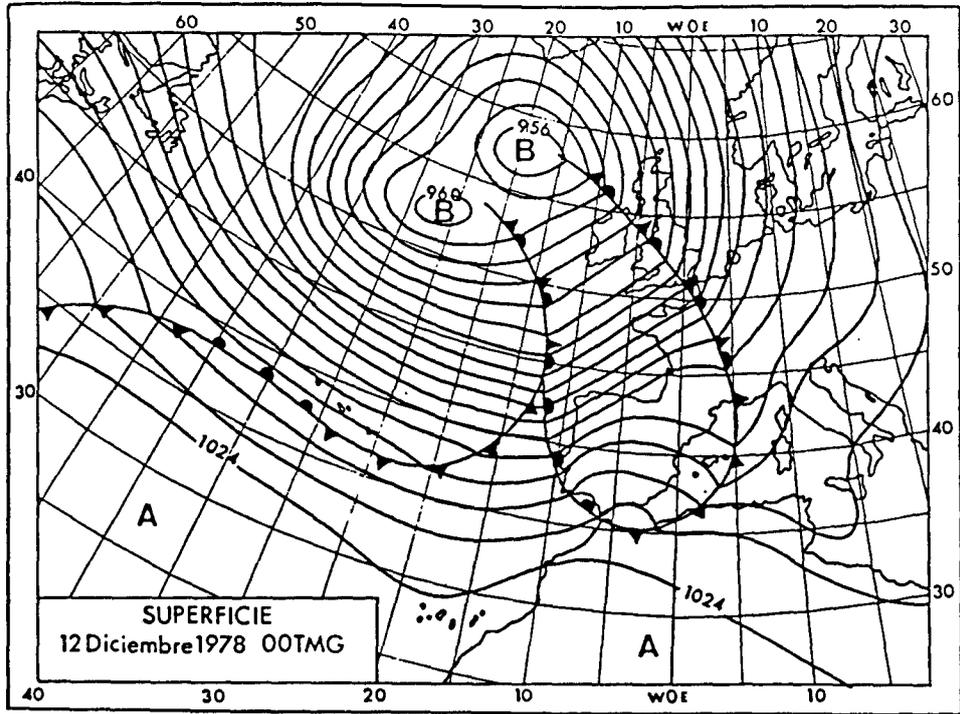


Fig. A-22.- INTENSA CIRCULACION ZONAL A BAJAS LATITUDES (22.III.i.)

Tipo 23.III.i.- CIRCULACIÓN ONDULADA A BAJAS LATITUDES

Se distingue del tipo anterior en la ondulación del vórtice circumpolar expandido, dibujándose claramente en el mapa de superficie el anticiclón atlántico centrado al sur de las Azores, así como otro a latitudes boreales. Entre ambas anticiclones una secuencia de borrascas se trasladan hacia el SE, llegando a abarcar la Península dentro de su radio de acción en el momento de su máximo desarrollo (Fig. A-23). Sus trayectorias a veces cruzan la Península, pero más frecuentemente pasan al norte de los Pirineos y menos frecuentemente cruzan el Estrecho. En este último caso suele ser en el Golfo de Cádiz donde la baja se manifiesta más profunda, siendo entonces la situación parecida a la del tipo 13.

La secuencia de las depresiones puede mantenerse durante varias semanas. Es un tipo específicamente invernal que no se presenta de junio a agosto y sólo raramente en mayo y septiembre.

Las masas mT (sub) y mP van alternando, con predominio de la segunda, aunque muy atenuada.

El tiempo es muy revuelto y variable, aunque Andalucía y Levante sólo son afectadas por aquellas depresiones que siguen las trayectorias más meridionales, y que ocasionalmente dan lugar a importantes nevadas.

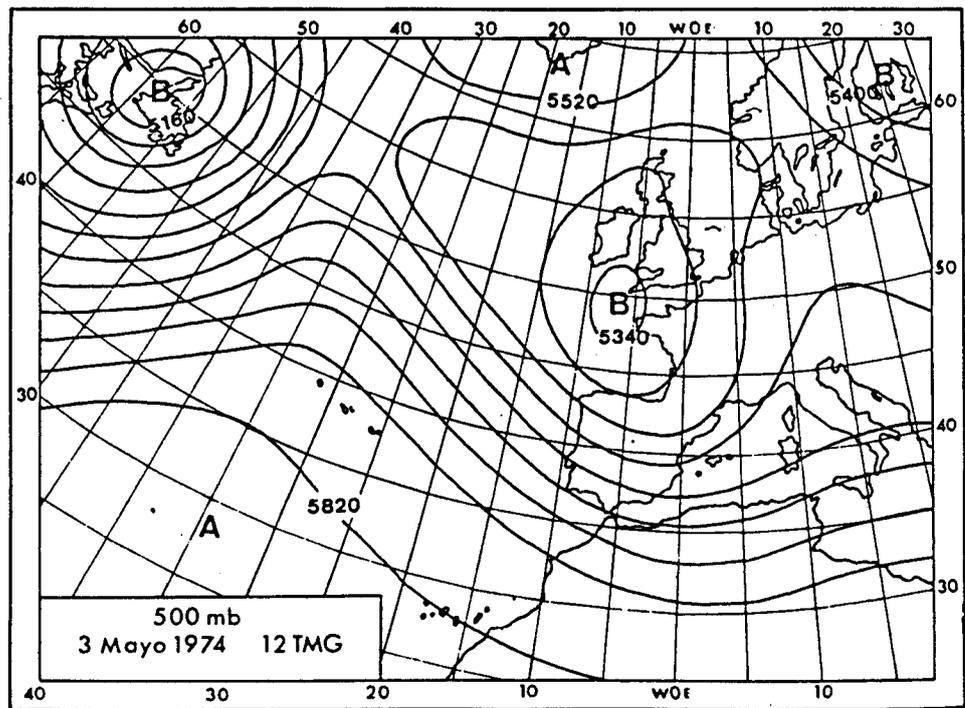
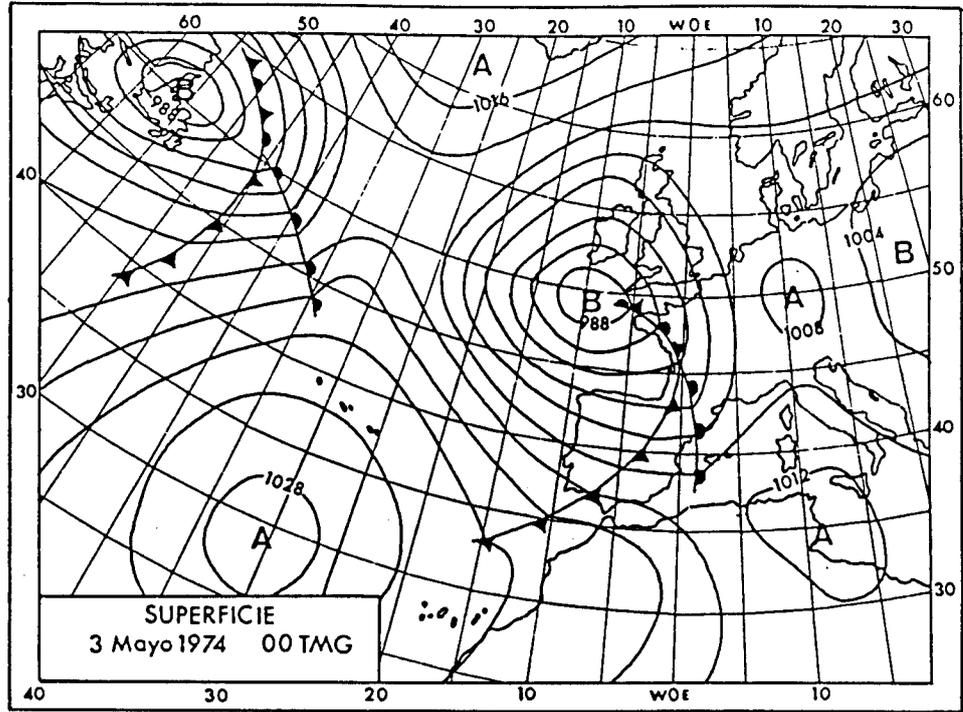


