

UNIVERSIDAD DE BARCELONA

FACULTAD DE FISICA

EPISODIOS DE LLUVIAS COPIOSAS EN CATALUÑA :
GENESIS, EVOLUCION Y FACTORES COADYUVANTES

Trabajo presentado para optar al grado de
Doctor en Física

por

MARIA DEL CARMEN LLASAT BOTIJA

Director: Prof. Dr. Manuel Puigcerter Zanón
Cátedra de Física de la Atmósfera

Febrero 1987

LA VANGUARDIA

424

BARCELONA

Jueves 27 de septiembre de 1962

ESPAÑOLA

Redacción y Administración

Teléfono 221.40.00

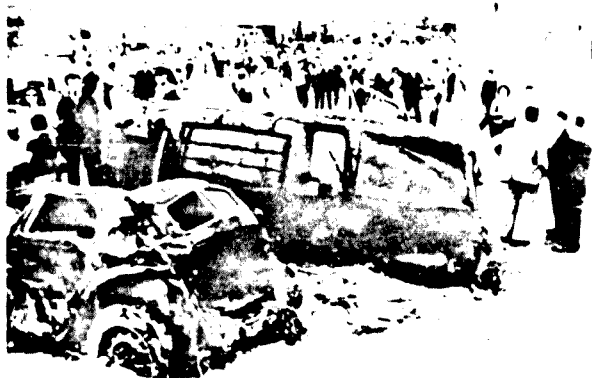
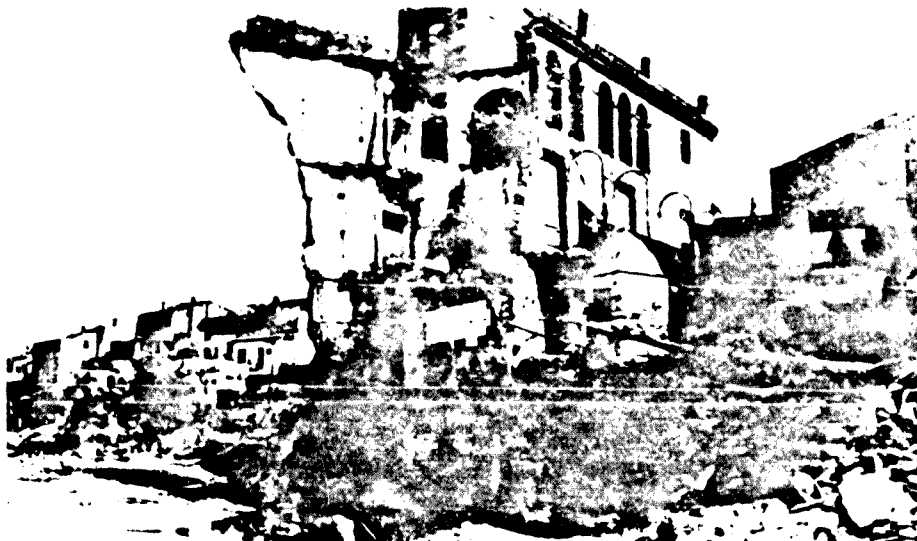
Precio de venta 150 pts

FUNDADORES DON CARLOS Y DON BARTOLOME GODO

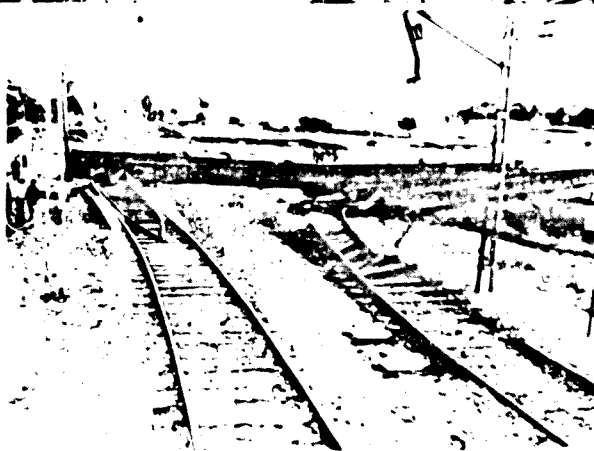
Año LXXVIII - Número 195

LA PROVINCIA DE BARCELONA ASOLADA POR LAS AGUAS

La tormenta que anteanoche se abatió sobre la provincia de Barcelona pudo calificarse, por sus efectos de terrible catástrofe. Causó tres muertos, heridas graves y cuarenta y cinco desaparecidos en el balance registrado a la hora de cerrar la presente página. El desbordamiento de los ríos Besòs, Llobregat y Ripoll, arrasó varios comercios, calculándose las pérdidas materiales en cifras abrumadoras. En la foto de la derecha vemos una vista de la localidad de Sabià, que fue una de las más perjudicadas por la tremenda calamidad. (FOTOS PEREZ DE BORJA)



En Terrasa, las aguas arrastraron numerosas automóviles hasta el final de la Rambla, dando así encuentro a un campo de fútbol.



Los puentes del ferrocarril de Montcada y de Roisach fueron torcidos y destruidos por los efectos del temporal.



San Adrián, los vecinos se vieron obligados a sacar el mobiliario de sus casas ante el desbordamiento del Besòs.



El puente peatonal que enlaza Montcada con Roisach también destruido por las aguas.



Olot experimentó la peor parte del temporal, inundándose y destruyéndose una gran parte de sus edificios.

LA VANGUARDIA

BARCELONA

Viernes 28 de septiembre de 1962

ESPAÑOLA

Redacción y Administración: PLAZA 1.

Teléfono 221 41 25

Precio de este ejemplar: 1'50 pts.

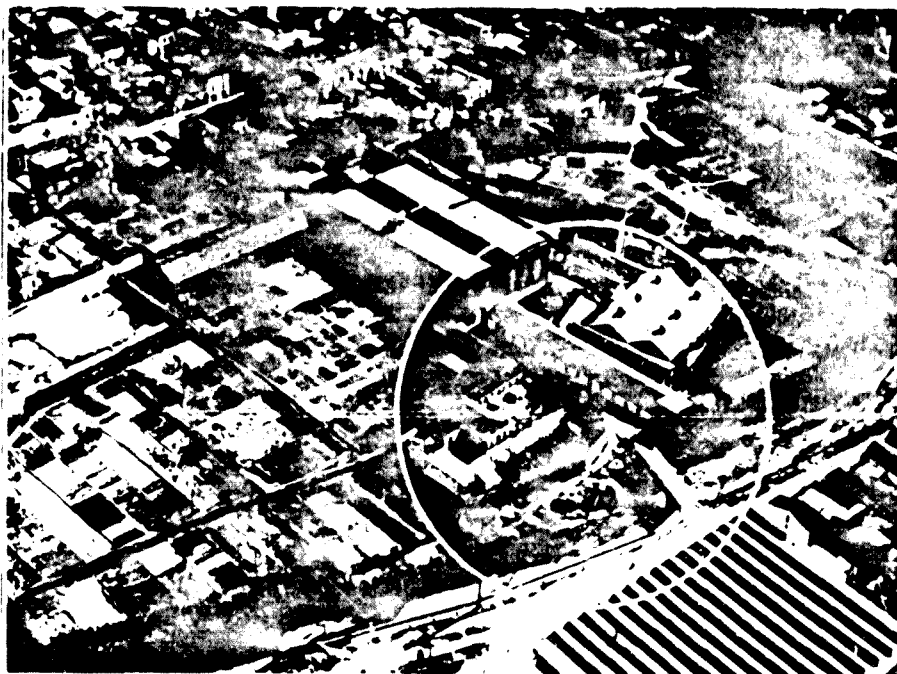
FUNDADORES DON CARLOS Y DON BARTOLOME GODA

Año LXXVIII - Num. 29.957

RUBI DESPUES DE LA TRAGICA NOCHE DEL PASADO 25 DE SEPTIEMBRE

Una de las ciudades que sufrió mayores daños en la pasada noche del 25 de septiembre fue la de Rubí. Se calcula que el número de muertos ascendió en esta localidad a trescientos de los que ya hay recuperados ochenta cadáveres. Las aguas arrasaron gran cantidad de edificios, entre los que algunos desaparecieron totalmente sin que en la actualidad quede la menor huella de que existieron anteriormente. En la foto de arriba vemos señalada por un círculo blanco una zona de Rubí antes de la tromba de agua, y en la de abajo mostramos la misma zona con diversas edificaciones desaparecidas, y un puente que también ha sido destruido hasta su desaparición.

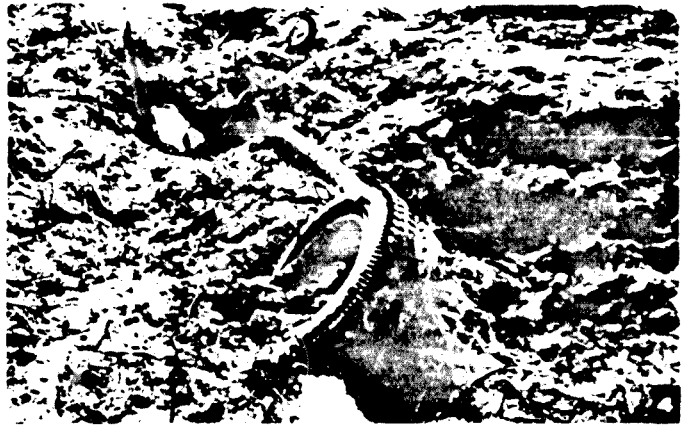
(Reproducido en exclusiva para LA VANGUARDIA de trabajos de Anselmo Figueras y Sergi Parés y Figueras Parés)



SON INCALCULABLES LOS DAÑOS CAUSADOS POR LA TROMBA DE AGUA DEL PASADO DIA 25



La catástrofe que se abrió sobre la provincia de Barcelona en la noche del pasado día 25 de septiembre, adquiere, a medida que pasa el tiempo, una gravedad de proporciones incalculables. El número de muertos crece ayer, al cierre de esta plana, de trescientos sesenta y tres y el de desaparecidos se eleva a cerca de quinientos. En estas fotos de Pérez de Sotomayor hemos recogido nuevos aspectos de la terrible catástrofe: 1 y 2. Una fábrica de telas y zapatos y otra de calzados, respectivamente, destruidas por las aguas en Sabadell. 3. Casas de viviendas en el barrio de las Arenas, de Terrasa, donde hubo gran mortandad. 4. Un camión quedó enterrado en el barro, por efecto de las inundaciones. 5. Un puente del ferrocarril, en Terrasa, desapareció por completo sin dejar rastro.



IV.6 Episodio del 25 de Septiembre de 1962

IV.6.1 Introducción

Tras un largo periodo de sequía, más de cuatro meses sin llover en numerosos lugares,* el día 25 de Septiembre se produjeron importantes lluvias en toda España. En algunos lugares como en Asturias, donde ya se habían perdido las cosechas de alubias y de maíz como consecuencia de la sequía, las lluvias fueron beneficiosas para los campos, pero en otras su efecto fue perjudicial. Así, en Madrid, donde se registraron inundaciones y pequeños destrozos, e en las zonas en donde se estaba vendimiando en las que la lluvia impidió seguir con la recolección y pudrió la uva. En Palma, un chubasco de 81 l/m² (según la prensa, aunque no hay constancia en el Boletín Meteorológico Diario) provocó el hundimiento del paseo marítimo, el corte de la carretera e inundaciones en la parte baja de la ciudad. Pero donde adquirió dimensiones de gran catástrofe fue en la provincia de Barcelona y, concretamente, en la comarca del Vallés.

441 muertos, 374 desaparecidos, 213 heridos y 2650 millones de pérdidas materiales fue el balance definitivo. En la ciudad de Barcelona, los barrios de San Andrés, Horta, Verdún, Pueblo Nuevo, fueron entre otros los más afectados; Sabadell, Rubí, Tarrasa, Martorell, ..., quedaron aislados; se derrumbaron numerosas viviendas; los suministros de agua y electricidad tuvieron que ser reducidos y el servicio de trenes interrumpido. En Tarrasa las aguas alcanzaron en las calles, 2,5 m de altura. Se desbordaron los ríos Besós (con 1870 m³/s en el tramo final) y el Llobregat (1550 m³/s en Martorell) así como todas las rieras de la zona.

Viajeros que se dirigían a Barcelona observaron que hacia las cinco y media de la tarde (hora local) empezaba a hacerse necesario el empleo de faros. A las 6, toda la montaña de Montserrat estaba cubierta de espesas nubes. Aunque empezó a llover a esa hora, las máximas intensidades se alcanzaron entre las 9 y las 11 de la noche. La lluvia cesó hacia la medianoche.

Para el análisis de éste episodio se ha dispuesto, además del Täglicher Wetterbericht (si bien la edición de esta época presenta menos información que la de 1971), del Bulletin Quotidien de Renseignements publicado por la Direction de la Météorologie en Francia.

* En Baena (Córdoba) hacía 150 días que no llovía.

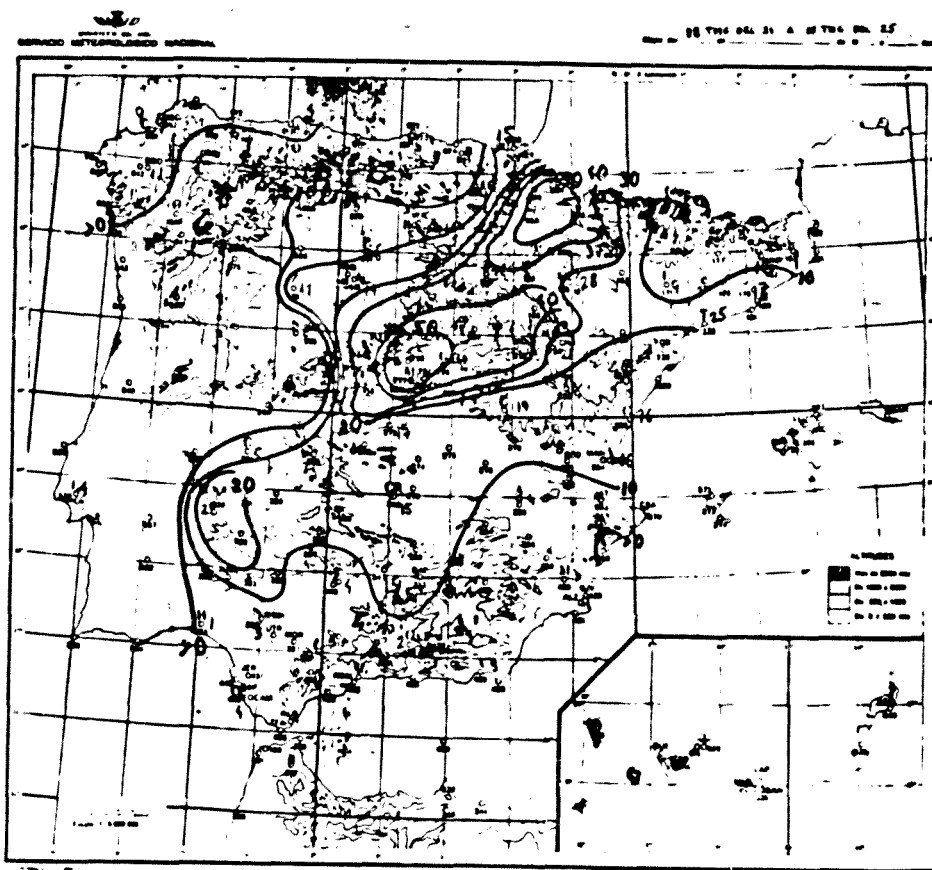


Fig.IV.6.1 Precipitación acumulada entre las seis de la tarde del día 24 y las seis de la tarde del día 25.

IV.6.2 Análisis pluviométrico

Entre las 18 TMG del día 24 y las 18 TMG del día 25, se produjeron lluvias en toda la Península y Baleares, registrándose los valores máximos en Navacerrada y Pamplona (fig.IV.6.1). En algunos lugares, como en Córdoba y Badajoz, también granizó. Entre el día 25 y el 26 prosiguieron las lluvias, si bien las máximas correspondieron entonces a Cataluña y Córdoba (fig.IV.6.2). Por último, entre el 26 y el 27 sólo se superaron los 10 mm en Cataluña y las Baleares (fig.IV.6.3).