Fig. A-23.- CIRCULACION ONDULADA A BAJAS LATITUDES (23.III.i.)

ANEXO 2

TIPOS DE TIEMPO EN CANARIAS

Tipo 3.- DEPRESIONES FRÍAS DE ALTURA

La importancia de las depresiones frías de altura en el clima de Canarias es verdaderamente extraordinaria. Las bajas latitudes donde suelen formarse constituyen el agente más eficaz en hacer que las perturbaciones de la circulación atmosférica de la zona templada lleguen a afectar directamente a la región subtropical donde se hallan las Islas Canarias.

Además, se da el hecho fundamental de ser dichas depresiones responsables de las lluvias intensísimas que ocasionalmente tienen lugar en Canarias. Algunos de los auténticos diluvios que de tarde en tarde se producen, están asociados a dichas depresiones; aunque no todos, pues, como se verá más adelante, otros están asociados a perturbaciones tropicales de carácter muy distinto al de estas depresiones de altura.

La persistencia de las depresiones frías de altura en las proximidades de Canarias suponen un cambio radical de las condiciones del tiempo, ya que la estratificación muy estable del aire normal del alisio es sustituida por otra muy inestable. En ocasiones, basta esta inestabilidad para que se produzcan lluvias intensas; pero, cuando la depresión acaba por manifestarse también muy marcada en superficie, la circulación correspondiente puede ser responsable de que fluya hacia el Archipiélago aire tropical caliente y muy húmedo, el cual, actuando conjuntamente con la ascendencia forzada por el relieve de las islas y la mencionada inestabilidad, explica la posibilidad de tales diluvios.

La máxima frecuencia de estas depresiones tiene lugar en el trimestre de noviembre a enero. Algunas se presentan de febrero a mayo y menos frecuentemente de septiembre a octubre. Durante el trimestre de junio a agosto las Canarias están prácticamente libres de la influencia de tales perturbaciones, aunque, en casos excepcionales, suceda que en pleno verano alguna depresión fría de altura poco intensa se acerque lo suficiente al Archipiélago como para llegar a perturbar su tiempo.

Respecto a las situaciones sinópticas características de este tipo

de tiempo, en la Fig. A-24 se representa la situación del día 1 de marzo de 1951. El mapa de superficie se muestra inofensivo; no obstante, el tiempo estuvo muy perturbado, desarrollándose potentes nubes cumuliformes que dieron lugar a lluvias intensas que en varios puntos del Archipiélago superaron los 100 mm en 24 horas (en Izaña se recogieron 325 mm en 48 horas). Ello fue debido a la gran inestabilidad provocada por la depresión que aparece muy bien marcada en el mapa de altura.

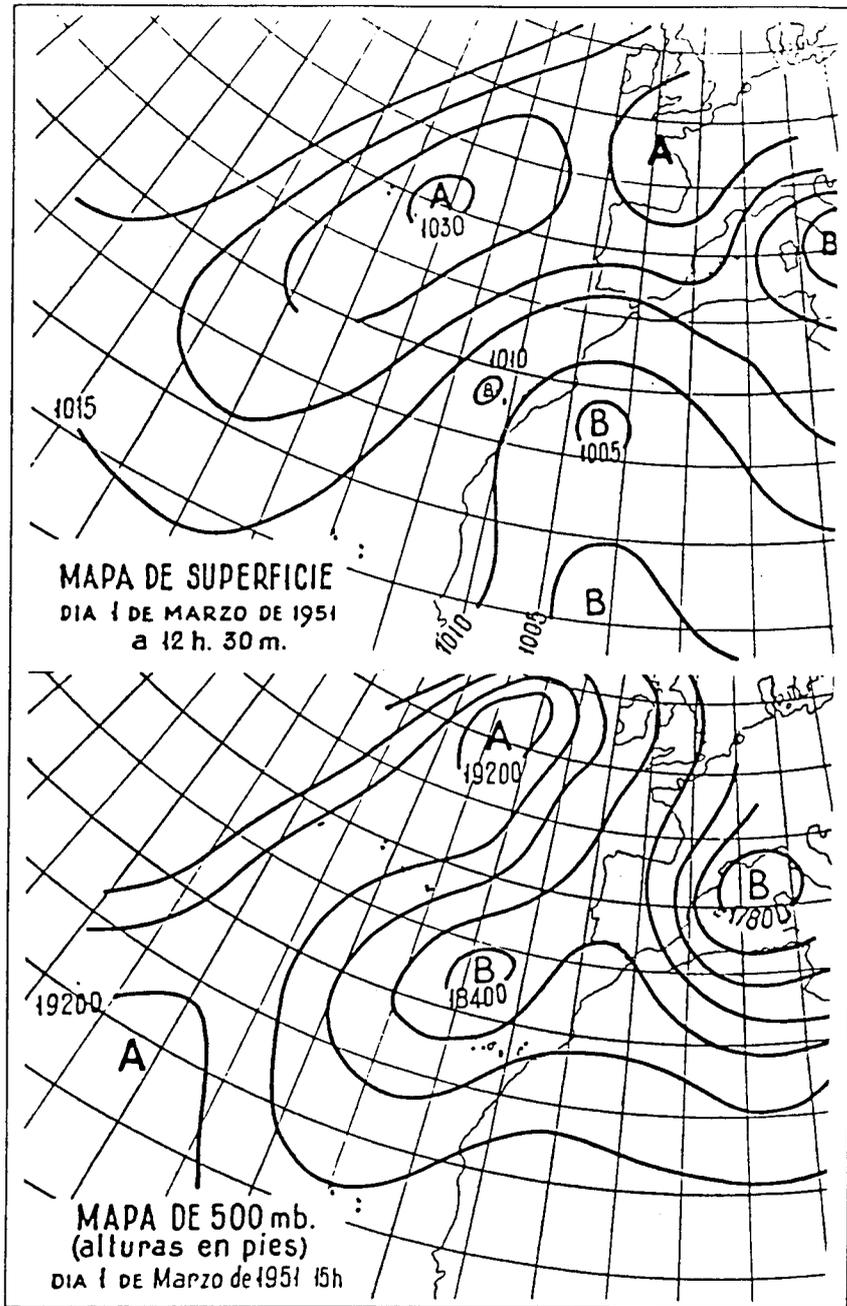


Fig. A-24.- EJEMPLO DE UNA DEPRESION FRIA EN ALTURA APENAS PERCEPTIBLE EN SUPERFICIE (Font, 1983).

Tipo 4.- INVASIONES DE AIRE POLAR MARÍTIMO

Estas invasiones de aire frío se notan mucho más claramente por encima de los 1.500-2.000 metros que al nivel del mar. En Izaña suelen ir acompañadas de fuertes descensos de temperatura, a veces de más de 10 grados; la fuerza del viento aumenta considerablemente, no siendo raras velocidades de 70 Km/h habiéndose pasado de 180 Km /h en casos extremos. A bajos niveles, la velocidad del viento es siempre mucho menor, y respecto al descenso de temperaturas muchas veces es sólo de 1-2°C.

Durante estas invasiones, por consiguiente, el gradiente vertical de temperatura aumenta considerablemente, desapareciendo la clásica inversión térmica del alisio. La masa de aire polar que invade el Archipiélago es entonces muy inestable. Esta inestabilidad, al ser liberada por la ascendencia provocada por el relieve, se traduce en una actividad convectiva que puede ser muy vigorosa, dando lugar a diversos hidrometeoros, entre los cuales destacan las considerables formaciones de cencellada (niebla helada) que cubren los edificios de Izaña y convierten las retamas de las cumbres en grandes bloques de hielo.

Respecto a la cuantía de las precipitaciones originadas, pueden variar entre amplios límites, dependiendo, naturalmente, del grado de inestabilidad que se cree y de la riqueza en vapor de agua de la masa de aire polar. Pero en todos los casos el factor orográfico juega un importante papel, de forma que en los lugares favorablemente situados pueden registrarse precipitaciones mayores de 100 mm en 24 horas; y, en los casos de invasiones más intensas, pueden incluso sobrepasar los 200 mm. Sin el concurso del factor orográfico, las precipitaciones son generalmente poco importante, aunque en situaciones extremas en que en altura sea la invasión muy fría y vigorosa, es posible que incluso en las islas de poco relieve, Fuerteventura y Lanzarote, se registren cantidades mayores de 50 mm en veinticuatro horas.

Este tipo de tiempo se presenta fundamentalmente en otoño, invierno y primavera. Después de un mínimo estival acusadísimo, la frecuencia sube rápidamente hasta alcanzar el máximo de noviembre (25%), y

después de cierto descenso invernal (enero, 12%) vuelve a subir para llegar al máximo secundario de marzo y abril (23% en cada mes).

La mayor frecuencia de estas invasiones en noviembre es responsable de que en aquellas localidades favorablemente expuestas, sea dicho mes el que registre la mayor cantidad media de precipitación. En verano, las ocasionales invasiones no producen en el tiempo más cambio que un descenso en la temperatura y un aumento en la velocidad del viento.

Normalmente estas invasiones duran varios días; en marzo y noviembre pueden llegar a durar más de diez, aunque generalmente no alcancen los cinco. En enero, febrero y octubre, sólo la cuarta parte alcanzan o superan los cinco días.

Respecto a la situación en el mapa sinóptico, ésta puede presentar notables variaciones, pero siempre se advierte, como característica general, un anticiclón atlántico más o menos importante (Fig. A-25).

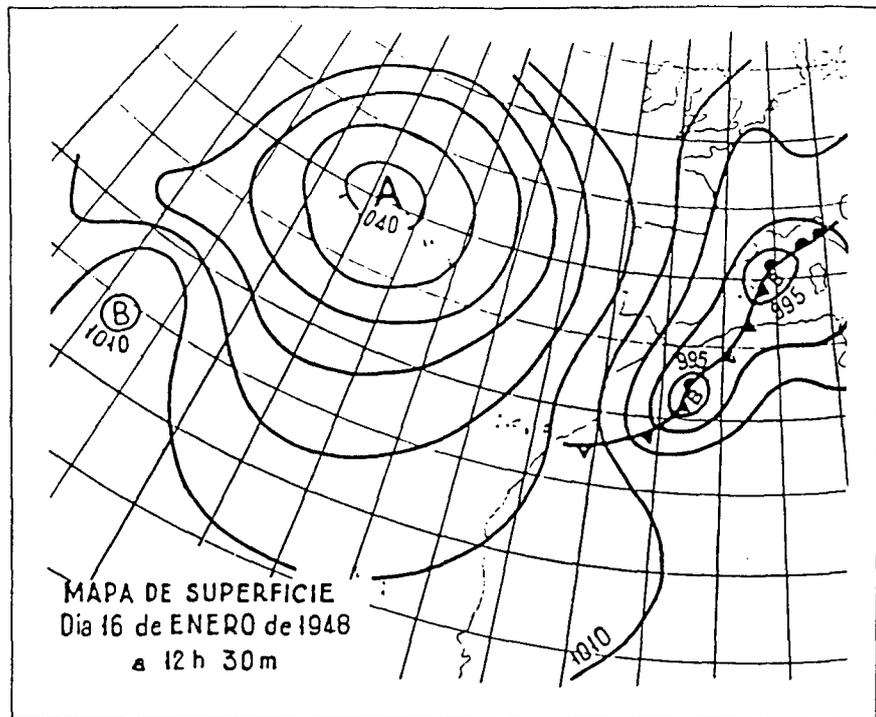


Fig. A-25.- SITUACION DE ADVECCION DE AIRE POLAR (Font, 1983)