El análisis de las isoyetas de la figura IV.6.4 muestra como gran parte de Cataluña superó los 50 mm en 24 horas. Las comarcas más afectadas fueron las del Vallés (Martorellas, 250 mm), el Maresme, el Barcelonés, el Baix Llobregat, Anoia, Bages, el Priorat y el Tarragonès, en las que se superaron los 100 mm. Como puede apreciarse atendiendo a la máxima precipitación registrada, lo peor no fueron las cantidades sino las intensidades alcanzadas. En las fi-

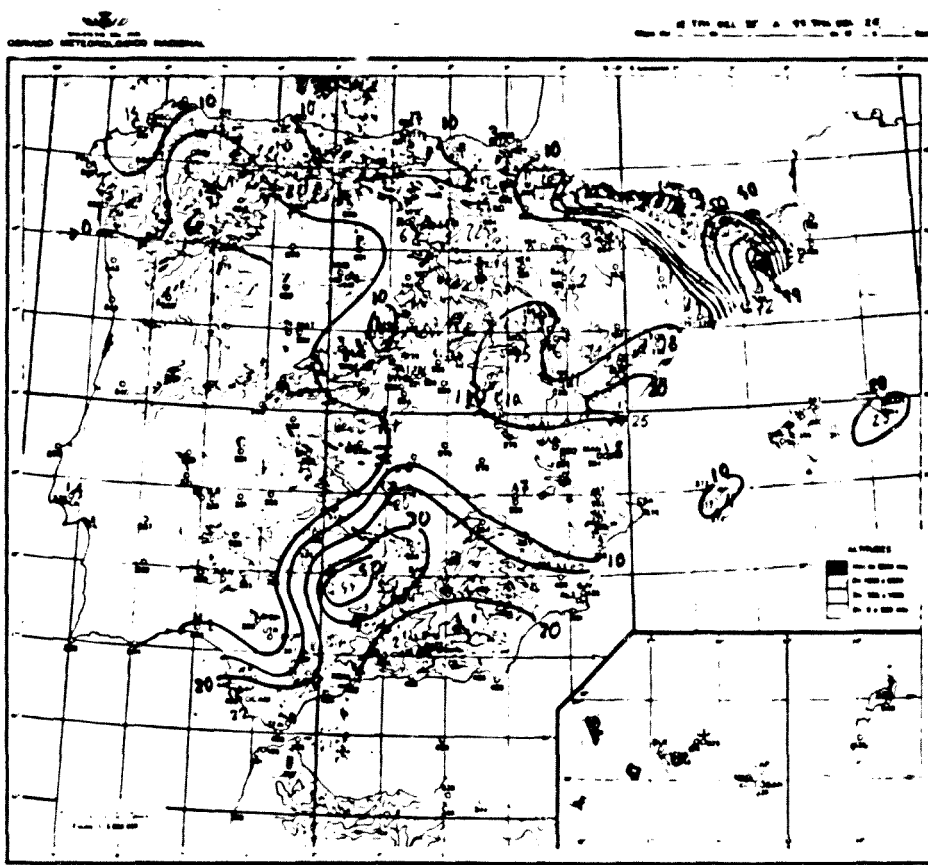


Fig.IV.6.2. Precipitación acumulada entre las seis de la tarde del día 25 y las seis de la tarde del día 26

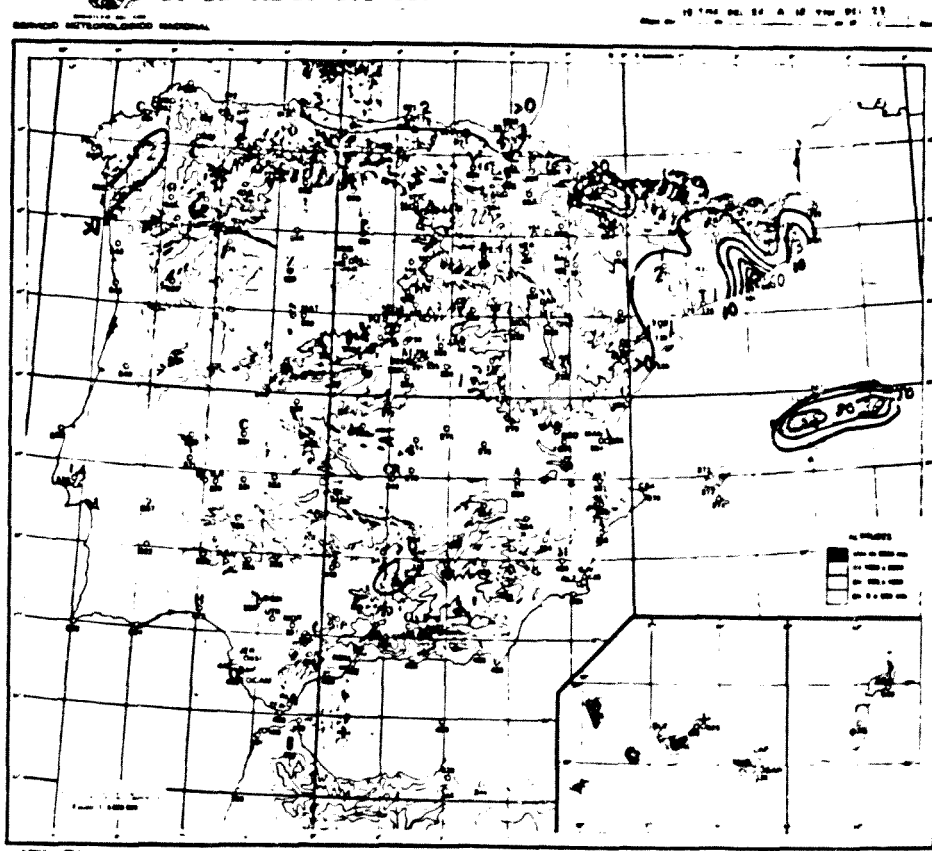


Fig.IV.6.3. Precipitación acumulada entre las seis de la tarde del día 26 y las seis de la tarde del día 27.

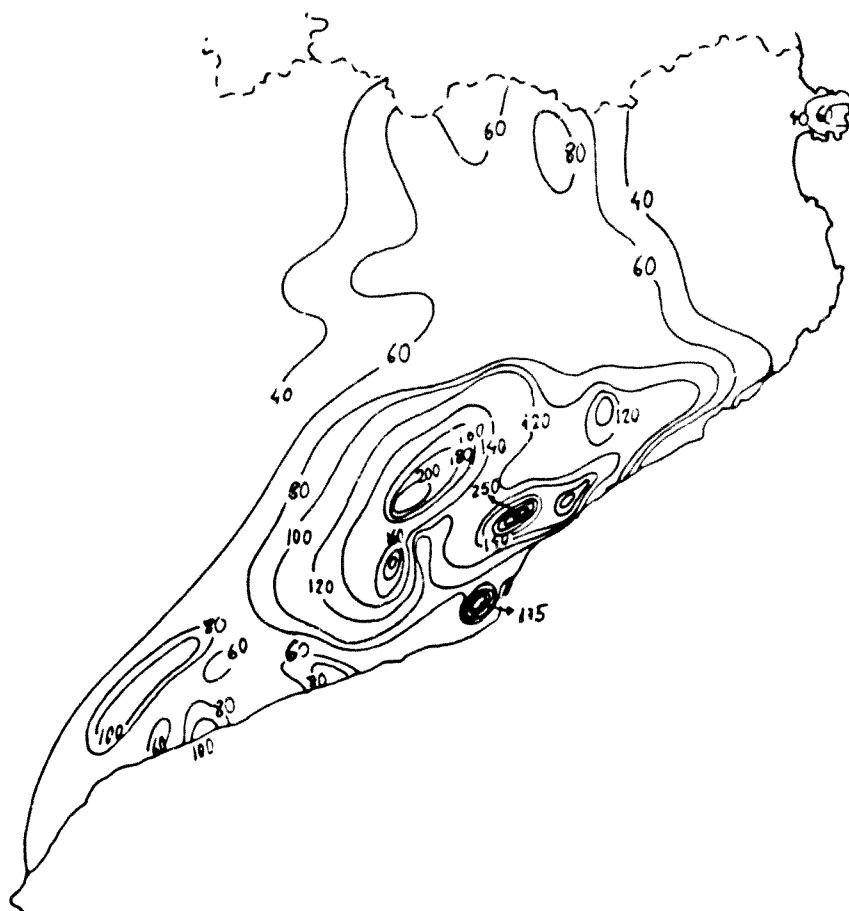


Fig.IV.6.4. Precipitación del día 25 de Septiembre de 1962

guras IV.6.5 y IV.6.6 se representan las bandas de dos pluviógrafos del Observatorio de la Sociedad Anónima Marcet, uno de ellos totalizador y el otro de intensidades, sistema Jardí (Bonet, 1986). En ambas bandas se aprecia que la práctica totalidad de la lluvia se registró en 1 hora y que la intensidad máxima fue de 6 mm/min.

En Cataluña, las primeras lluvias se registraron en la provincia de Tarragona durante la noche del 24, pero fueron prácticamente inapreciables. Se prolongaron de forma intermitente y débil hasta la tarde del 25 en que se registraron tormentas en todas las estaciones. Según el diario meteorológico del Observatorio del Ebro, la línea de turbonada pasó por Tortosa entre las 1430 y las 16 TMG, aunque se siguieron observando relámpagos al SE y al NE el resto de la tarde. Efectivamente los cumulonimbos se formaron en el Vallés ha

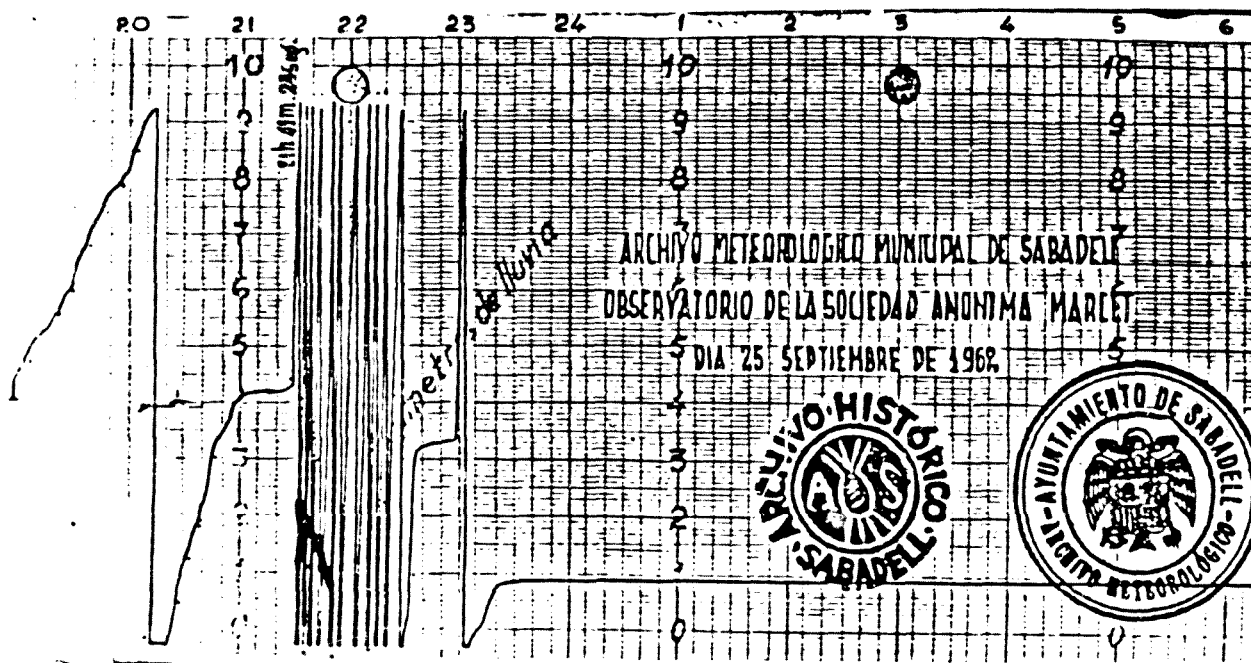


Fig.IV.6.5. Detalle de una banda de pluviógrafo tipo sifón en que se muestra la lluvia del día 25 de Septiembre de 1962, en Sabadell. (Bonet, 1986)

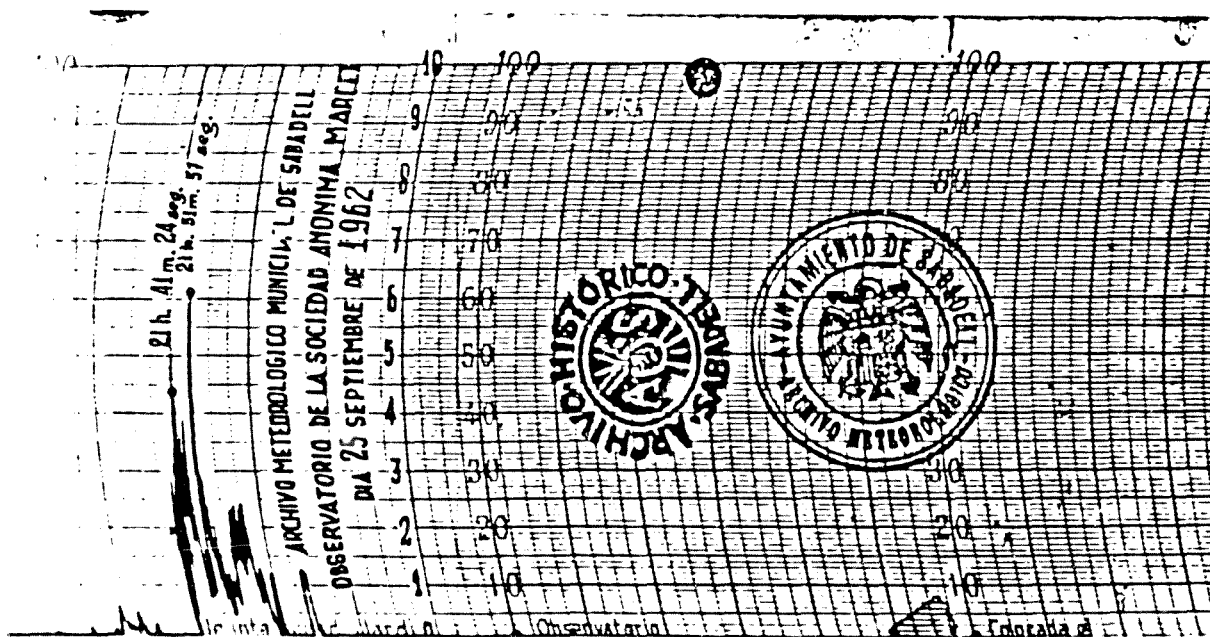


Fig.IV.6.6. Detalle de una banda de pluviógrafo tipo Jardí en que se muestra la intensidad de la lluvia del día 25 de Septiembre de 1962, en Sabadell. (Bonet,1986).

cia las 17 TMG, alcanzándose las máximas intensidades a las 22 TMG: así en Barcelona, se registraron 144,6 mm/h a las 2250 TMG y en el Montseny, 100 mm/h a las 2240. Si bien más debilitadas, las lluvias se prolongaron hasta el día 27, con tormentas aisladas durante la tarde y noche del día 26.

IV.6.3 Análisis de la situación sinóptica

El día 24 un anticiclón de 1025 hPa se centra en Francia, en tanto que una depresión de 1010 hPa se sitúa sobre Madeira y un frente frío se aproxima a Galicia. El "Bulletin Quoridien d'Études" publicado por el Servicio Meteorológico Francés, hace partir de la borrasca una onda frontal que atraviesa España. Sin embargo los datos en superficie no parecen justificarla, por lo que su existencia se considera dudosa.

En altura la situación ha cambiado considerablemente con respecto al día anterior, y ha adquirido una configuración casi en Ω (fig.IV.6.7). Cataluña queda al este del eje de la loma mientras que el eje de un surco se sitúa en torno a 20° W y el del otro a 20° E.

El aire que hay sobre Cataluña es muy seco a todos los niveles al igual que sucede en gran parte de la Península (fig.IV.6.8). Sin embargo, más notable aún es el fuerte calentamiento diurno registrado en este día, como muestra la tabla siguiente:

Tabla IV.6.1

Estación	T máx (°C)	Hora	T mín (°C)	Hora	Oscilación
Tortosa	30,6	12-13	16,5	5-6	14,1
Barcelona	26,2	13,15	17,5	6	8,7
Gerona	30,3		11		19,3
Montseny	19,9	10,40	11,6	22	8,3
La Molina	22,4	14	8,2	5	14,4

Es posible que al efecto de insolación se uniese una advección de aire cálido del Sur, pero el viento en superficie no lo justifica. Otra posible explicación sería la subsidencia anticiclónica, lo que también justificaría las elevadas depresiones del punto de rocío mientras que durante la noche el efecto quedaría enmascarado por el enfriamiento radiativo. Podría pensarse en efecto föehn, que requeriría viento de componente oeste, sólo durante el día, porque en caso contrario también aumentaría la temperatura por la noche. Lamenta-

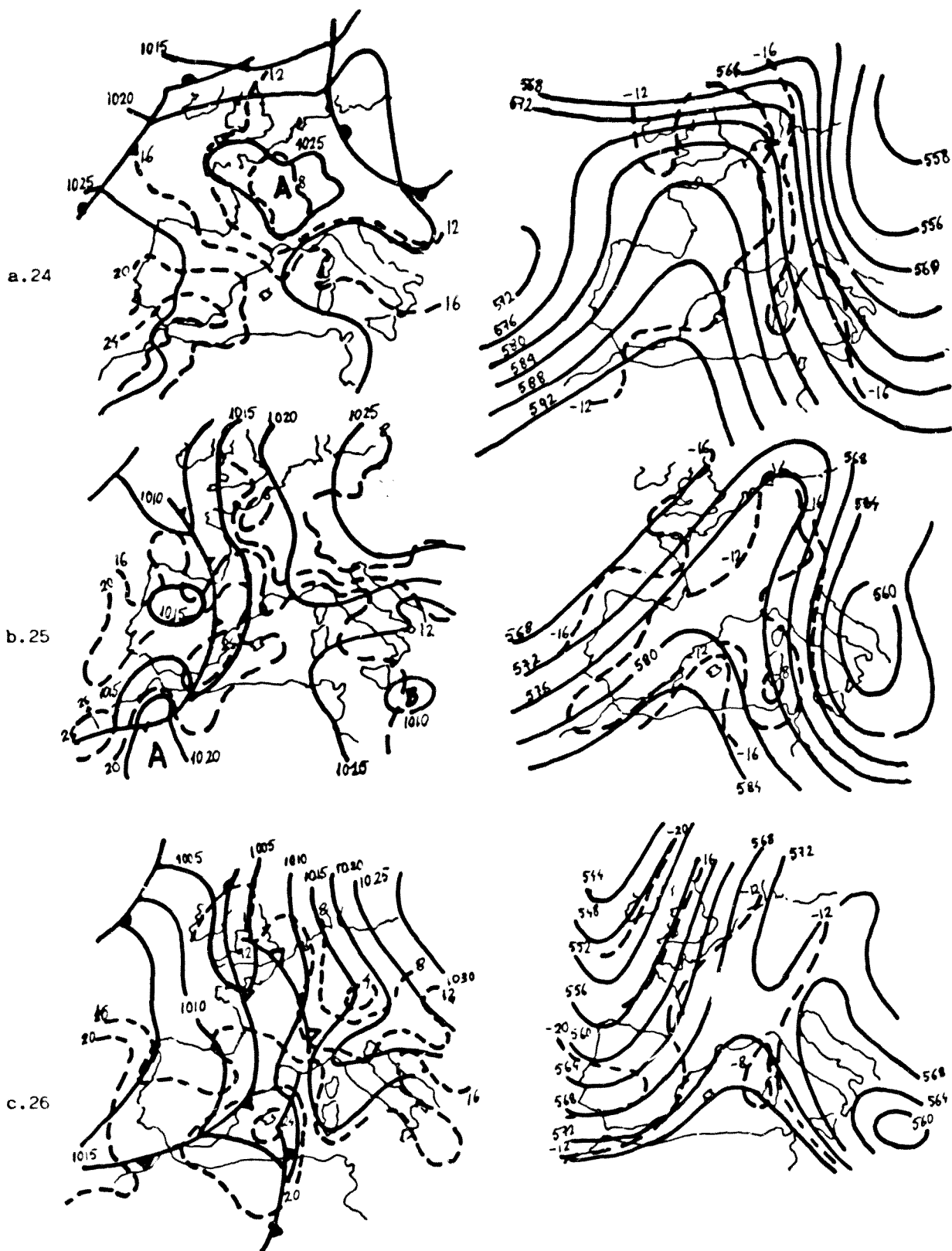


Fig.IV.6.7. Análisis en superficie y a 500 hPa de los días 24 a 26 de Septiembre de 1962 a las 00 TMG. En trazo discontinuo se representan las isotermas.

blemente sólo se dispone de los análisis a las 00, 06 y 18 TMG, los cuales no lo justifican. Tampoco lo hace el viento registrado en diversos puntos de Cataluña a las 18 TMG, con lo que el efecto Foehn queda descartado.