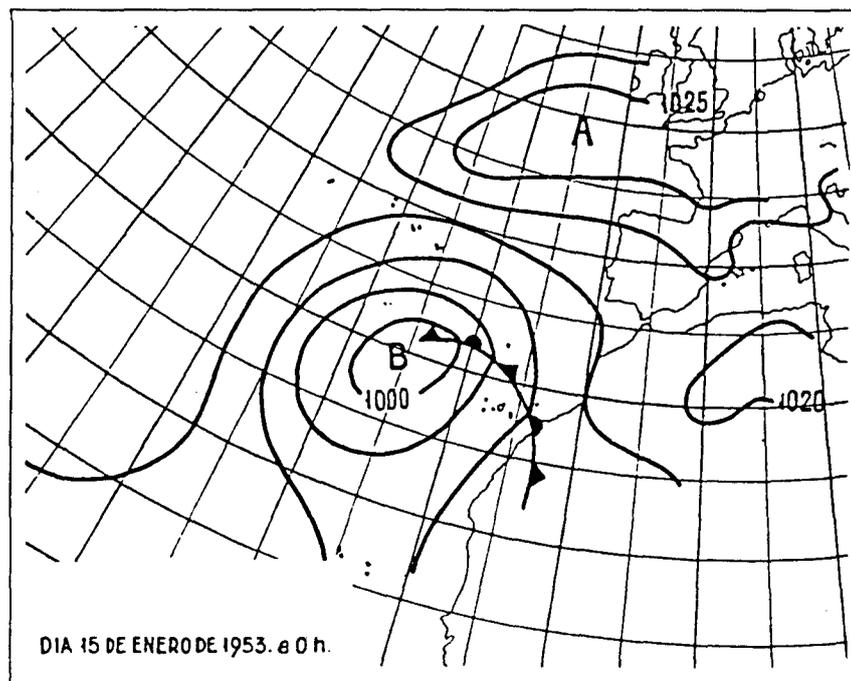


Fig. A-26.- SITUACION DE TEMPORALES DEL SW (Font, 1983)

Tipo 5.- BORRASCAS ATLANTICAS

Durante el semestre invernal, principalmente en los meses de diciembre y enero, el Archipiélago puede quedar sometido a la acción directa de borrascas de características análogas a las de la zona templada (Fig. A-26).

La forma en que dichas borrascas repercuten en el tiempo de las islas depende de varios factores: intensidad, estado de desarrollo, posición del centro, situación e intensidad de los frentes, etc. Pero, entre ellos, hay uno fundamental por hacer entrar en juego el factor orográfico de un modo primordial: según sea la trayectoria que siga la borrasca, el Archipiélago puede quedar sometido sólo al flujo de los vientos del cuarto cuadrante de la parte posterior de la depresión, o bien primero a los vientos de componente S, para pasar luego a los de componente N.

En el primer caso, en realidad, nos encontramos con un tipo de tiempo análogo al de las invasiones de aire polar, ya examinadas. En el segundo, cuando la corriente del Sur sea rica en vapor de agua, el efecto de la ascendencia orográfica puede provocar lluvias muy intensas.

Otra circunstancia muy importante a tener en cuenta es la del viento de superficie, pues dichas borrascas son responsables de la mayor parte de los temporales de viento que, ocasionalmente, tan graves perjuicios causan en los cultivos de las Islas. En este caso, el relieve juega un papel fundamental, ya que la forma de actuar de las distintas direcciones del viento están muy influidas por las condiciones locales del relieve. Así por ejemplo, en la isla de Tenerife, los temporales del tercer cuadrante suelen ser especialmente perjudiciales, y no sólo en los valles abiertos a dichos vientos, sino que también son responsables de los mayores daños causados en los platanales del valle de La Orotava, situado en la vertiente norte. Ello ocurre cuando una fuerte corriente del SW, después de remontar la cumbre, desciende por la ladera opuesta con mayor fuerza al ser encajonada en dicho valle. Se han llegado a medir 150 mm de precipitación en 24 horas.

Tipo 6.- ONDAS EN LA CORRIENTE DEL ESTE

Algunas situaciones sinópticas frecuentes en Canarias se distinguen por el establecimiento de una corriente general del Este, que corresponde a la circulación meridional de un extenso anticiclón, cuyo eje se extiende desde Europa occidental hacia el Atlántico, alcanzando frecuentemente la longitud 30°W. Bajo estas condiciones, en Canarias reina normalmente buen tiempo aunque pueda quedar disminuida la visibilidad a causa del polvo atmosférico, o también, según la época del año y la dirección del viento, originarse una de las típicas "olas de calor". Ocasionalmente, el campo bórico en la corriente del Este puede deformarse, apareciendo vaguadas más o menos definidas que se trasladan de Este a Oeste. Estas vaguadas corresponden al género de perturbaciones tropicales conocidas como "ondas en los vientos del Este".

Estas perturbaciones pueden repercutir considerablemente en el tiempo de Canarias. Si la vaguada es débil, el cambio en el tiempo suele quedar limitado a la aparición de nubes de altura media que a veces originan ligeras precipitaciones. En cambio, cuando la vaguada aparece bien marcada, da lugar a una importante zona de convergencia que motiva un considerable aumento del espesor de la capa húmeda superficial, acabando por establecer una importante actividad convectiva, la cual, acentuada por el relieve en los lugares favorecidos, se trauce en lluvias importantes. Estas perturbaciones son responsables de algunos de los temporales de lluvia más importantes que pueden registrarse en Canarias.

Mientras la perturbación se encuentra sobre el continente, las lluvias suelen ser muy débiles o nulas, según sea la disponibilidad de aire húmedo, la cual, normalmente es muy pequeña. En cambio, pueden resultar muy efectivas en levantar grandes cantidades de polvo que, acarreadas por los vientos del Este, suelen dar lugar más tarde a que las lluvias sobre Canarias sean "fangosas".

Otro caso curioso, que en raras ocasiones se registra, es cuando después de que a causa de una de estas perturbaciones quedan las cumbres cubiertas de nieve, el aspecto del paisaje cambia en pocas horas al

depositarse el polvo atmosférico sobre la capa de nieve, ocultándola por completo.

La Fig. A-27 constituye un ejemplo de esta situación, que dió lugar a una precipitación de 269 mm en 24 horas en La Laguna alcanzando las aguas 1 m de altura en la ciudad.

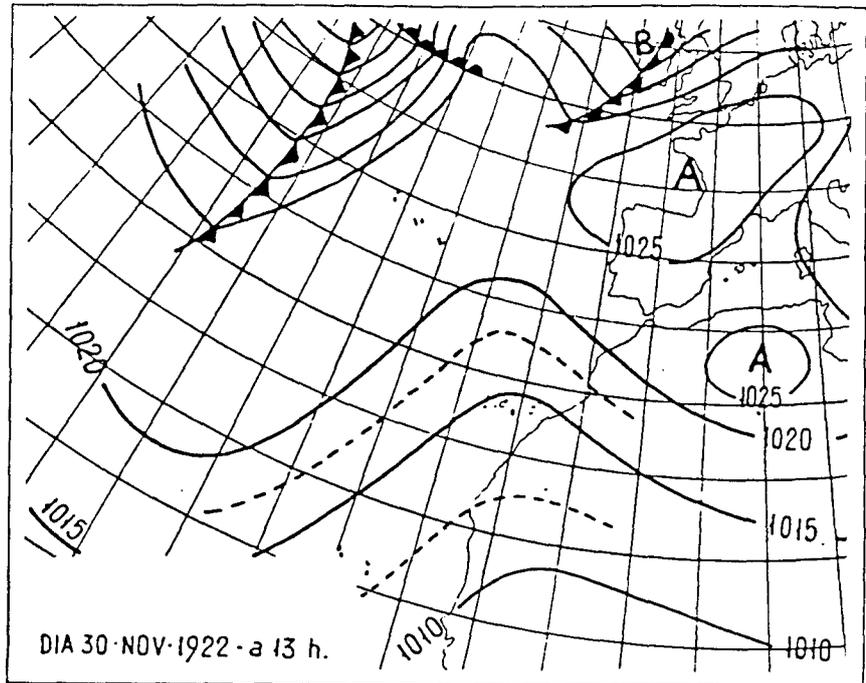


Fig. A-27.- EJEMPLO DE UNA ONDA EN LA CORRIENTE GENERAL DEL ESTE (Font, 1983).

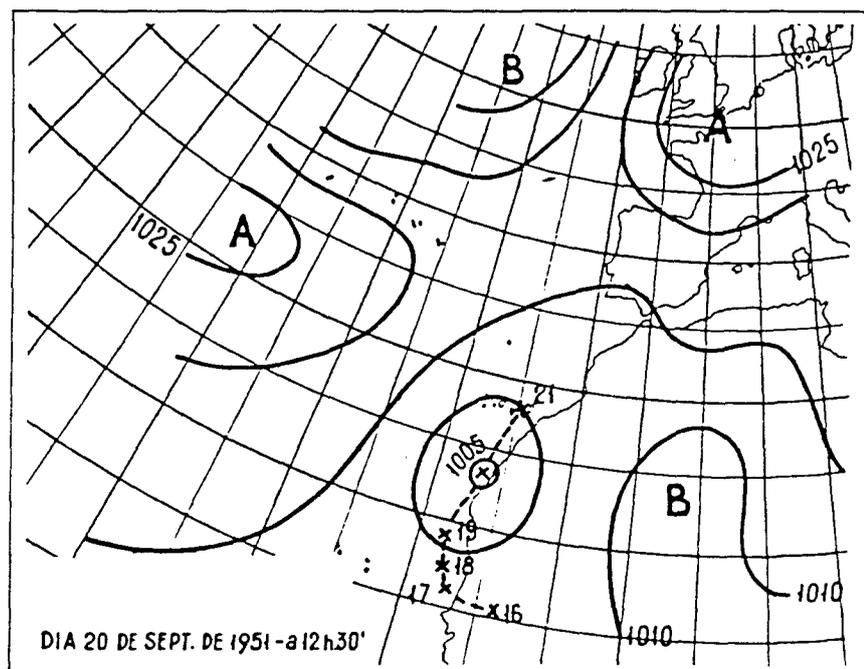


Fig. A-28.- EJEMPLO DE UNA DEPRESION TROPICAL QUE ALCANZO EL ARCHIPIELAGO (la línea a trazos indica la posición del vórtice en los sucesivos días) (Font, 1983).

Tipo 7.- DEPRESIONES TROPICALES

Esta clase de perturbaciones sólo alcanzan las Canarias muy de tarde en tarde y siempre en otoño. Se originan en el continente africano, muy al sur del Sáhara, y siguen una trayectoria al principio de Este a Oeste para ir girando luego hacia el Norte y después hacia el Noroeste. Ocasionalmente llegan a penetrar en el Atlántico hacia la latitud de Dakar para seguir luego una trayectoria hacia el Norte casi paralela a la costa.

La Fig. A-28 representa el caso notable de una de estas depresiones que llegó a alcanzar Canarias. En el mapa, además de la situación del día 20 de septiembre de 1951, se han fijado también las posiciones del centro de la depresión durante los siete días que van desde el 15 al 21, las cuales determinan su trayectoria característica. El día 20 la depresión alcanzó su máximo desarrollo; el 21, al cruzar el Archipiélago, aún estaba bien definida, pero al día siguiente había dejado prácticamente de existir. La nubosidad empezó a experimentar un aumento el día 18, y el día 21, mientras el vórtice cruzaba las Islas, se desarrollaron grandes cúmulos y cumulonimbos que dieron lugar a lluvias de intensidad muy variable según la importancia del papel jugado por el factor orográfico. En los lugares más favorecidos los totales recogidos fueron del orden de 75 a 100 mm.

Tipo 8.- INVASIONES DE AIRE CALIENTE SAHARIANO

En el capítulo 9.1.3. ya se ha comentado la influencia del continente africano en el clima del Archipiélago. La frecuencia media de estas invasiones saharianas es del orden de 25 días al año, aunque de un año a otro varía considerablemente. Tiene su máxima frecuencia en agosto, y la mínima en invierno. En junio se tiene un mínimo secundario que separa las invasiones de primavera de las de verano, que concuerda con el hecho de ser junio cuando más dominante es el alisio.

La característica más sobresaliente de estas invasiones la constituye las altas temperaturas, muy superiores a los valores normales. Los valores máximos absolutos de todas las estaciones han tenido lugar durante dichas invasiones. La máxima absoluta de La Laguna 41,2°, registrada en agosto, es nada menos que 20° mayor que la media de las máximas diarias de dicho mes.

Otras características son: la sequedad del aire, tanto en la humedad relativa como en la absoluta, y el enturbiamiento del aire producido por calima más o menos espesa y, menos frecuentemente, por polvo fino, pero lo suficientemente pesado para depositarse sobre el suelo. En casos extremos la visibilidad puede quedar reducida a menos de un kilómetro.