En Logroño y Zaragoza se alcanzaron 31 y 32° C respectivamente y se superaron los 30° C en diversas estaciones del Sur de Francia. Parece pues haberse tratado de un fenómeno bastante generalizado.

El cielo estuvo despejado durante la mayor parte del día en toda Cataluña. Sólo al atardecer emezaron a formarse nubes altas que, en el caso de Tortosa, llegaron a cubrir todo el cielo. El viento, en general flojo, varía tanto con la posición como con el tiempo. Sólo en La Molina se mantiene del Sur o Suroeste desde el día 24 al 26 (fig.IV.6.12).

El día 25, aunque ya ha desaparecido el anticiclón francés, se ha formado otro sobre Europa Oriental así como un núcleo pequeño en el NW de España. Ya no quedan residuos de la depresión atlántica. El análisis alemán muestra un frente, parte en altura y parte en superficie, que atraviesa la Península desde el Golfo de Vizcaya hasta el mar de Alborán (fig.IV.6.7). El análisis francés discrepa considerablemente, ya que no sitúa sobre España el núcleo de alta presión, un frente cálido atraviesa Cataluña y uno frío se encuentra en la frontera de Portugal. Tampoco hay coincidencia con los análisis de Rieja Garrido (Novoa, 1981) ni del Servicio Meteorológico Nacional, sobre todo en lo que respecta a los frentes. El único punto en común es la presencia de un frente frío en algún lugar de la Península a las 18 TMG. Con todo, creo que el trazado de los frentes está insuficientemente fundado (de ahí las diferencias) y que más bien se han incluido para justificar las lluvias; técnicamente, sin embargo, el análisis francés es correcto en cuanto que tiende a separar la masa de aire cálido sobre la Península de las frías a ambos lados de ella.

En altura hay una configuración en Ω quedando Cataluña bajo el eje de la loma. A 700 hPa queda entre el aire seco y el húmedo, y a 500 hPa, bajo el aire seco. Mientras que a 850 y 700 hPa parece haber aire cálido, a 500 hPa es probable que también llegue el aire frío detectado en Palma (en este caso no es posible asegurar nada ya que el dato de temperatura inscrito en el mapa y el procedente del radiosondeo discrepan). En la topografía relativa, aunque la penetración cálida ha retrocedido todavía llega hasta Cataluña.

En superficie hay una variación notable con respecto al día anterior en la depresión del punto de rocío. Esto puede ser debido, no sólo a un humedeci-

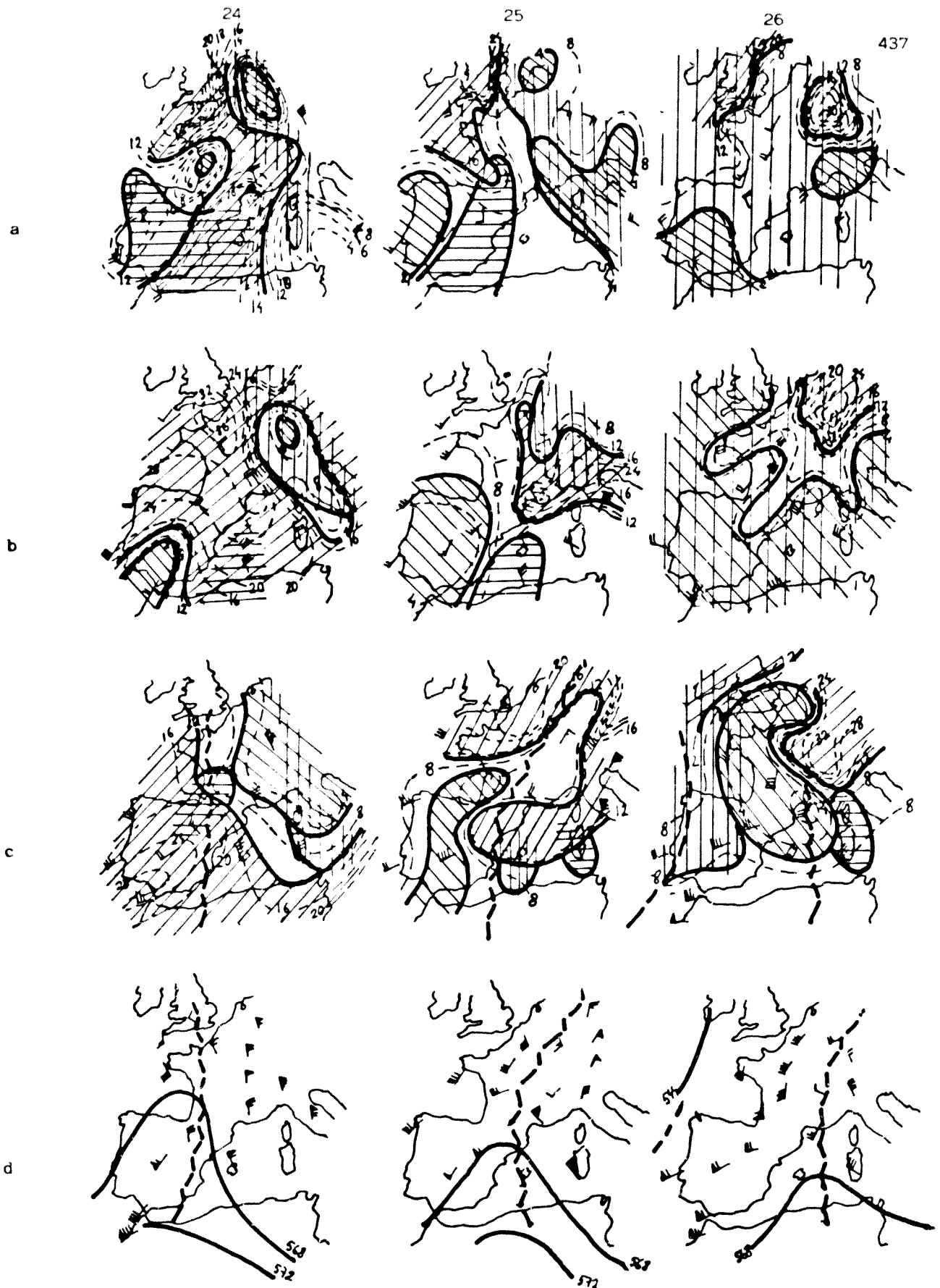


Fig.IV.6.8. Situación esquemática de los días 24 a 26 de Septiembre de 1962 a las 00 TMG, a 850 (a), 700 (b), 500 (c) y 300 hPa (d). En éste último se incluyen algunas isohipsas de la topografía relativa.

☐ Aire cálido ▨ Aire frío ▩ Aire seco ▩ Aire húmedo

El criterio utilizado es el mismo que el del episodio de 1971

miento sino también a que las temperaturas en este día han disminuído. Así, la máxima en Tortosa es de 19,8° C y en Gerona, de 22,3° C, cuando ambas estaciones habían sobrepasado los 30° C el día 24.

El cielo estuvo cubierto todo el día, principalmente de nubes estratiformes (Fc, Fs, As, Ac, Ns, St). En las observaciones sólo se indica la presencia de cumulonimbos en Gerona. Desde este día hasta el 27, el Montseny quedó inmerso en nubes. El viento en superficie es un poco más fuerte que el día anterior aunque no se alcanzan los 40 kt en estación alguna. En general domina la componente E (fig.IV.6.12). En el Montseny y Barcelona, las rachas máximas (60 kt a las 1823 TMG y 33 kt a las 2046 TMG, respectivamente) se producen asociadas a la turbonada. La intensidad máxima de lluvia se registró con viento de Levante en el Montseny y en Barcelona (no hay información de las otras estaciones).

El día 26, el frente dudoso observado el día anterior se sitúa sobre el Mediterráneo, en tanto que el frente frío del Atlántico se halla sobre Levante (lo que implicaría una velocidad de 100 kt, a todas luces excesiva habida cuenta del viento). La cizalladura observada el día anterior entre 850 y 500 hPa ha disminuído, así como la marcada ondulación de la corriente en chorro, que daba vientos fuertes del SW sobre la Península. En este día Cataluña queda ya al Oeste deleje de la loma. A partir de 850 hPa se ha producido una entrada de aire frío debido al paso del frente frío (y por tanto también ha habido enfriamiento en superficie) y del surco asociado en altura. Sobre la Península el aire es bastante húmedo a todos los niveles.

El cielo permaneció cubierto en gran parte, en casi todas las estaciones, registrándose nuevas lluvias aunque más débiles. El viento giró hacia el norte en Gerona si bien en Barcelona sólo fue del norte a las 7, hora a partir de la cual se puso del sur. En el Montseny cambió continuamente.

IV.6.4 Evolución de la temperatura, humedad, presión y punto de rocío

En todas las estaciones se observa una fuerte subida de temperatura el día 24 (fig.IV.6.9) de forma que el aumento de temperatura entre las 7 y las 13 TMG varía entre 4 y 14° C según la estación. Luego se registra un decrecimiento manteniéndose por debajo de la media el día 25 y aumentando ligeramente el día 26.

La humedad sigue una evolución inversa (fig.IV.6.10), con valores míni-

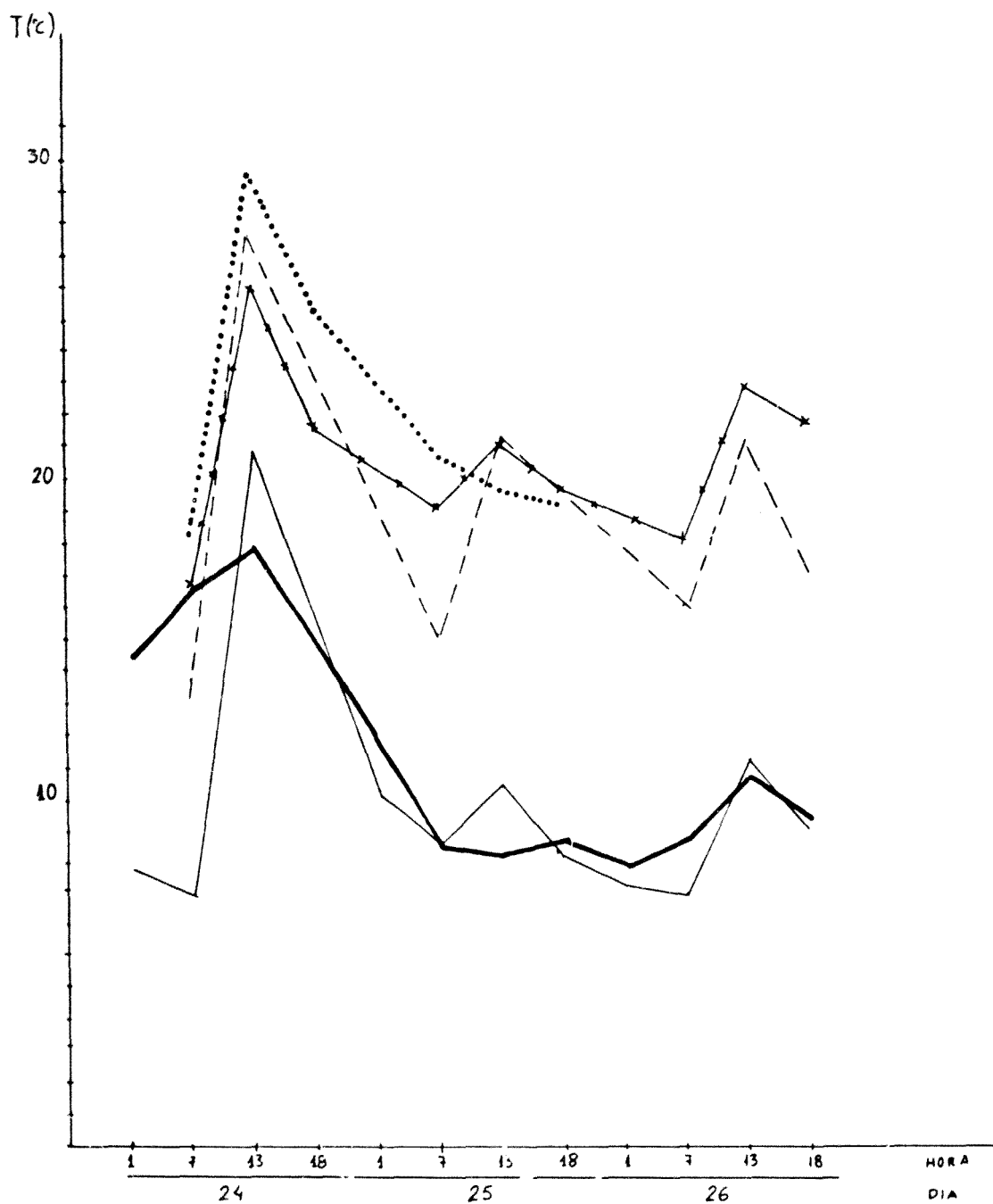


Fig.IV.6.9. Evolución de la temperatura a lo largo del episodio

— La Molina - - Gerona x Barcelona
 - - Lérida — Montseny Tortosa

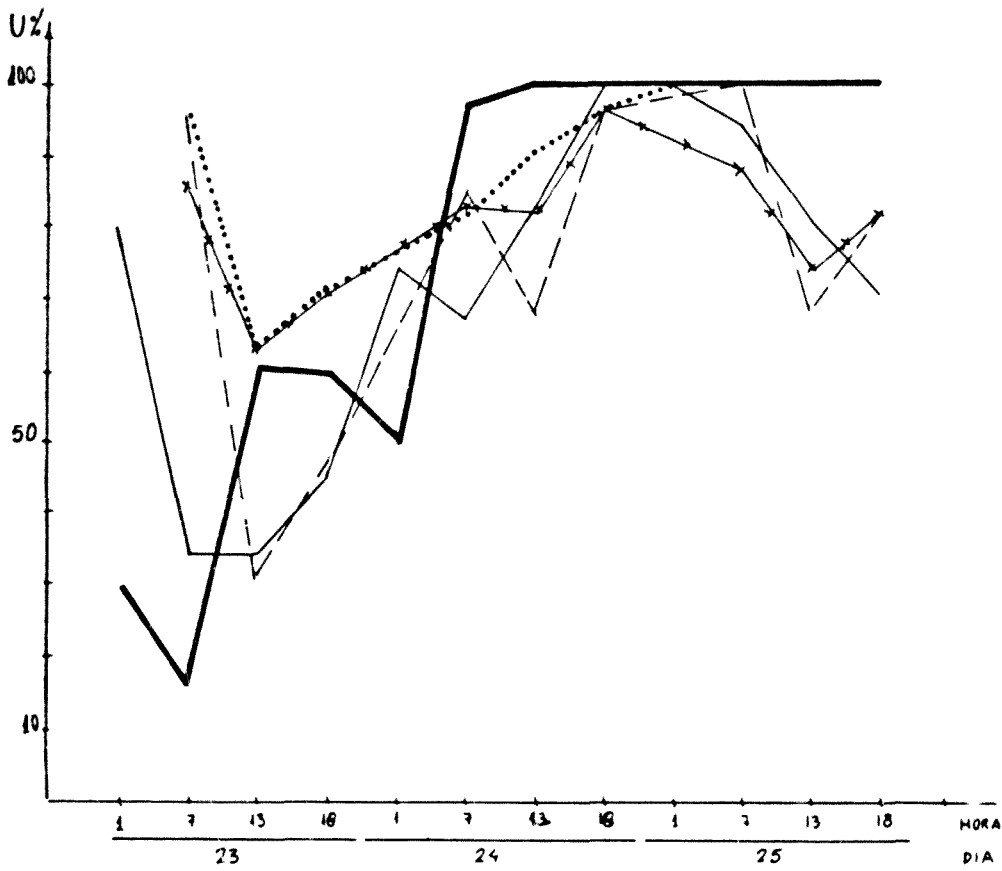


Fig.IV.6.10. Evolución de la humedad relativa a lo largo del episodio

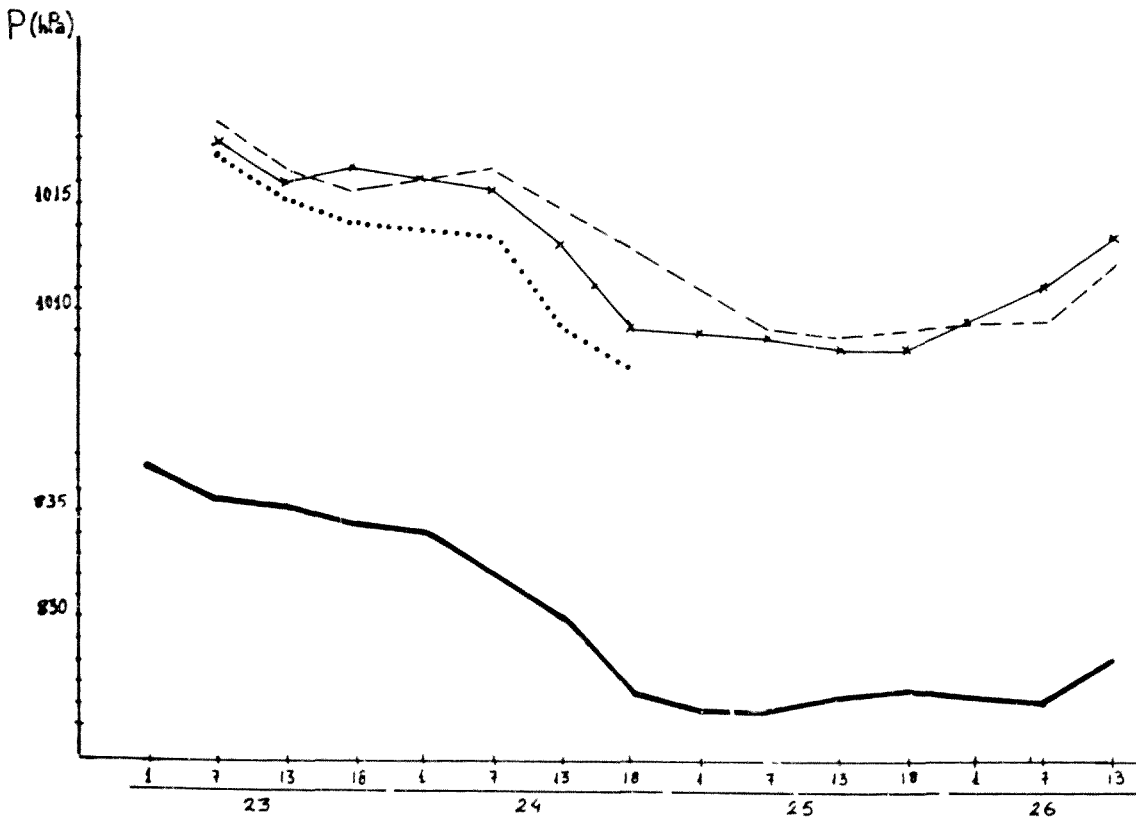


Fig.IV.6.11. Evolución de la presión a nivel del mar a lo largo del episodio.
En el caso del Montseny se da la presión al nivel de la estación.

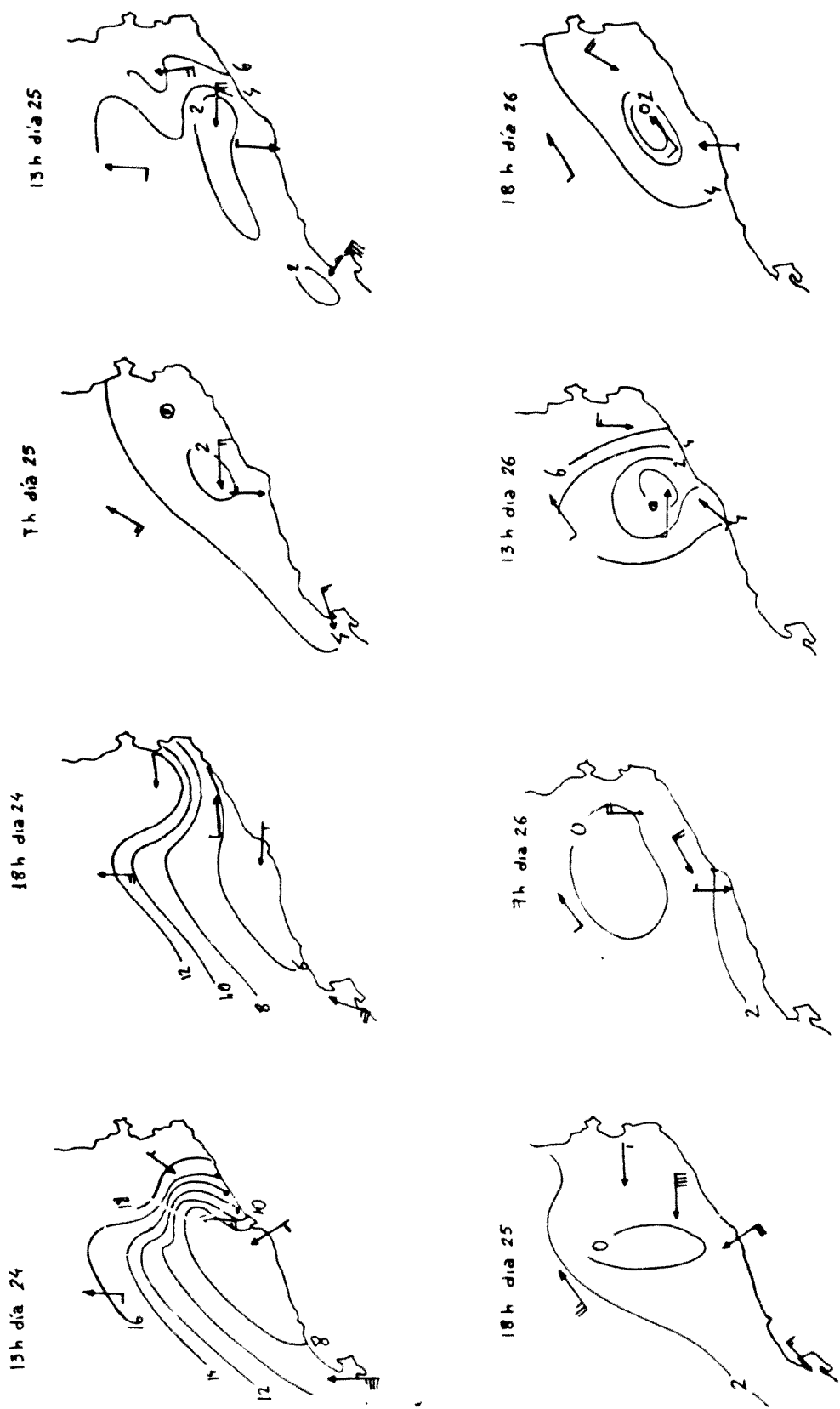


Fig.IV.6.12. Líneas de igual depresión del punto de rocío. Evolución a lo largo del episodio. Se inscribe también el viento en superficie.

mos comprendidos entre el 16% y el 62% el día 24, en tanto que entre las 18 TMG del 25 y las 7 del 26 supera el 90% en todas las estaciones.

La presión, superior a la normal el día 24, inicia en ese mismo día un descenso que culmina el 26 por la mañana. La variación es paralela en todas las estaciones, con descensos en 35 horas que oscilan entre 9 y 11 hPa según sea la estación (fig.IV.6.11).

En cuanto a la depresión del punto de rocío, debe destacarse que este es el episodio que registra valores más extremos, pasando de unas depresiones muy marcadas el día 24 a ser nulas en gran parte de las estaciones los días 25 y 26.

IV.6.5 Análisis de la información obtenida a partir de los radiosondeos de Palma

En este episodio sólo se dispone del sondeo hasta 300 hPa el día 25.

a. Indices de estabilidad

La información que proporcionan los diversos índices sólo coincide el día 23 a las 12 TMG. El índice LI que es, como ya se ha comentado, el que proporciona mejores resultados, indica riesgo de tormentas fuertes el día 24 a las 12 TMG, lo que concuerda con lo que sucedió al día siguiente (por el contrario el SI indica estabilidad), pero al día siguiente sólo indica riesgo de chubascos, aunque el episodio estaba en su apogeo (figs.III.6.1 a III.6.4).

b. Humedad relativa

Si bien en el sondeo medio del mes de Septiembre se carece de la humedad en superficie, parece ser que a las 00 TMG es inferior a la normal en tanto a las 12 TMG sucede lo contrario (figs.III.6.26 a III.6.28).

Entre la superficie y 1000 hPa experimenta a las 00 TMG un aumento brusco que es más pronunciado a medida que transcurren los días, siendo ya la humedad relativa a 1000 hPa casi del 90% los días 24 y 25. Por encima de dicho nivel se extiende una capa muy húmeda, cada vez más delgada, sobre la cual hay otra muy seca. Este contraste es más notable el día 25, en el cual la humedad es superior a la media entre

1000 y 900 hPa e inferior por encima de este último nivel.

La variación a las 12 TMG es semejante con excepción del día 25 en que es en casi todo el sondeo superior a la media alcanzando su más alto valor a 550 hPa.

c. Masa de agua precipitable

La masa de agua precipitable a las 00 TMG es inferior a la media en los tres días, en tanto a las 12 TMG es superior, alcanzándose en ambos casos el valor más alto el día 25. Ello obedece a la fuerte evaporación provocada por la alta temperatura y humedad del día anterior.

El cálculo de la masa de agua precipitable estrato por estrato indica que la mayor parte de agua se concentra en las capas bajas el día 24 (un 131% de la media entre 1000 y 850 hPa) así como el 25 a las 00 TMG, en tanto que a las 12 TMG de este día se distribuye más homogénea mente por toda la troposfera, lo que también se observa en otros episodios ya estudiados.

d. Temperatura

El día 23 a las 00 TMG el aire es más frío de lo normal a todos los niveles, lo que explica los valores tan bajos de masa de agua precipitable obtenidos, pese a la elevada humedad relativa. La máxima diferencia se sitúa a 850 hPa con 3,7° C. A medida que transcurre el día el aire se va calentando, con lo cual a las 12 TMG las diferencias tan sólo oscilan entre -1 y +1° C. A las 00 TMG y debido al enfriamiento nocturno, la temperatura en las proximidades del suelo ha disminuido 11° C (es 3° C inferior a la media) mientras que por encima de 850 hPa ha aumentado. A partir de las 12 TMG de tal día el aire se mantiene ya más caliente de lo normal con alguna excepción.

En superficie (fig.III.6.31) la temperatura alcanza su valor más alto el día 24, poco antes de que se inicie el episodio, con 29° C, disminuyendo 24 horas después en 24° C.

La temperatura de convección libre sólo se alcanza y supera el día 23 desarrollándose cúmulos de evolución diurna en torno a los 900 hPa. El día 24 para que ello ocurriese debería producirse un aumento de la temperatura de 21° C.

e. Presión en superficie

Experimentó un decrecimiento y posterior aumento análogos a los observados en las estaciones de la Península (fig.III.6.32).

f. Viento

Los días previos al episodio predominó en toda la troposfera con excepción del estrato inmediato al suelo, viento del Noroeste, experimentando un viraje de 90° entre las 00 TMG del día 25 y las 12 TMG, hora en que ya dominaba el viento del Suroeste. A 1000 hPa el viento fue sucesivamente del Norte, Sur, Suroeste, Suroeste, Este y Este, extendiéndose en este último caso hasta 850 hPa. Esto contribuiría a la advección de aire húmedo en los niveles bajos y de aire considerablemente más seco en altura.

g. Inestabilidad de estratificación

El mayor estrato con inestabilidad según los criterios de ascensos diferenciales y de ascensos en bloque, se sitúa el día 23 a las 12 TMG entre 1000 y 864 hPa, reduciéndose en los restantes días a la capa inmediata al suelo con excepción del estrato 805-778 hPa (día 25, 12 TMG) en que también aparece. Inestabilidad según todos los criterios, es decir, verdadera inestabilidad absoluta, sólo se encuentra el día 24 a las 12 TMG entre 1012 y 1000 hPa.

En general domina la inestabilidad condicional en toda la troposfera, llegando el día 24 a las 12 TMG hasta 300 hPa. Este día aparece, sin embargo, una gruesa capa con inestabilidad absoluta entre 700 y 500 hPa.

La inestabilidad convectiva por ascensos en bloque sólo se ha podido estudiar en la baja troposfera con excepción del día 25 a las 12 TMG. Su presencia se observa en todos los sondeos. En la tabla VI.6.2 se indican los ascensos mínimos necesarios para que se produzca la inestabilización. Obsérvese que el día 25 a las 00 TMG bastaría una montaña como el Tibidabo para producir la inestabilización de la capa más baja de la troposfera.

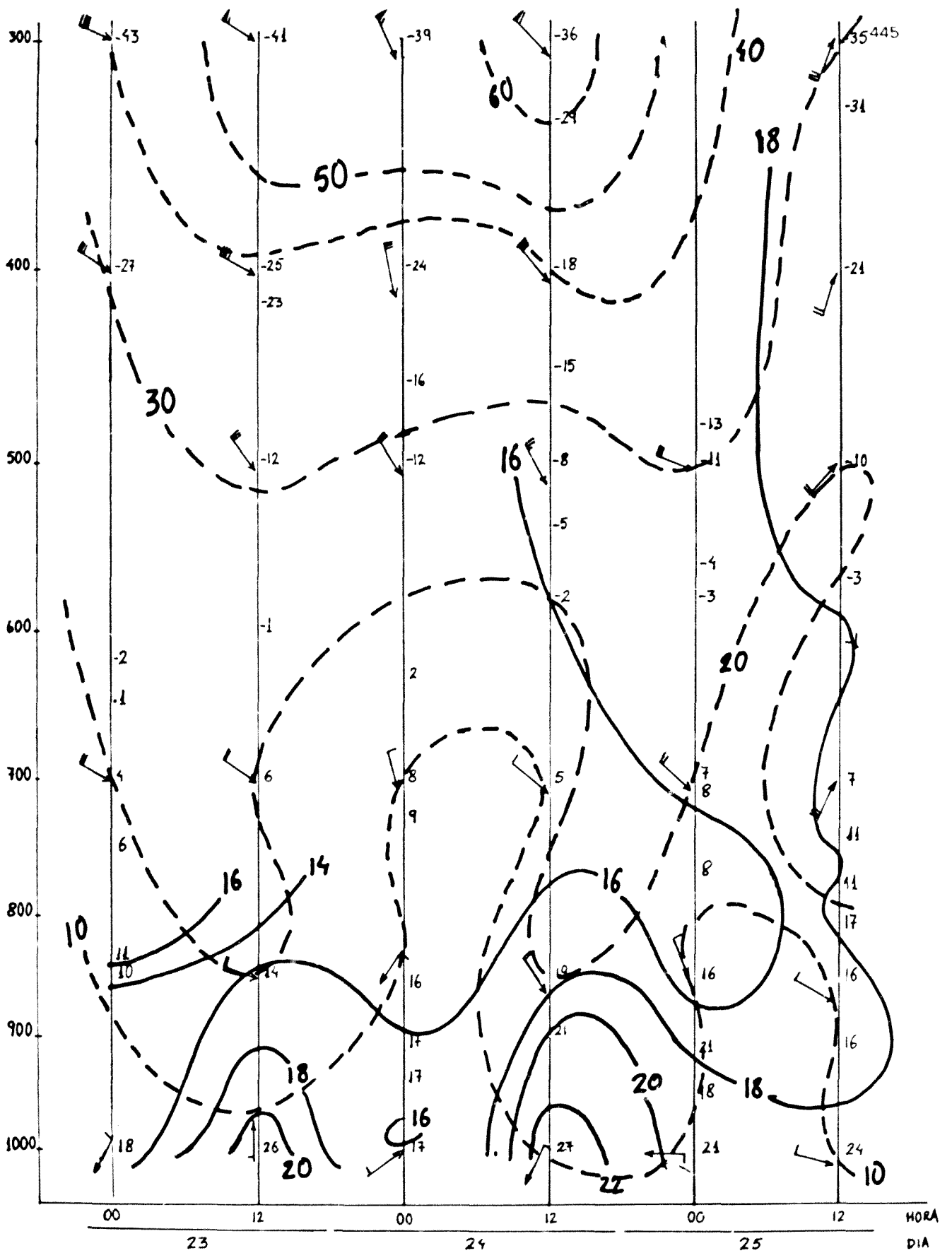


Fig.IV.6.13. Corte vertical de la troposfera en Palma. Evolución a lo largo del episodio. -- Isotacas — Líneas de igual θ' . A la derecha se inscribe la temperatura.

Tabla IV.6.2

DIA	HORA	ESTRATO (hPa)	ALTURA MINIMA (m)
23	00	1000-858	412
		858-850	480
	12	1019-1000	1080
		864-850	740
24	00	850-804	740
		933-904	640
	904-878	1050	
	12	1000-897	700
		897-881	920
	00	881-850	1630
850-700		1650	
25	00	1000-940	260
		940-907	440
		907-850	1200
		710-700	1390
	12	1000-905	970
		905-850	1150
		740-700	840
		700-607	580
		567-500	130
		500-450	230

h. Diagramas de masa de aire

Los diagramas de masa de aire del día 23 son del tipo K_c hasta 850 hPa, nivel al que parece situarse una inversión de subsidencia que se va profundizando y descendiendo hasta el día 25 a las 00 TMG. El tipo de evolución observado junto al suelo el día 24 a las 00 TMG conduce a un fuerte enfriamiento nocturno; a las 12 TMG de este día el diagrama muestra que el aire estaba muy seco a todos los niveles (fig.III.6.40). El diagrama del día 25 a las 12 TMG es difícil catalogarlo dentro de un tipo determinado si bien, parece tender al tipo K_n .

El corte vertical de la figura IV.6.13 muestra en general aire potencialmente más húmedo y cálido que el observado en el episodio de Septiembre de 1971. El día 24 queda bien patente la entrada de aire muy cálido. El día 25 no se observa la típica capa intermedia de menor θ' , antes bien el aire presenta la misma temperatura θ' a todos los niveles (sólo el estrato 950-850 hPa tiene una θ' comprendida entre 17 y 18° C, tan sólo 1° menos que las capas superior e inferior).

IV.6.6 Resumen y conclusiones

- El día 23 de Septiembre de 1962, tras un largo periodo de sequía, se

produjeron importantes lluvias y tormentas en toda España, que en la comarca del Vallés dieron lugar a inundaciones catastróficas.