Un aspecto muy interesante de estas invasiones es la distribución vertical de la temperatura que entonces se establece. Mientras cuando sopla el alisio la inversión se inicia sobre la clásica capa de estratocúmulos (1250-1650 m), durante las invasiones de aire sahariano la inversión térmica se inicia por debajo de los 500 m.

La presencia de estas inversiones de temperatura durante las penetraciones de aire sahariano demuestra que, aún entonces sigue manteniéndose sobre la superficie del mar una capa de aire más frío y húmedo. Esto es una prueba más de la gran importancia que tienen las aguas frías de la corriente marina en la meteorología de Canarias.

Es clásico el ejemplo de que en los veranos tinerfeños, cuando se da esta situación sahariana, la temperatura en Sta. Cruz sea de 25°C y de 20°C en La Laguna (625 m). A partir de esta cota, aumenta rápidamente hasta alcanzar 35°C o más hasta los 1000-1500 m, para después disminuir ya progresivamente en función de la altura.

En la Fig. A-29 se representa el mapa sinóptico de este tipo de tiempo. La depresión africana estival se centra más hacia el Oeste, e incluso penetra en el Atlántico.

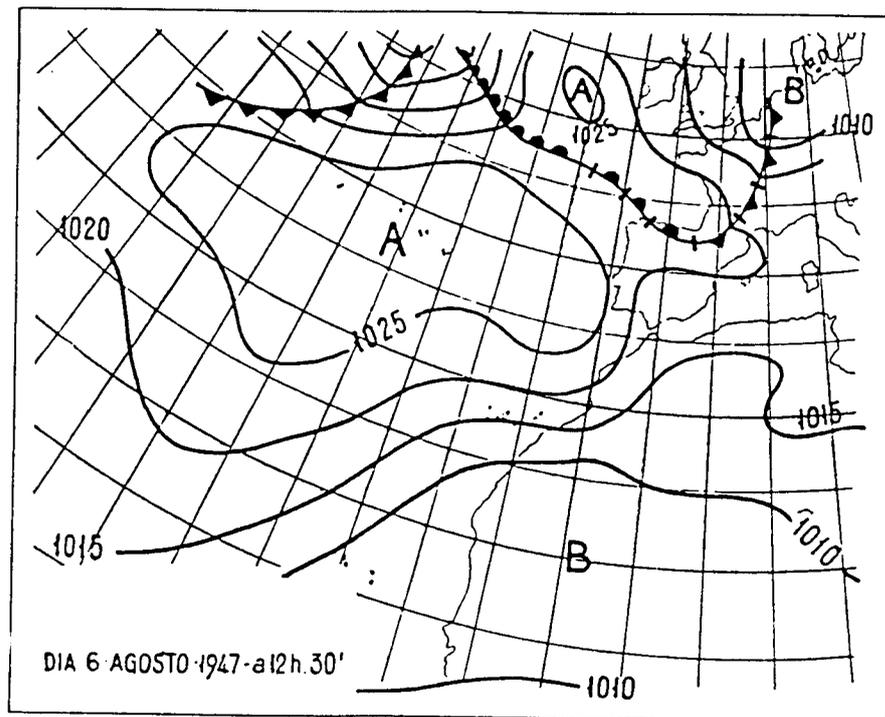
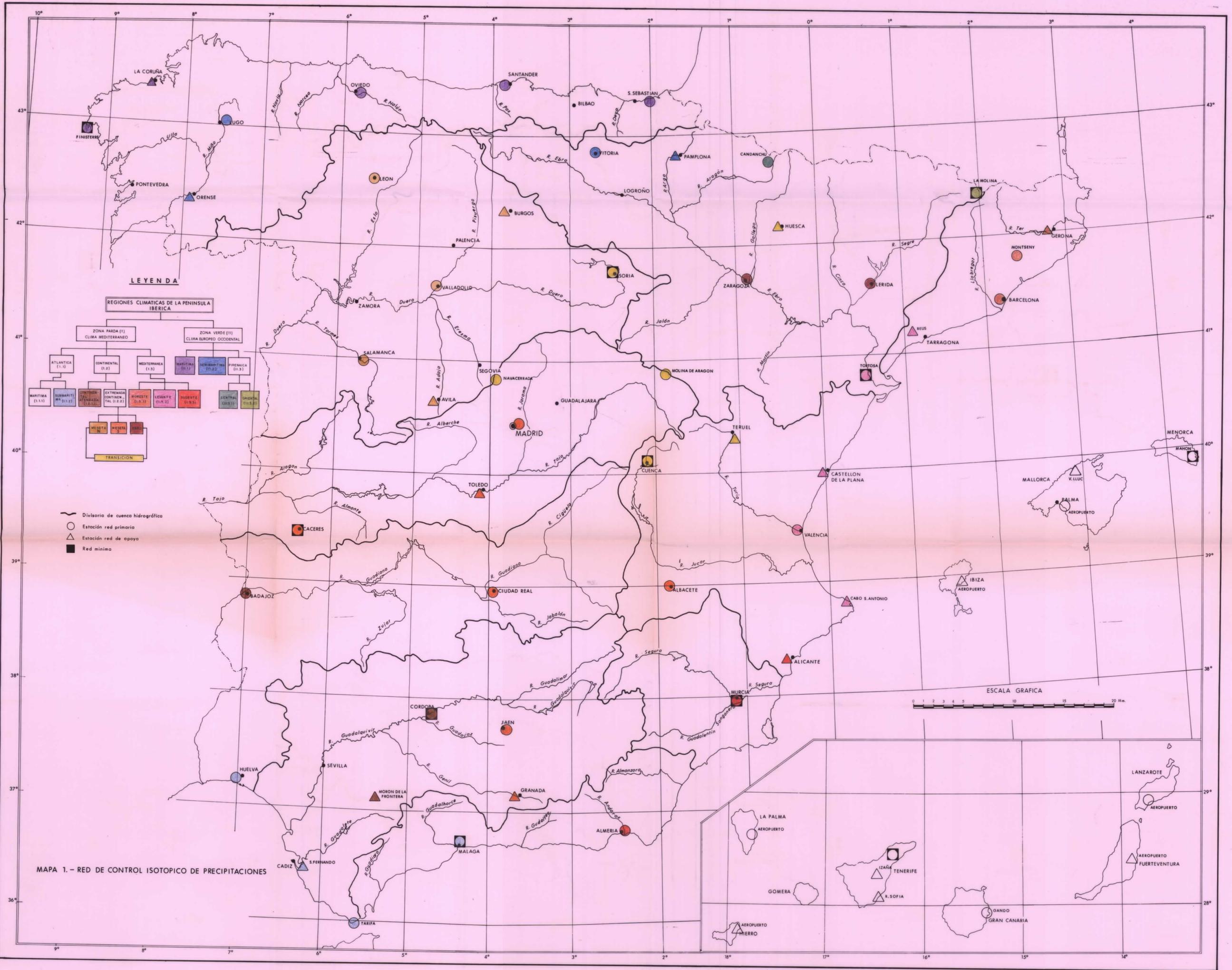
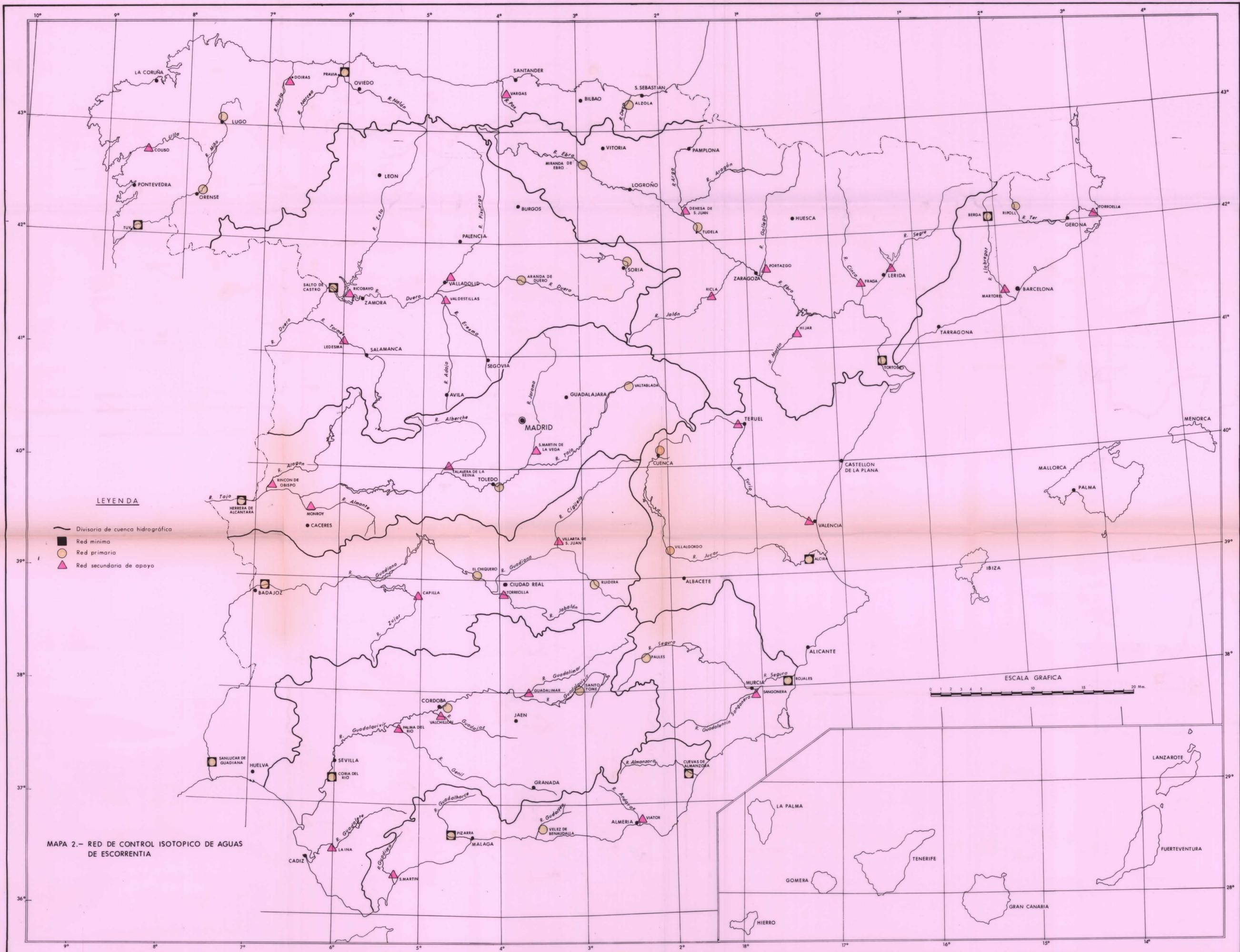