- En Cataluña se trató de lluvia convectiva de gran intensidad y muy corta duración, que empezó por la tarde del citado día y duró hasta la medianoche siendo debida a cumulonimbos de rápida formación.
- La máxima precipitación fue de 250 mm, en Martorellas. En Sabadell la intensidad de la lluvia superó los 6 mm/min (360 mm/h).
- Cataluña quedaba al borde de un anticiclón centrado en Francia, luego en Europa Oriental.
- En altura se tenía una configuración en Ω responsable de vientos fuertes del SW sobre la Península, a partir de 500 hPa. El día 25 el eje de la loma se situaba sobre Cataluña.
- El día 24 la temperatura en superficie y la oscilación diurna alcanzaron valores muy altos. La topografía relativa revelaba una lengua de aire cálido sobre la Península. La depresión del punto de rocío muestra que se trataba de aire muy seco.
- La Península quedaba comprendida entre dos masas de aire frío.
- Entre la superficie y 500 hPa la cizalladura del viento era considerable, llegando a formar entre 850 y 500 hPa un ángulo de 90°. El viento, sin embargo, era bastante flojo.
- Esquemáticamente la distribución vertical, de abajo a arriba, era el día 25, aire cálido y muy húmedo—aire más seco—aire húmedo, si bien es difícil asegurar lo que sucedió por encima de 500 hPa por falta de datos.
- Disminución de presión en superficie hasta el día 26 seguida de un aumento.
- Debido a las altas temperaturas y humedad, la masa de agua precipitable en la baja troposfera era muy elevada.
- Notable inestabilidad condicional y convectiva con ascensos mínimos necesarios inferiores a 500 m.

La formación brusca y rápida de los cumulonimbos así como el análisis sinóptico, bastante anecdótico, confirman que se trató de un episodio fundamentalmente de mesoescala. La presencia del anticiclón europeo y la inversión de subsidencia, favorecieron la aparición de una capa en la troposfera media, considerable

mente seca, así como el desarrollo de una importante inestabilidad potencial. El fuerte calentamiento diurno registrado el día 24 contribuyó a la evaporación de grandes cantidades de agua. Así pues sobre Cataluña se tenía una entrada de aire muy cálido y muy húmedo del Mediterráneo, en la baja troposfera, mientras que en la alta, el aire, más frío aunque también bastante húmedo, procedía del Atlántico. En la troposfera media y debido a la subsidencia, el aire era relativamente seco. Estas características unidas a la orografía (las montañas de la costa bastaron para desencadenar la inestabilidad) fueron las responsables de las lluvias en Cataluña. Al día siguiente, la llegada del frente frío y del surco asociado en altura, provocaron un enfriamiento general de la Península a todos los niveles. La hora de inicio del episodio muestra que estuvo relacionada con el ciclo de calentamiento diurno, lo que es característico de los fenómenos de mesoescala.

Entre el día 24 y el 25 la loma cálida situada sobre el N de Africa se re - fuerza extendiéndose hacia el Norte, lo que trae consigo la penetración de una masa de aire mucho más cálido entre el suelo y 500 hPa. Esto favoreció por un lado la evaporación y por otro lado un contraste con la masa relativamente fría situada al Oeste. Al retirarse la loma cálida y extenderse el aire frío se desarrolló una fuerte inestabilidad responsable de las lluvias de carácter convectivo registradas en el resto de España. Aún así el viento no justifica advección importante.

IV.7 Factores comunes a los diversos episodios: propuesta de un modelo.

Realizado ya el estudio individual de cada episodio y de sus características, se pretende aquí la reagrupación de todas aquellas, más o menos comunes, con vistas a elaborar unas pautas generales y un posible modelo de estas situaciones.

- Siempre se producen en otoño
- Sólo dos de las cinco inundaciones se extendieron al sur de Francia.
- El Vallés es una de las zonas más afectadas
- La duración del episodio es tanto mayor cuanto más avanzado el otoño (un día o menos en Septiembre, dos en Octubre y tres en Noviembre).
- En general las lluvias más copiosas se inician al atardecer, lo que indica una gran relación con el ciclo de calentamiento diurno y apunta a su carácter convectivo.
- Las máximas cantidades se recogen durante la tarde y noche.
- En los episodios de Noviembre las lluvias fuertes se localizan siempre sobre el mismo sitio, en el de Octubre hay una cierta traslación de un día a otro y en los de Septiembre son más dispersas y localizadas.
- En los episodios de Noviembre el área más afectada es el norte de Cataluña y apenas llueve sobre Tarragona; en los de Septiembre también se registran lluvias fuertes en esta región.
- Los máximos registrados en 24 horas superan siempre los 200 mm: 408 en 1982, 220 en 1983, 276 en 1977, 308 en 1971 y 250 en 1962.
- En los episodios de Noviembre se registran previamente fuertes lluvias en Andalucía, lo que se justifica atendiendo a que se trata de una invasión de aire atlántico sobre el Mediterráneo a través del sur de la Península y norte de Africa.
- Sólo en un caso estuvo presente una depresión, si bien centrada al noroeste de Galicia (en 1983, aunque se halló una el día 6 en el Golfo de Cádiz, ya no se observaba al día siguiente).
- Anticiclón en Europa que favorece el flujo del SE y da lugar a una inversión de subsidencia sobre el Mediterráneo Occidental.
- En ningún caso se registró el paso de un frente frío sobre la zona

afectada por las inundaciones o zona I, durante el episodio.

- Configuración en Ω en altura que proporciona vientos de componente S, favorece la entrada de aire cálido sobre Cataluña y dificulta el avance de la perturbación, que permanece estacionaria sobre ella descargando una y otra vez.
- Eje de la loma sobre I o al este de I.
- En algunas ocasiones, eje de un surco de onda corta al oeste de Cataluña.
- Viento de componente E en la baja troposfera y S en la alta (en general SE y SW respectivamente). Esto permite la incidencia perpendicular a la costa y a las cadenas montañosas, y es responsable de una fuerte cizalladura entre 850 y 500 hPa.
- El viento en las estaciones completas es poco representativo de la circulación media en superficie, debido a que en parte está originado por las turbonadas descendentes que acompañan a las lluvias intensas, siendo por tanto la dirección y la intensidad muy variables en cortos intervalos de tiempo y espacio. El débil viento horizontal es consecuencia de la situación sinóptica que crea una especie de pantano barométrico en Cataluña.
- Vientos muy fuertes del SW sobre el centro y oeste de la Península, en la alta y media troposfera. Ondulación o bifurcación de la corriente en chorro, el eje de cuya rama meridional pasa por Madrid o La Coruña.
- Penetración de aire cálido sobre el Mediterráneo Occidental.
- Temperatura superficial del mar muy elevada, sobre todo entre Argelia y Levante.
- Es usual la presencia de aire frío en el Golfo de Vizcaya o al oeste de la Península así como al noroeste de Italia.
- Capa seca en la troposfera media o alta y muy húmeda en la baja, lo que se explica por la subsidencia ya que la inversión impide que el vapor de agua se extienda a toda la troposfera y lo concentra por debajo de ella. Cuando la masa de aire llega a Cataluña la elevación destruye esta inversión disparando los procesos convectivos. Precisamente el que sea del tipo k_d permite que no descargue la lluvia hasta llegar a la costa o a las montañas, es decir, crea una especie de almacén. Esto

explica también porque se produce un calentamiento tan fuerte en la ba
ja troposfera.

- Es frecuente que además de la incidencia en superficie de aire húmedo del Mediterráneo, haya habido previamente una entrada de aire atlántico húmedo a través de la Península.
- Consecuencia de las elevadas temperaturas y humedades, la masa de agua precipitable suele ser considerablemente superior a la media, aunque no justifica el orden de las precipitaciones registradas.
- Realimentación constante de vapor de agua proporcionado por el Mediterráneo.
- Notable inestabilidad condicional y convectiva en gran parte de la tro
posfera. Según el valor de los ascensos mínimos necesarios, las mayo - res lluvias se producen en la cadena litoral o en las cadenas interiores, de mayor altura.
- Disminución de la presión hasta el día de máxima lluvia y posterior au
mento.
- En todos los casos la orografía es el factor desencadenante del episodio. Al existir inversión de subsidencia es posible que en ocasiones se produzca el efecto disparo.
- Hay que notar que la perturbación es de origen atlántico.
- En general, los análisis realizados a partir de los mapas justifican la "bondad" de los radiosondeos de Palma para el estudio y posible pre
dicción de este tipo de episodios. Incluso presentan la ventaja de dis
poner de datos en niveles intermedios.
- En el episodio de 1971 estuvo presente una gota de aire frío sobre la Península. Así, aunque el aire que penetraba por el Mediterráneo no era tan cálido como en otros episodios, sí que lo era en comparación con el que había sobre la Península. Aunque este episodio debe conside
rarse por separado, presenta en común con los otros la presencia de al
tas presiones sobre Europa así como viento del SE en la baja troposfera y del SW en la alta.
- Todas las conclusiones anteriores apuntan a que se trata de episodios de mesoescala.

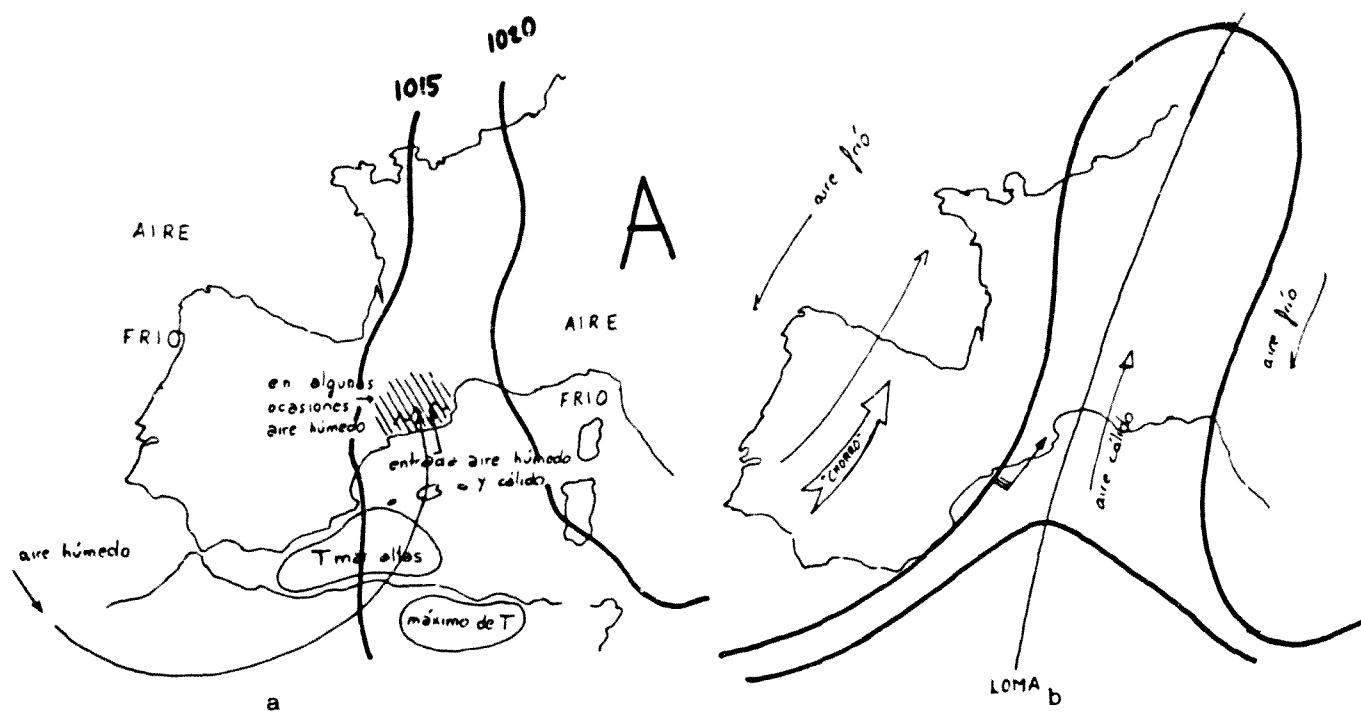


Fig.IV.7.1. Esquema de una situación sinóptica favorable para la producción de inundaciones súbitas en Cataluña. a) superficie; b) 500 hPa

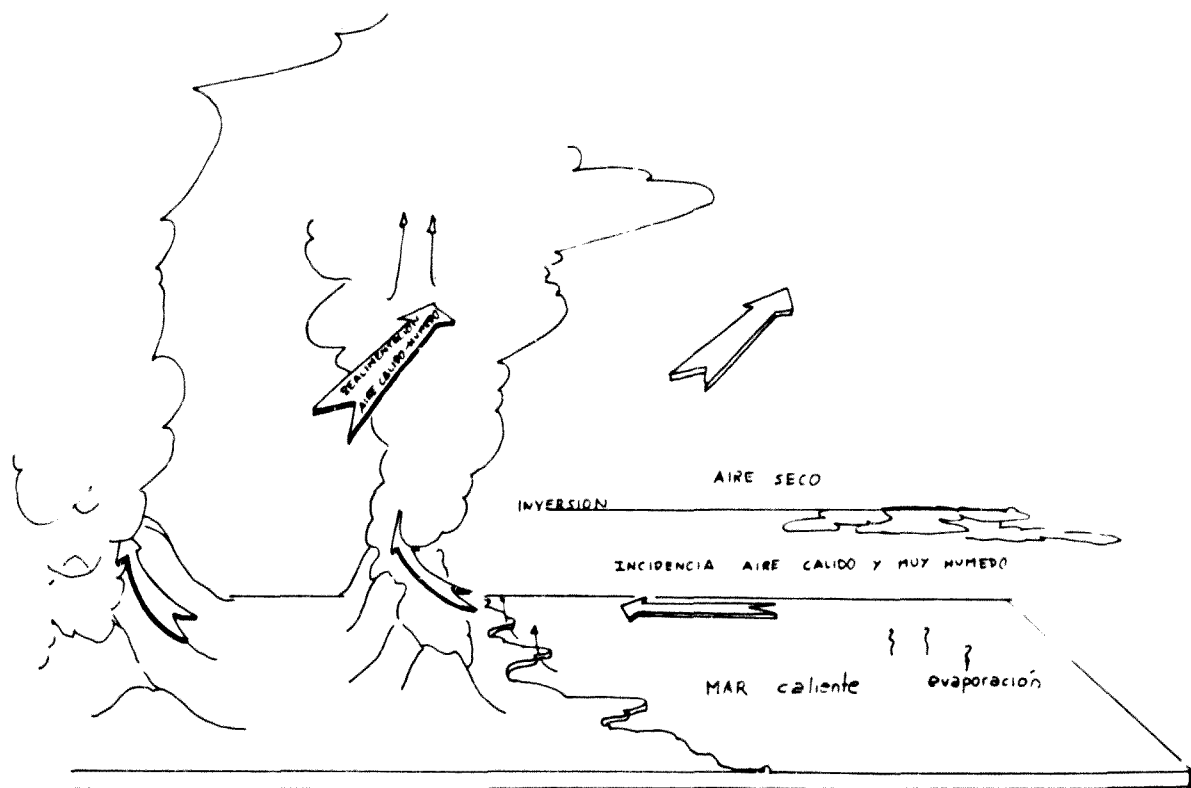


Fig.IV.7.2. Esquema general de los factores que intervienen a menor escala en la situación propuesta en la figura superior: anticiclón europeo y configuración en Ω .

UNIVERSIDAD DE BARCELONA

FACULTAD DE FÍSICA

EPISODIOS DE LLUVIAS COPIOSAS EN CATALUÑA :
GENESIS, EVOLUCION Y FACTORES COADYUVANTES

Trabajo presentado para optar al grado de
Doctor en Física

por

MARIA DEL CARMEN LLASAT BOTIJA

Director: Prof. Dr. Manuel Puigcerdà Zanón
Cátedra de Física de la Atmósfera

Febrero 1987

Capítulo V: Conclusiones y discusión final	
V.1 Comparación de las características aquí halladas con las de otros episodios acaecidos en Cataluña y Levante.....	453
V.2 Comparación de las características aquí halladas con las observadas en episodios de lluvias catastróficas en Estados Unidos y Canadá.....	454
V.3 Analogías y diferencias con las características meteorológicas de las inundaciones registradas en el sur de Francia.....	456
V.4. Relación entre las gotas de aire frío y las inundaciones.....	458
V.5. Sobre la utilización de los radiosondeos de Palma.....	460
Apéndice I: Estructura de los sistemas nubosos de precipitación convectiva.....	462
A.I.1. Introducción.....	462
A.I.2. Factores que intervienen en la producción de tormentas.....	462
A.I.3. Clasificación.....	463
a - Atendiendo a la causa.....	463
b - Atendiendo al tamaño.....	464
c - Atendiendo a la estructura.....	464
A.I.4. Etapas de una tormenta.....	465
a - Tormentas de una célula simple.....	465
b - Tormentas multicelulares.....	469
c - Tormentas supercelulares.....	473
Apéndice II.....	476
Apéndice III.....	488
Apéndice IV.....	517
Apéndice V: Breve estudio sobre las inundaciones del 30 de Septiembre a 2 de Octubre de 1986 en Levante, Baleares y Cataluña.....	525
A.V.1. Análisis sinóptico.....	525
A.V.2. Diagramas de humedad relativa.....	531
A.V.3. Masa de agua precipitable.....	531
A.V.4. Diagramas de masa de aire.....	531
A.V.5. Conclusiones.....	536
Lista de referencias.....	537

CAPITULO V

CONCLUSIONES Y DISCUSION FINAL

A lo largo de la tesis ya se han ido presentando las conclusiones de cada capítulo. En esta última parte se pretende comparar los resultados obtenidos en nuestro trabajo con los que se deducen de la bibliografía (expuesta en parte en el capítulo I y completada con lecturas posteriores). Se discute también el papel de las gotas frías en las inundaciones, así como la utilización de los radiosondeos de Palma para el estudio de tales episodios.

V.1. Comparación de las características aquí halladas con las de otros episodios acaecidos en Cataluña y Levante

En todos los casos analizados se encuentra sobre Europa un anticiclón, quedando Cataluña en el borde occidental. Esta característica también se da en los episodios de 1907, 1927 y 1940 (Novoa, 1979, 1981; Vidal, 1986) así como en 1957 (García y Carrasco, 1957). A. López (1964) y Zimmerschied (1949) también insisten en esta característica.

Todos se dan con flujo del E ó del SE en la troposfera baja, al igual que las de 1940 y 1970 en Cataluña y 1943, 1957, 1966 y 1982 en Levante (García et al, loc.cit.; Novoa, loc.cit.). García de Pedraza (1986), entre las reglas que propone para temporal mediterráneo, da la de viento del E y SE en su superficie y SW en altura, en lo que coincide con nosotros. Zimmerschied (loc. cit.) también propone el flujo del SE como una característica común.

Sobre la situación en Ω también habla García de Pedraza (loc.cit.), pero sitúa la loma en la parte oeste de la Península cuando nosotros la hemos encontrado al este.

La vaguada en altura que se observa al oeste de la zona afectada también se dió en los episodios de 1948 y 1982 en Levante.

Con excepción de Noviembre de 1982, el gradiente bórico en superficie es débil como también se observa en Octubre de 1957 (García y Carrasco, loc. cit.).

Fuerte calentamiento en la troposfera baja, debido principalmente a advección y subsidencia, característica que también se indica en Octubre de 1982, 1957 y 1966 en Levante (Capel, loc.cit.; Novoa, loc.cit.).

Bifurcación u ondulación de la corriente en chorro, que también se dió en Octubre de 1982 y es mencionada por Miró-Granada (1983)

Parece darse un máximo de la temperatura del agua de mar poco antes del episodio, como también indica Miró-Granada (1974), si bien la escasez de datos no permite afirmarlo de manera categórica.

La incidencia perpendicular a la línea de la costa corrobora la idea clásica de Zimmerschied (1949) relativa a que las mayores lluvias se producen en las comarcas orientadas hacia el E cuando el flujo es del SE y se da inestabilidad latente.

Aunque se ha dicho en numerosas ocasiones que la causa fundamental de estas inundaciones es una gota de aire frío o una depresión más o menos pronunciada, los resultados de esta investigación no apoyan dicha hipótesis.

V.2 Comparación de las características aquí halladas con las observadas en episodios de lluvias catastróficas en Estados Unidos y Canadá.

En tanto que allí tienen lugar principalmente en verano, aquí se producen siempre en otoño (sólo en Texas, Johnson, Mortimer y Mc Calip, 1983, mencionan que algunas de las más fuertes tienen lugar en octubre).

Al igual que allí, los episodios suelen ser de carácter nocturno. En los casos en que la duración es de 2 ó 3 días es difícil saber cuándo se produce la actividad más violenta, con lo cual no puede establecerse una comparación.

Frente al millón de km² que en algunas ocasiones ha ocupado el área afectada en Norteamérica, aquí no se superan los 50.000 km.²

Ante la característica común de un movimiento de las tormentas hacia el E o Noreste, aquí suele ser hacia el W, si bien no se puede asegurar por no existir radar meteorológico.

Las precipitaciones son superiores a las de EEUU y Canadá.

En nuestro caso no parecen producirse bandas de lluvia ni ondas transitorias en mesoescala (para precisarlo habría que disponer de datos de lluvia cada 6 horas o bien el mencionado radar meteorológico).

Hay coincidencia con la observación de Maddox y sus colaboradores sobre el hecho de que la situación a gran escala suele estar poco definida (excep-

tuando en su caso los llamados episodios de tipo "sinóptico"). Sin embargo, no se encuentran (tal vez por insuficiente densidad de datos) aquí los rasgos más comunes tales como depresiones relativas, frente frío y pseudofrentes asociados a una actividad tormentosa previa. Es posible que estos últimos sí se formasen e interviniesen en los episodios de larga duración, como los de Noviembre.

Aunque las temperaturas de punto de rocío son superiores a las normales las tormentas más intensas no se desarrollan en la cara oeste de la línea de máximo punto de rocío.

Si bien los autores estadounidenses dan poca información sobre la temperatura en superficie, cuando se da, se habla de valores altos al igual que ocurre aquí.

Es frecuente que allí también se produzcan descensos de presión como los que nosotros hemos observado.

En cuatro de los cinco episodios estudiados se localiza un surco de onda larga al oeste de Cataluña y en uno de ellos un surco de onda corta. También en Norteamérica desempeñan un papel primordial.

Tanto aquí como allí la humedad es elevada.

Es bastante usual que encuentren advección cálida (Maddox y Dietrich, 1981) o incluso húmeda, como sucede aquí en nuestro caso y, con excepción de noviembre de 1982, suele ser débil por tratarse de un viento flojo.

Aunque la masa de agua precipitable se ha calculado siempre entre 1000 y 300 hPa en tanto que ellos la dan entre la superficie y 500 hPa, los porcentajes con respecto al valor medio mensual salen del mismo orden e incluso superiores (202 % es el máximo registrado en Palma frente a un 182 % en Estados Unidos, aunque en valor absoluto allí se superan los 4 cm entre la superficie y 500 hPa y aquí apenas se alcanzan). Hay que tener en cuenta además que el sondeo no se ha efectuado en la zona en donde se produjeron las inundaciones.

Ellos también encuentran que el viento en superficie es generalmente del Sur o Sureste, si bien es más fuerte que el que se da aquí.

En las inundaciones producidas en Norteamérica es frecuente encontrar un "chorro" a 500 hPa y otro a 850 hPa, formando un ángulo que cuanto más se aproxime a 90° más favorable es al desencadenamiento de fuertes tormentas. Lo mismo ocurre si el ángulo lo forman el chorro y el frente sinóptico. En cambio

en los casos estudiados aquí, aunque se observa esa intersección de direcciones, en general próxima a 90° , no es posible hablar de "chorros" dada la escasa velocidad del viento. Sólo sería correcto en el episodio de 1982.

Por último, hay una discrepancia notable en lo que respecta a los índices de inestabilidad, bien porque la definición no siempre sea la más adecuada para lo que aquí sucede, bien porque corresponden a Palma, cuando las inundaciones se produjeron en Cataluña.

V.3 Analogías y diferencias con las características meteorológicas de las inundaciones registradas en el Sur de Francia.

No se observa la presencia de una superficie frontal ni estancamiento de aire frío detrás de las montañas (con excepción se Septiembre de 1971), como en cuentan Bricault y Fillod (loc.cit.) en las inundaciones de Septiembre de 1980 en el Sur de Francia, aunque sí se da la fuerte inestabilidad de la masa de aire tropical muy húmedo y es posible que haya convergencia en altura dentro del flujo del Sur.

No se dispone de los suficientes datos para saber si las mayores intensidades de lluvia se localizan sobre una banda paralela a las crestas, aunque dada la orografía más accidentada de Cataluña es probable que sea más desorgnizada. De los cinco condiciones que Tourasse requiere para este tipo de formaciones (ver cap.I), se dan tres; las otras dos no tienen lugar por no haber frente frío alguno.

Como se deduce del estudio de Aulló (loc.cit.), en los Pirineos Orientales franceses se alcanzan precipitaciones del mismo orden, si no superiores a las registradas en Cataluña. En general, los Pirineos suelen limitar la zona afectada por las inundaciones, es decir, en muy pocos casos un episodio en Cataluña afectará también al Sur de Francia (lo que sí ocurrió en Octubre de 1940 y 1977 y Noviembre de 1982).

Aulló indica que la mayoría de las inundaciones en los Pirineos Orientales presentaban una gota fría o una baja profunda sobre la Península Ibérica, que adveataba en su parte E aire cálido. Esta observación es muy importante en cuanto que el papel que le asigna a la gota fría coincide con una de las conclusiones de esta tesis.

La interacción de perturbaciones de orígenes diferentes, mencionada por Noyalet (loc.cit.) y Vidal y Wehrlé (loc.cit.), podría aplicarse al episodio

de 1971 en el que interaccionó una masa de origen polar (la gota fría) y otra cálida, procedente de Africa. Pero esto sólo sería en primera aproximación, porque en realidad la entrada de aire cálido sería debida a la propia circulación creada por la gota. En otros casos hay una intersección en superficie, de aire húmedo procedente del Atlántico y que se sitúa sobre la Península, y de aire húmedo del Mediterráneo.

Mandon utiliza el radiosondeo de Nîmes para el estudio de las inundaciones en el Macizo Central y en las Cevennes. Aquí se ha utilizado el de Palma para Cataluña. Sin embargo, los resultados son muy diferentes: en tanto que ella obtiene a las 12 TMG del día de máxima lluvia, una humedad superior al 70 % a 1000 hPa para el 74 % de los casos, aquí es para el 60 %; frente al 86 % que superan la humedad del 80 % a 850 hPa, aquí sólo se da en un 20%. A 700 y 500 hPa los resultados son más parejos. Si se toman los sondeos de las 00 TMG, apenas hay modificación. Esto podría ser por dos motivos: porque la situación Palma -Cataluña no es comparable a Nîmes-Macizo Central, lo que justificaría la "sequedad" obtenida a 850 hPa.

Mandon obtiene que mejor indicador que la humedad, es el producto de la componente sur del viento a 700 hPa por la humedad relativa a dicho nivel a las 12 TMG. En nuestro caso, pese a que la dirección del viento es semejante en los cinco episodios, el índice así obtenido varía de uno a otro: 25,1 (1962) 18,71 (1971), 24,6 (1977) y 9,01 (1983). Estos resultados, sin embargo, no pueden juzgarse dado que Mandon no proporciona el intervalo de valores entre los que puede oscilar dicho índice.

Según la clasificación de Gazelle, los episodios aquí estudiados, encajarían bastante bien dentro de "las grandes avenidas mediterráneas". En efecto, se cumple que hay situación del SE, que sobre Europa central hay un anticiclón, que la región afectada se halla dentro de un pantano barométrico (exceptuando Noviembre de 1982) y que las lluvias se desencadenan al encontrar los primeros relieves. Discrepa, sin embargo, en que en el Golfo de Vizcaya o en la Península Ibérica no suele haber una depresión (salvo en 1982, en que hubo una fuerte depresión sobre Galicia).

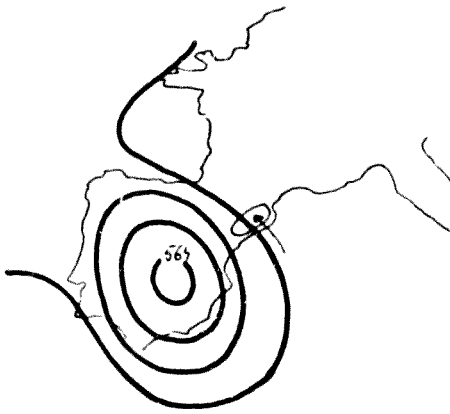
Con respecto a la clasificación de Aulló (loc.cit.), deberían incluirse dentro de las "situaciones de otoño, a.1". Hay coincidencia con la presencia de un surco profundo en el Atlántico, que fuerza la entrada de aire cálido mediterráneo hacia el norte, pero en nuestro caso el surco no evoluciona transformándose en una baja (no se incluye en esto el episodio de 1971)

Por último, en la clasificación según Mandon, cumplen, a grandes rasgos, las condiciones requeridas en la categoría A: surco con eje Islandia-Portugal; penetración hacia el sur de aire frío de tipo polar oceánico; altas presiones sobre Europa central; vientos de Suroeste a Sur en altura y de Sur a Sureste en superficie, aunque en nuestro caso no suelen ser fuertes. Si bien es posible hablar de un "sector cálido" sobre el Mediterráneo, éste no se mueve hacia el E ni es empujado por el aire frío; en realidad lo que se produce es una entrada de aire cálido del Sur. Lo que sí es cierto es que este sector cálido, muy húmedo debido a su paso por el Mediterráneo, suele quedar bloqueado viéndose forzado a un ascenso en el que además interviene el efecto orográfico.

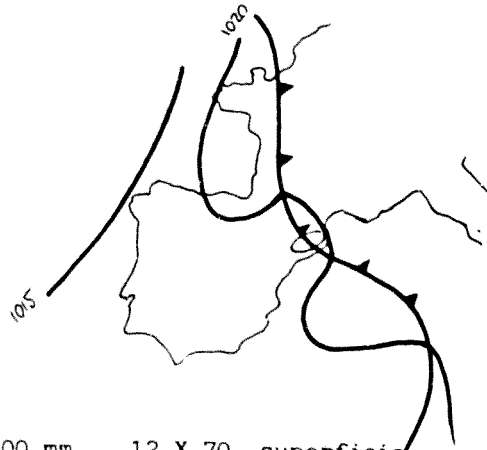
V.4 Relación entre las gotas de aire frío y las inundaciones

En cuanto a las gotas de aire frío, no se considera necesario repetir aquí las conclusiones del capítulo III. Baste decir que en los diez años estudiados se identificaron unas 76 gotas de aire frío sobre la Península y sus alrededores, lo que indica, por término medio unas 7,6 gotas frías cada año. Incluso en otoño en que se registran unas quince gotas en los diez años, el número de inundaciones en el mismo periodo no llega a cinco. Así pues queda claro que no todas las gotas de aire frío producen episodios de lluvias fuertes. Por otro lado, tras el análisis de diez casos de inundaciones, se ha encontrado que sólo en cinco de ellos la inundación fue acompañada de la presencia de una gota fría. La consecuencia que se deduce de ello es que ni todas las gotas de aire frío producen inundaciones, ni todas las inundaciones son debidas a la presencia de gotas de aire frío.

Para que la gota dé mal tiempo es necesario que se extienda hasta la baja troposfera, por ejemplo hasta 700 e incluso 850 hPa (y aún así eso no basta). Efectivamente, una masa fría a 1500 m puede forzar el desarrollo de extensos cumulonimbos (siempre que por debajo haya la suficiente inestabilidad para alcanzar dicho nivel o la orografía fuerce el ascenso). Esto es lo que sucede en Centroeuropa, donde como muestra el radiosondeo de Gärnersdof, el aire es muy frío por debajo de 500 hPa. En nuestro caso se ha comprobado que la gota se extiende en general hasta 300 hPa, pero en pocas ocasiones hasta 850 hPa. Asimismo, comparando con el mencionado radiosondeo se observa que, en conjunto, la gota está más alta en nuestro caso. La presencia de una masa fría por encima de 5000 m no es suficiente para dar una fuerte inestabilidad y precipitaciones abundantes.



12-X-70 500 hPa



R > 200 mm

12-X-70 superficie



20-X-71 500 hPa



R > 200 mm

20-X-71 superficie y 850 hPa

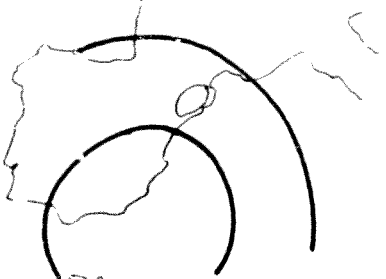


21-X-82 500 hPa

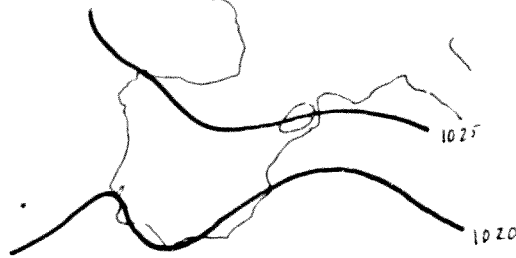


R < 200 mm

21-X-82 superficie



30-IX-86 500 hPa



R < 200 mm

30-IX-86 superficie

En nuestro caso, lo importante es la circulación ciclónica que crea, la que, en este caso sí, puede extenderse hasta capas más bajas (se mantiene la "depresión" aunque no forzosamente la temperatura sea muy inferior a la del entorno). En lo que respecta a las inundaciones en Levante y Cataluña, arrastra en su borde oriental, aire muy húmedo y cálido en las capas bajas, el cual incide, si la posición del vórtice es favorable, normalmente o casi normalmente a las cadenas montañosas del litoral (Palmén - ver A.López, loc.cit. - ya había hablado en 1955 del movimiento ascendente creado por una gota en la parte Este, dando lugar a lluvias). Si la masa arrastrada presenta inestabilidad convectiva, el ascenso forzado basta para desencadenarla. En general, el aire que arrastra procede del Atlántico, lo que contribuye positivamente a la humedad. En la figura V.4.1 se muestran las posiciones relativas entre gota y zona inundada, algunas de las cuales coinciden con las propuestas por García de Pedraza (loc.cit.).

V.5 Sobre la utilización de los radiosondeos de Palma

A partir del estudio de cada episodio y de la comparación con los radiosondeos de otras estaciones, se deduce que, teniendo en cuenta ciertas consideraciones, es lícito el uso de los radiosondeos de Palma para el estudio de las inundaciones en Cataluña (aunque siempre sería mejor disponer de radiosondeos en la misma zona en que se suelen producir las inundaciones). En primer lugar porque se dan siempre con régimen del SSE en la baja troposfera y SSW en la alta; en segundo lugar, porque proporcionan más detalle que los mapas sinópticos; en tercero, porque permiten el cálculo de la inestabilidad latente por ascensos en bloque, factor primordial de este tipo de episodios. Además se encuentra siempre una masa de aire del tipo K_d con una inversión de subsidencia entre 900 y 750 hPa aproximadamente, que permite la acumulación de una gran cantidad de vapor de agua en la baja troposfera. Por encima de esta capa muy húmeda es usual encontrar otra muy seca que puede estar en la media o alta troposfera, lo que es una buena indicación.

No es aconsejable, sin embargo, el uso de los índices de inestabilidad, ni del viento en la baja troposfera. La comparación con los otros radiosondeos muestra una subestimación, por parte del de Palma, de la inestabilidad y humedad que luego se dan en Cataluña.

En el presente trabajo se ha mostrado que, cuando se cumplen ciertas condiciones de carácter sinóptico, pueden producirse episodios catastróficos. Estos suelen afectar a zonas de extensión limitada y tienen características atribuibles a complejos convectivos de mesoescala. Por tanto, un estudio más detallado y profundo de los episodios de inundaciones súbitas requeriría una buena red pluviométrica, mejor si registrase también las intensidades de la lluvia, y un radar meteorológico que permitiese el seguimiento de las células tormentosas, sus características y su extensión vertical.