Fig. A-29.- SITUACION TIPICA DE INVASION DE AIRE SAHARIANO
(Font, 1983).

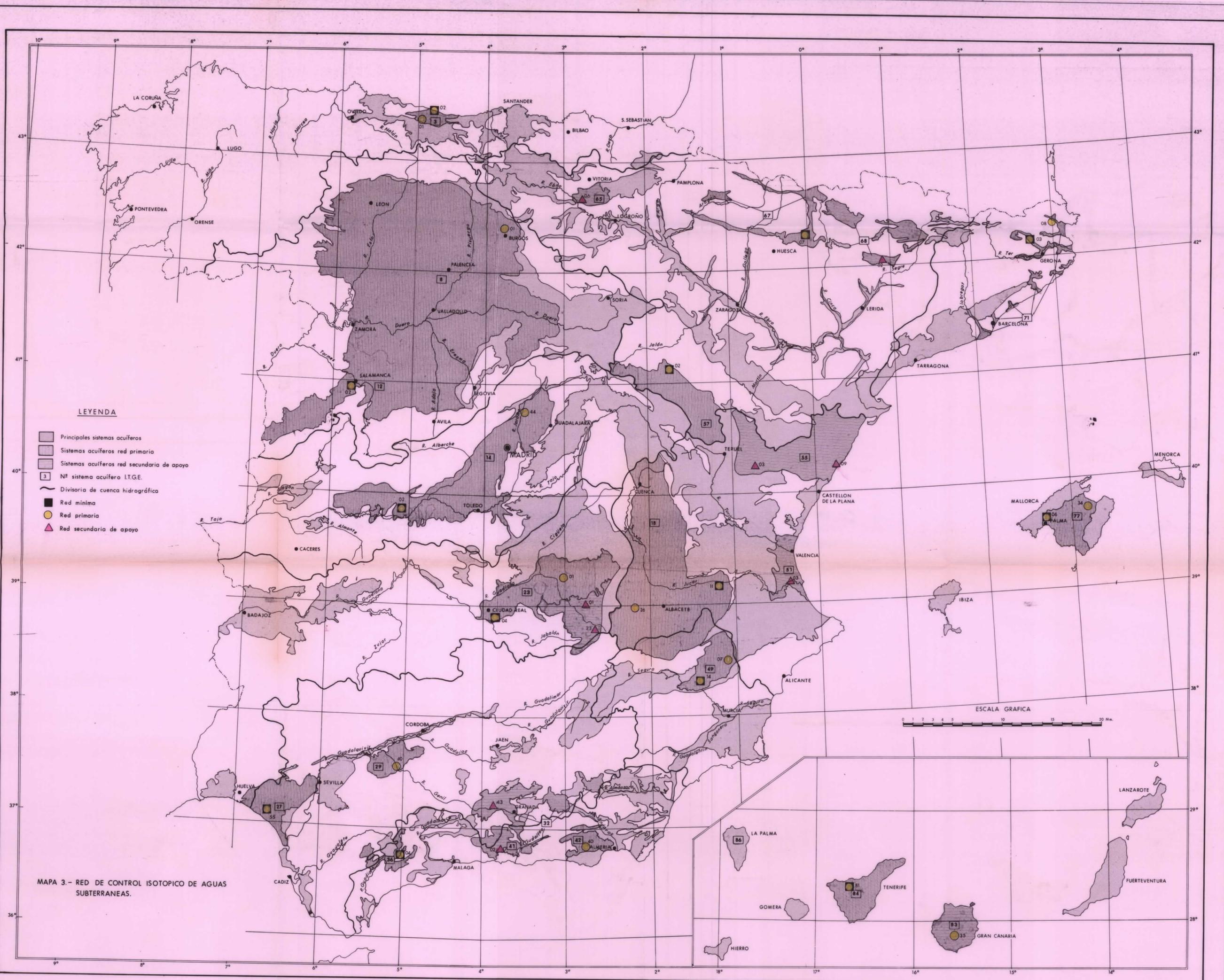


MAPA 1. - RED DE CONTROL ISOTOPICO DE PRECIPITACIONES



MAPA 2.- RED DE CONTROL ISOTOPICO DE AGUAS DE ESCORRENTIA

ESCALA GRAFICA
0 1 2 3 4 5 10 15 20 Km.

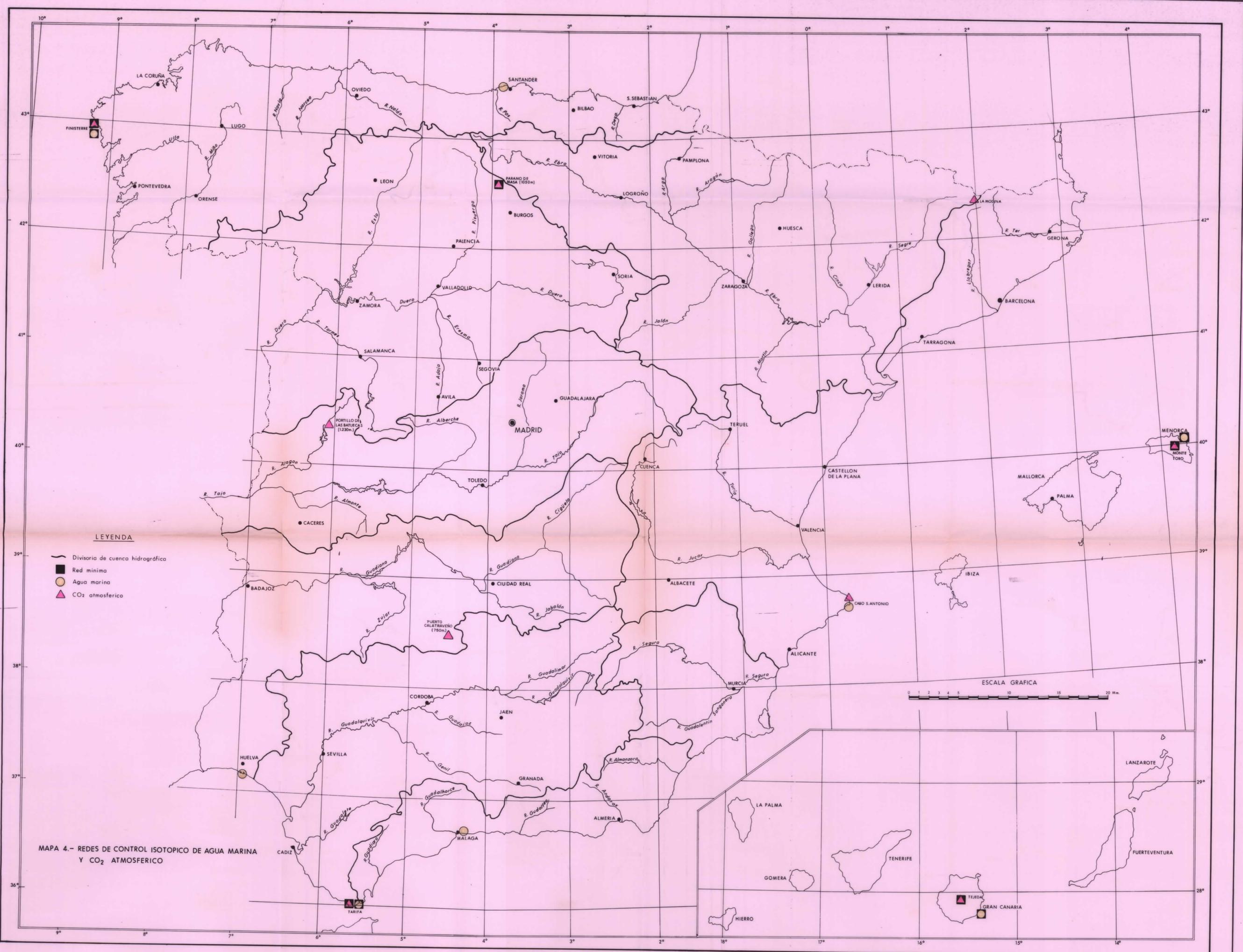


LEYENDA

- Principales sistemas acuíferos
- Sistemas acuíferos red primaria
- Sistemas acuíferos red secundaria de apoyo
- N° sistema acuífero I.T.G.E.
- Divisoria de cuenca hidrográfica
- Red mínima
- Red primaria
- Red secundaria de apoyo

MAPA 3.- RED DE CONTROL ISOTOPICO DE AGUAS SUBTERRANEAS.

ESCALA GRAFICA
0 1 2 3 4 5 10 15 20 Km.



LEYENDA

- Divisoria de cuenca hidrográfica
- Red mínima
- Agua marina
- ▲ CO₂ atmosférico

ESCALA GRAFICA
0 1 2 3 4 5 10 15 20 Km.

MAPA 4.- REDES DE CONTROL ISOTOPICO DE AGUA MARINA Y CO₂ ATMOSFERICO