APENDICE I

ESTRUCTURA DE LOS SISTEMAS NUBOSOS DE PRECIPITACION CONVECTIVAA.I.1 Introducción

Dado que los episodios de precipitación muy intensa están asociados generalmente a tormentas, es interesante comentar algunos de sus más importantes aspectos.

En sí, una tormenta no es más que una manifestación violenta y espectacular de convección atmosférica. En superficie se caracteriza esencialmente por la existencia de fenómenos eléctricos, intensidad de precipitación elevada e incluso a veces granizo, vientos que con frecuencia son fuertes y racheados, descenso brusco de la temperatura, aumento de presión, etc.

Las tormentas presentan una estructura que se compone de uno o varios centros activos denominados células. Dependiendo de las condiciones ambientales, las tormentas pueden presentarse de varias formas, desde células convectivas de corta duración formadas esporádicamente, hasta tormentas altamente organizadas, de larga vida. En todas las células se distinguen, sin embargo, tres fases: desarrollo, madurez y disipación, pudiéndose extender el proceso evolutivo desde media a dos horas. Mientras esto tiene lugar, la tormenta puede recorrer de quince a treinta kilómetros, en promedio, en la dirección de los vientos dominantes.

A.I.2 Factores que intervienen en la producción de tormentas

Para la formación de una tormenta es necesaria la existencia de inestabilidad condicional o convectiva que dé lugar a la formación de nubes tipo cúmulonimbo, con temperaturas a cada nivel más altas que las del entorno y velocidades ascendentes superiores a 1 m/s. El mecanismo de liberación de la energía de inestabilidad más aceptado es el movimiento ascendente, si bien no se conocen suficientemente los diferentes procesos que intervienen en el mismo. El "ascenso frontal", la convección por insolación y el ascenso en bloque han sido aceptados durante largo tiempo como los mecanismos principales, aunque no pueden desecharse otras importantes fuentes, como las corrientes en niveles bajos o zonas de convergencia.

En el estudio de la formación de la citada inestabilidad es necesario recurrir a diversas variables meteorológicas, tales como la humedad relativa en la baja troposfera (Chalker, 1949); la temperatura a diferentes niveles (Showalter, 1953); los valores del punto de rocío en superficie (Winston, 1956; Sartor, 1962) o bien, la temperatura potencial del termómetro húmedo, y la temperatura potencial saturada, θ'_w , definida como la θ' correspondiente al estado de saturación a la temperatura observada en el termómetro seco (esta variable se utiliza también en los diagramas de masa de aire franceses). Efectivamente, Carlson y Ludlam (1968) mostraron que la producción de algunas tormentas locales estaba relacionada principalmente con el exceso que el valor de θ' cerca del suelo presentase frente al de θ'_w en la media y alta troposfera, lo que ocurría por un aumento de θ' más que por una disminución de θ'_w , ya que la distribución de esta última depende principalmente de la circulación a gran escala mientras que la primera se halla notablemente influida por las peculiaridades del terreno.

Además de las condiciones ya comentadas, como el paso de un frente frío, el calentamiento diurno (existe una preferencia de los fenómenos de este tipo a producirse a media tarde) o la convergencia horizontal en el campo de vientos en superficie, debe considerarse también la fuerte cizalladura entre los vientos del nivel inferior y de la alta troposfera, la localización de depresiones, la dirección de las corrientes dominantes a diferentes alturas y la inestabilidad potencial.

La orografía y la situación geográfica son también factores esenciales por lo que a producción de inestabilidad respecta. Son preferentes aquellas zonas donde exista contraste de temperaturas entre superficies acuosas (grandes lagos, mares...) y tierra adyacente; zonas pantanosas, bosques y todas aquellas fuentes considerables de vapor de agua. Influye también la presencia de colinas y montañas. Por lo que respecta a la situación geográfica, su principal influencia es sobre el campo de vientos en superficie.

A.I.3 Clasificación

Existen diversas clasificaciones según se atienda a la causa, el tamaño o la estructura.

a - Atendiendo a la causa

a.1- Tormentas frontales - Se producen en un frente frío como consecuencia del ascenso brusco de una masa de aire suficientemente ca-

liente y húmedo, al ser desplazada por una masa de aire frío que se mueve a mayor velocidad.

a.2- Tormentas de masa de aire - Tormentas individuales o agrupaciones de aquéllas dentro de masas de aire más o menos uniformes. En tal caso pueden producirse por células de aire húmedo que presenten una fuerte anomalía térmica positiva, o como consecuencia de una inestabilidad condicional asociada, bien con la orografía, bien con una convergencia local excesiva.

a.3- Líneas de turbonada - Grupos de tormentas no asociadas a frente alguno que se presentan en líneas o bandas a lo largo de la dirección del viento dominante en las capas bajas. La mayor parte de las tormentas registradas en Norteamérica pertenecen a este tipo y a menudo se acompañan de fuertes ráfagas, granizo, lluvias intensas y en algunas ocasiones tornados. Rara vez se dan, sin embargo, en nuestra región.

b - Atendiendo al tamaño

Dado que muchos de los sistemas se extienden por encima de la troposfera, será más conveniente referir la clasificación a las dimensiones horizontales. Estas pueden oscilar entre 5 y 10 km en una célula individual hasta tener las dimensiones de un frente convencional. Este tipo de clasificación ha sido, sin embargo, muy poco usado.

c - Atendiendo a la estructura

Ultimamente se acepta como la más apropiada la de Chisholm y Renick (1972), quienes se basan en la estructura obtenida por radar y en el comportamiento de las tormentas. Es posible distinguir entre:

c.1- Tormentas constituidas por una célula simple - Meteorológicamente se acepta como célula una nube elemental que comprende en algún momento de su desarrollo como mínimo una corriente ascendente bien establecida y una descendente.

c.2- Tormentas multicelulares - Son las más frecuentes. Su estructura y movimiento son muy diferentes de los de una célula ordinaria.

c.3- Tormentas supercelulares - Pueden darse en el estado maduro del desarrollo de una célula multicelular.

A.I.4 Etapas de una tormenta

a - Tormentas de una célula simple

Su extensión horizontal oscila entre los 5 y los 10 km, siendo su vida media del orden de una hora o menos. Este tipo de tormentas es frecuente en zonas áridas. Se pueden distinguir tres etapas (figura A.I.1).

a.1- Etapa cúmulo o de desarrollo

La formación de la célula se inicia por ascenso de aire caliente y húmedo (figura A.I.2), desarrollándose una nube tipo cúmulo. Durante este período diversos cúmulos pequeños pueden unirse para dar lugar a una célula única.

Esta etapa está caracterizada por corrientes ascendentes que dominan toda la nube, desde el nivel más bajo (generalmente entre 1000 y 2000 m de altura) hasta prácticamente la tropopausa. Dicho movimiento es variable, tanto vertical como horizontalmente, alcanzando la máxima velocidad (que puede superar 10 m/s) al final de la etapa y en la zona alta de la nube. En un nivel medio, la velocidad suele estar comprendida entre los 5 y 10 m/s. Esta zona de ascenso se asocia a una región de eco débil, conocida por WER (Weak Echo Region) o "cueva" (Browning y Ludlam, 1962 y Chisholm, 1973) ya que, debido a las altas velocidades alcanzadas por las gotas, éstas no tienen tiempo suficiente para conseguir el tamaño necesario para ser detectadas por radar.

El calor liberado en el proceso de condensación del aire ascendente contribuye a dar más energía cinética, con lo que se alimentan las corrientes ascendentes. También existe una incorporación por rozamiento y efecto Venturi del aire circundante (externo a la nube).

A cada nivel, la temperatura de la célula es superior a la del ambiente (por la continua cesión del calor latente), aumentando hacia el centro, donde hay menos incorporación de aire exterior, y siendo tanto mayor cuanto mayor sea la velocidad. La máxima anomalía positiva se alcanza al final de la fase de crecimiento.

La presencia de las corrientes ascendentes se refleja en superficie por una región de descenso suave de la presión y generalmente por la convergencia de vientos.

Las corrientes ascendentes elevan las gotitas por encima del nivel de 0°C. Estas continúan líquidas (es decir, subfundidas) hasta

temperaturas del orden de -10°C , a partir de cuyo nivel comienzan a formarse cristales de hielo que coexisten con ellas (pero durante breve tiempo, pues las gotas se "destilan" en favor de los cristales). A niveles de -40°C (Punto de Schaeffer) o inferiores ya no existe ninguna gotita líquida.

Cuando la célula es detectada por primera vez por el radar (es decir, las gotas o cristales nubosos han adquirido cierto tamaño), tiene, en general, un diámetro comprendido entre 1 y 2 km y se extiende sólo unos 600 a 900 m por encima del nivel de 0°C . Desde este momento hasta que se alcanza el estado maduro transcurren de 10 a 15 minutos.

a.2- Etapa de madurez

Se considera como inicio de esta fase el momento en que la precipitación abandona la base de la nube. Ello tiene lugar cuando las corrientes ascendentes no pueden soportar ya las gotas y cristales de hielo, por lo cual éstos empiezan a caer. (figura A.I.3).

Junto a las corrientes ascendentes surgen otras en sentido contrario, que se extienden horizontalmente en los niveles bajos de la célula. El descenso del aire se inicia como consecuencia de su arrastre por la precipitación que cae. También influye el decrecimiento de la estabilidad térmica por inclusión del aire circundante. Sin embargo, es muy difícil delimitar áreas en las que sólo haya un tipo de movimiento pues, pese a la aparición de las corrientes descendentes, pueden existir ascendentes en niveles superiores, alcanzándose en esta etapa las velocidades máximas de ascenso, incluso por encima de 30 m/s.

A medida que la corriente descendente se aproxima a la superficie, adquiere una componente horizontal cada vez mayor, alejándose de la tormenta y confiriendo también esta tendencia a la dirección de la lluvia.

El campo de vientos inicial, con predominio de convergencia, es sustituido por una divergencia considerable en superficie. Así, se han llegado a encontrar valores de $8 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, lo que es unas 300 veces superior a los valores típicos de ciclones extratropicales de rápido desarrollo. De esta forma, puede desarrollarse una vorticidad relativa anticiclónica en pocos minutos. La cuña de aire frío creada bajo la tormenta puede extenderse bastante a partir de la nube, cons-

tituyendo una especie de pseudo-frente frío.

La forma de la precipitación depende de la altura, siendo usualmente de lluvia en las capas más bajas, lluvia y nieve en los niveles medios y, en general, sólo nieve en los superiores. A partir de ecos de radar es posible afirmar que el tamaño y número de partículas es considerablemente grande pudiendo éstas alcanzar los 18000 m en el caso de que las corrientes ascendentes superen los 30 m/s. En el caso más frecuente de que la precipitación llegue al suelo, se suele registrar altas intensidades, tanto mayores cuanto más próximo se halle al núcleo de la corriente descendente. Estas permanecen altas entre 5 y 15 minutos para luego normalizarse con valores bajos. En regiones áridas, donde el nivel de condensación está muy alto, frecuentemente la lluvia se evapora antes de llegar al suelo, registrándose tan sólo tormentas de arena y de polvo.

En esta etapa, la precipitación puede adoptar la forma de granizo (lo que según algunos autores es condición para la electrificación de las nubes), si bien en general se licúa antes de llegar al suelo. Evidentemente cuanto mayor sea el techo alcanzado por la nube mayor será la probabilidad de que el granizo llegue al suelo. Si la corriente ascendente atraviesa la tropopausa es posible encontrar granizo sobre ella (por ejemplo, se ha encontrado granizo de 127 mm por encima de 8850 m, de 102 mm a los 9300 m y de 76 mm a 11000 m).

Asociada a la tormenta se registra fuerte turbulencia, que en esta fase alcanza sus valores más altos allá donde ambos tipos de corrientes presentan las máximas velocidades.

Como consecuencia del descenso de aire frío se nota un aumento de la presión en superficie (fig.A.I.5). La humedad relativa en el suelo aumenta rápidamente al principio de la lluvia aproximándose a la saturación, para bajar minutos después al 70% o menos, mientras la intensidad de lluvia es grande.

La fase de madurez se da por acabada cuando el área con descenso se ha extendido a lo largo y ancho de toda la célula en los niveles bajos. La duración de este periodo oscila entre los 15 y 30 minutos aunque también se han encontrado casos de prácticamente una hora. A lo largo de ella la nube alcanza su mayor altura, que puede excepcio-

nalmente puede superar los 18000 m, y normalmente oscila entre 9000 y 12000 m.

a.3- Etapa de disipación

Poco a poco, las corrientes descendentes van dominando la nube mientras arrastran consigo todos los productos de la condensación. Ya no existe, por tanto, la expansión y enfriamiento capaz de condensar el vapor de agua por lo que la precipitación disminuye y consecuentemente las corrientes descendentes con lo que la célula se va empequeñeciendo progresivamente. No obstante aún se puede registrar precipitación débil durante unos veinte minutos (figura A.I.4).

Conforme disminuye la velocidad vertical también lo hace la turbulencia. En el movimiento descendente se registra, debido a la evaporación de la lluvia, un enfriamiento de la célula que llega a estar más fría que el ambiente. No dura mucho esta situación pues a medida que decrece la velocidad vertical la temperatura aumenta hasta alcanzar la correspondiente a cada nivel. Con la reducción de la lluvia y de la velocidad de las corrientes verticales va desapareciendo el campo de divergencia en superficie. Asimismo, la presión decrece rápidamente al principio y más gradualmente después, hasta alcanzar el valor que tenía antes de la tormenta.

En cuanto a la duración de esta etapa, aunque es difícil de determinar, es de unos 30 minutos desde que se inicia hasta que el movimiento vertical en la nube es inapreciable. Es frecuente que una tormenta degenera en capas de nubes (bancos de cirros o altocúmulos)

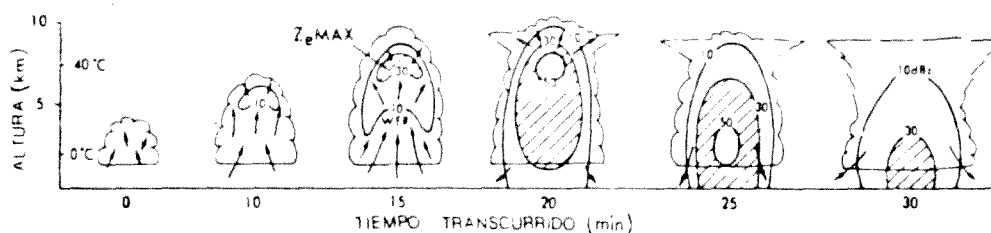


Fig.A.I.1 Sección vertical de una tormenta unicelular a lo largo de su ciclo vital. Líneas de igual valor de la intensidad del eco, expresado en dB. Las flechas indican la dirección de las corrientes de aire. (Chisholm y Renick, 1972)

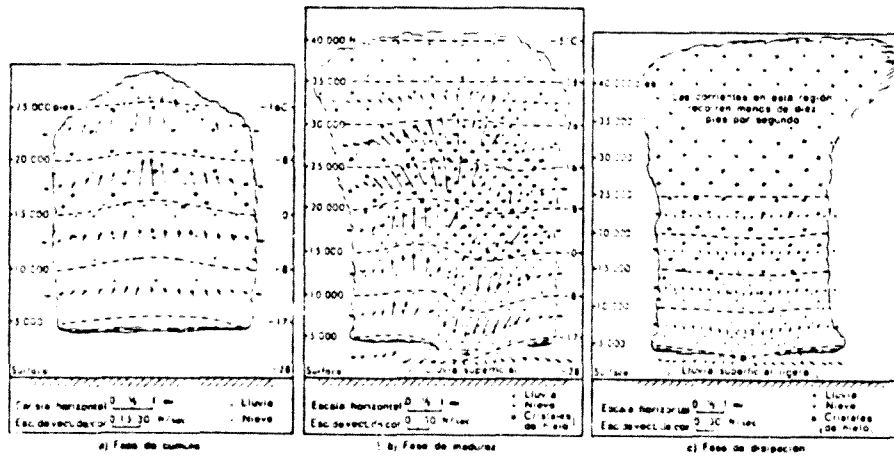


Fig. A.I.2, A.I.3, A.I.4 Ciclo vital de una célula cumulonimbo. (Byers y Braham 1949; adaptado por Miller, 1966)

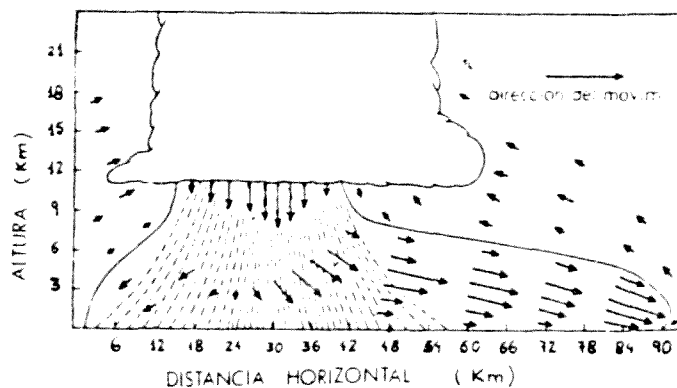


Fig. A.I.5 Sección esquemática mostrando la distribución de las corrientes descendentes al finalizar la fase madura. (Byers y Braham 1949)

b - Tormentas multicelulares

Una tormenta ordinaria de este tipo consiste en una sucesión de células cada una de las cuales puede tener el ciclo de vida señalado anteriormente, siendo frecuente que se extiendan horizontalmente entre los 30 y los 50 km.

b.1- Estructura y organización

Debido a la gran variedad en tamaño, forma y duración de las tormentas multicelulares, es difícil encontrar un modelo válido para las corrientes internas. El más aceptado es el propuesto en el "National Hail Research Experiment" (Experimento nacional de investigación del granizo), deducido a partir de una tormenta que pasó cerca de Raymer Colorado, el 9 de Julio de 1973. Este modelo admite dos interpretaciones posibles: puede concebirse como una estructura típica con cuatro células diferentes en distintos estados de evolución o como cuatro estados en la evolución de una célula individual (figuras A.I.6 y A.I.7) La célula n empieza creciendo a partir de la llamada "célula madre" como una nube "hija" claramente diferenciada de la $(n+1)$ unos 15 minutos después. La célula $(n-1)$, para la que prácticamente la reflectividad en la pantalla de radar es máxima, se halla en el estado maduro presentando fuertes corrientes ascendentes y descendentes. La célula $(n-2)$, ya en fase de disipación, tiene débiles corrientes descendentes en la mayoría de los niveles. El intervalo de tiempo transcurrido entre células sucesivas es de unos 15 minutos mientras que el tiempo total de vida para cada célula es de unos 45 minutos. Chisholm y Renick (loc.cit) estiman que se pueden desarrollar un total de unas 30 células o más durante el ciclo de vida de una tormenta multicelular típica.

Las corrientes ascendentes son originadas por una extensa convergencia horizontal más allá del sistema de la nube. Según el modelo anterior la entrada de aire tiene lugar entre los primeros 500 m pudiendo identificarse a una distancia de unos 20 km de la tormenta. Una vez dentro de la nube, las corrientes ascendentes se alimentan del aire de células próximas, el cual ya está prácticamente saturado; de ahí que la duración de los diferentes estados de la tormenta así como la altura alcanzada sea mayor que en el caso de las unicelulares. En la base de la nube las células de corriente ascendente pueden hallarse separadas por áreas de subsidencia débil, en tanto que en los niveles superiores son continuas dando lugar a una región de ascenso bastante extensa. Las velocidades de ascenso son muy variables de unas tormentas a otras, pero son típicos valores de 5 m/s pudiéndose alcanzar en el techo de la nube los 20-25 m/s. Esta variación

Vertical de la velocidad se halla estrechamente relacionada con la diferencia de temperatura virtual entre la corriente ascendente y el aire del entorno, que en algunos casos puede superar los 5°C. El aire ascendente suele formar un yunque que, en el modelo usual, se dirige hacia la parte trasera izquierda de la tormenta con respecto a la dirección del movimiento (lo que también ocurre con las unicelulares). Esta inclinación de la corriente ascendente hacia atrás puede proporcionar la oportunidad de que se formen nuevas células.

Según el modelo elaborado a partir de la mencionada tormenta de Raymer, las corrientes descendentes se originan en la troposfera media (unos 6 km) llegando hasta la superficie sin mezclarse. La velocidad máxima observada fue de unos 15 m/s, estando localizada en la región de mayor reflectividad del radar, cerca del nivel de la base de la nube. Cuando la corriente descendente llega a la superficie se extiende hacia delante y hacia atrás de la tormenta (hasta unos 40 km) constituyendo lo que Byers y Braham (loc.cit) llamaron "cúpula de aire frío". En superficie el inicio de este fenómeno comporta usualmente un aumento de presión (2-4 hP), una caída de temperatura (a veces más de 5°C) y un marcado cambio en la velocidad y dirección del viento (ráfaga frontal). En ocasiones puede aparecer una ráfaga frontal ascendente que no debe confundirse con la principal corriente ascendente, si bien ambas pueden combinarse allá donde el flujo saliente se halla cerca del centro de la tormenta. En la tormenta de Raymer la divergencia en superficie alcanzó, cuando la corriente descendente fue mayor, los $4 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$.

b.2- Movimiento

El movimiento de las tormentas depende de su tamaño y de la dirección de los vientos dominantes. Según Brooks (1946) las células pequeñas (5-12 km diámetro) tienden a moverse con el viento existente en la parte más baja de la nube, mientras que para las grandes domina el que se halla a más altura. Newton y Fankhauser (1964), a partir del movimiento del eco con los vientos medios, definieron el movimiento según el vector medio de los vientos de 850, 700, 500 y 300 hPa. En general las tormentas con diámetros superiores a 15 km tienden a moverse hacia la derecha de los vientos medios, generalmente despacio

Así, Newton y Katz (1958) encontraron que las tormentas se movían unos 25° hacia la derecha de los vientos medios, en tanto que en 1975 Newton y Fankhauser (loc.cit), analizando tormentas multicelulares de unos 80 km, encontraron que se movían desviándose 55° hacia la derecha de tales vientos. Este movimiento "a través de los vientos" es debido principalmente a la propagación que en las multicelulares tiene lugar formándose nuevas células a un lado de la tormenta y disipándose al otro.

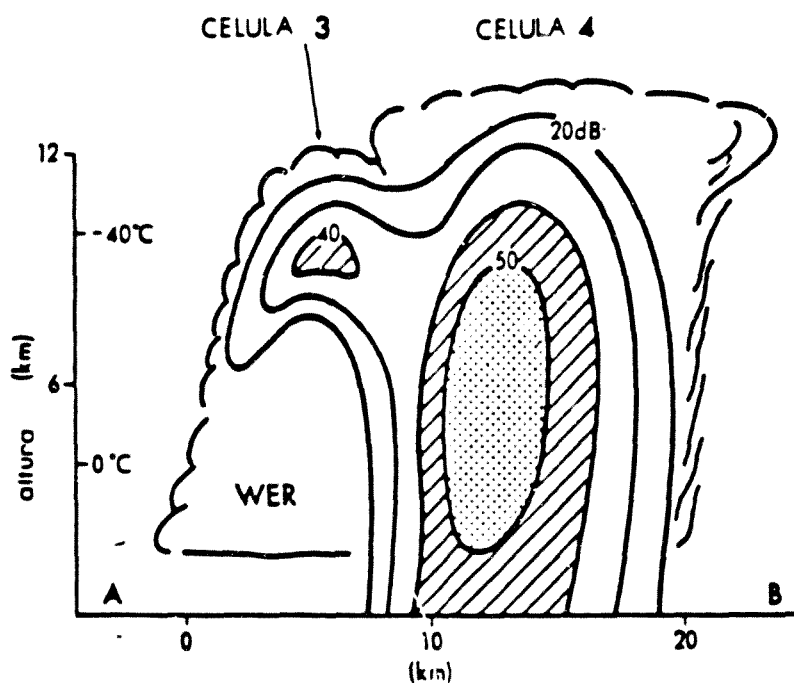


Fig.A.1.6. Sección vertical normal al plano de movimiento de una tormenta multicelular. Se indican las líneas de igual valor de la intensidad del eco. (Chisholm y Renick, 1972. Extraído de Atkinson, 1981)

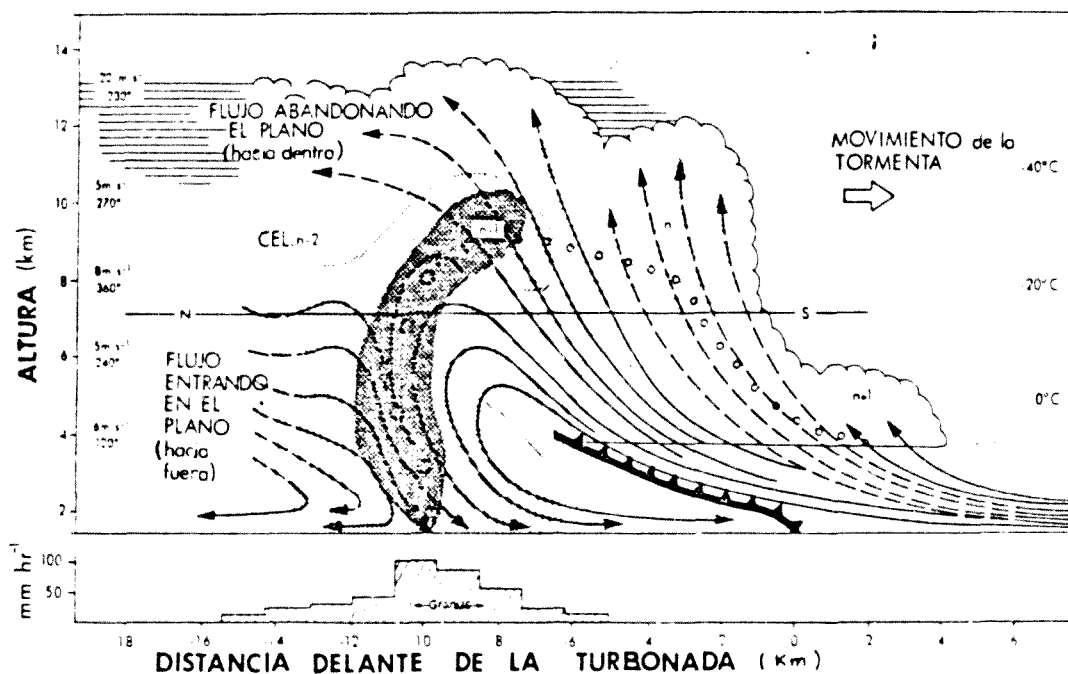


Fig. A.I.7 - Sección vertical de una tormenta multicelular a través de la dirección de su movimiento. (Browning y otros, 1976. Extraído de Atkinson, 1981)

c - Tormentas supercelulares

Pueden aparecer en el estado maduro de una tormenta multicelular. Son más extensas, duraderas y complejas que una célula normal madura, si bien parecen tener una circulación interna altamente organizada. En general para que tengan lugar debe darse alguna de las siguientes condiciones:

- 1.- Fuerte inestabilidad
- 2.- Vientos medios intensos bajo la nube (10 m/s)
- 3.- Cizalladura considerable de los vientos del entorno a través de la capa de la nube, con valores de $2,5 \cdot 10^{-3}$ hasta $4,5 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ y bruscos cambios del viento con la altura de hasta 90° .

Chisholm y Renick (loc.cit) resumieron, a partir de las observaciones por radar, las siguientes características (figura A.I.9):

- 1.- La supercélula presenta una estructura de célula singular que puede variar en forma, de circular a elíptica, siendo las dimensiones horizontales características de unos 20 a 30 km y profundidad de 12 a 15 km.
- 2.- Existe una persistente región cerrada de eco débil en la parte derecha según la dirección del movimiento, llamada BWER (Bounded Weak Echo Region), de dimensiones horizontales comprendidas entre 5 y 12 km. Generalmente tiene forma cónica, extendiéndose hasta alturas equivalentes a la mitad o a los dos tercios de la altura total de la supercélula.
- 3.- La zona de mayores ecos, asociada a la precipitación y el granizo, aparece a la izquierda de la zona BWER.
- 4.- Se observa un extenso penacho (60-150 km de longitud) acompañado por un yunque visible de 100 a 300 km de longitud, extendiéndose a sotavento desde el mismo corazón de la tormenta.

Por otra parte se ha visto que las corrientes ascendentes se esparcen desde la proximidad del suelo, con velocidades que pueden alcanzar de 25 a 40 m/s. En la figura A.I.8 aparece la distribución de las diferencias corrientes de aire en el caso de una tormenta supercelular.

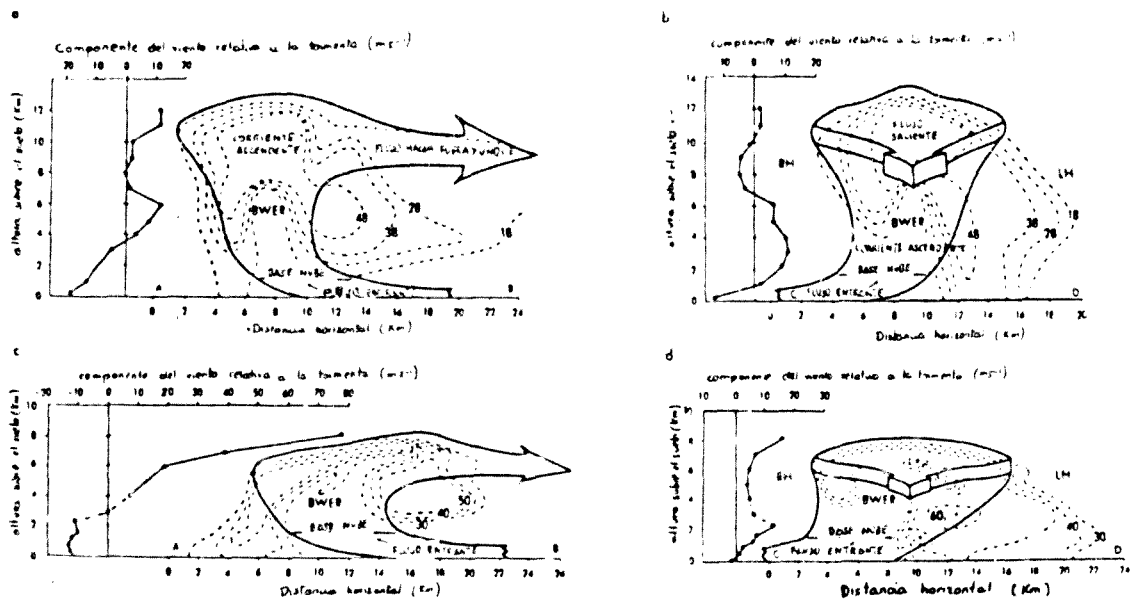


Fig. A.I.8 - Esquema de las corrientes y la estructura de una tormenta supercelular según diferentes distribuciones verticales del viento. Se inscriben las líneas de igual reflectividad. (Chisholm, 1973. Extraído de Atkinson, 1981)

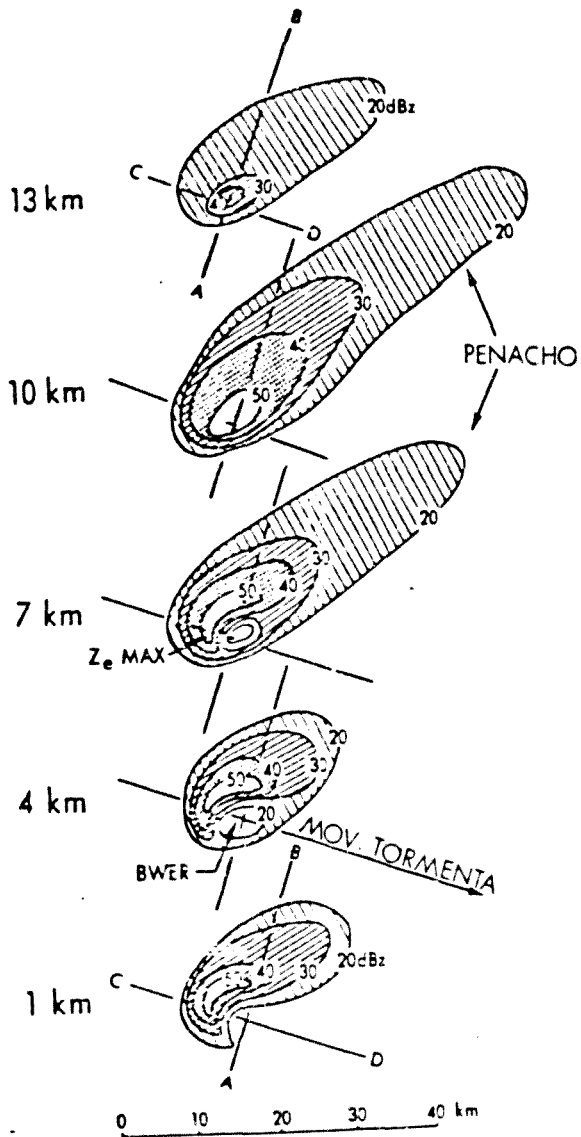


Fig. A.I.9 - Secciones esquemáticas en plano (PPI) de la estructura según el radar de una tormenta supercelular a las alturas de 1, 4, 7, 10 y 13 km. Se representan las líneas de igual reflectividad. (Chisholm y Rennie, 1972. Extraído de Atkinson, 1981)

APENDICE II

En las tablas A.II.1 a A.II.4! expuestas a continuación se hallan las respuestas al cuestionario de gotas frías planteado en el apartado II.3. Los números inscritos en la cabecera corresponden a los siguientes puntos:

- 1 - Origen
- 2 - Posición con respecto al chorro
- 3 - Tiempo indicado en los mapas bajo la gota
- 4 - Posición
El asterisco indica que afectó a la zona señalada aunque su centro se hallaba fuera del margen impuesto.
- 5 - Presión en superficie
- 6 - Viento en superficie
- 7 - Temperatura en superficie
- 8 - Geopotencial a 500 hPa
- 9 - Temperatura a 500 hPa
- 10 - Máxima (extremo izquierdo superior) y mínima (extremo derecho inferior) diferencia de temperatura con el entorno
- 11 - Espesor geopotencial 500/1000 hPa
- 12 - ¿Llega hasta 300 hPa?
- 13 - ¿Llega hasta 100 hPa?
- 14 - Paso previo de un frente
- 15 - Tamaño: latitud (extremo superior) y longitud (extremo inferior)
Cada uno expresado en los grados correspondientes
- 16 - Zona en donde se produjo la máxima precipitación y categoría.

Hay cuatro casos señalados con dos asteriscos que, si bien inicialmente fueron considerados como gotas frías, en un segundo análisis se desecharon por responder más a la configuración de una baja.

Tabla A.II.1

FECHA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
110374	.		C	E	C	-	4	544	-30	⁸ ₄	532	A	B	A	³ ₃	C3
210374	Aa	C	C	F	B		6	544	-28	⁷ ₆	536	A	A	A	⁷ ₆	B4
220374		C	A	E	B		10	544	-27	⁷ ₁	540	A	A	A	¹⁸ ₂₀	B2
030474	Aa	C	B	A	C	10N	7	544	-32	¹¹ ₂	528	A	A	A	²⁰ ₁₅	B2
040474		B	B	B	C	10NE	6	552	-30	⁹ ₁	532	A	B	A	¹⁵ ₂₀	C3
050474		B	B	C [*]	C	-	11	552	-27	⁵ ₃	536	A	B	A	⁶ ₈	
210574	Ab	A	C	G	C	20N	18	546	-16	⁴ ₁	564	A	B	B	⁵ ₈	
220574		A	A	G	B	10N	17	568	-15	⁴ ₁	560	A	A	B	⁷ ₁₀	
250574	Ab	C	B	A	C	10NE	10	552	-29	¹⁴ ₄	540	A	B	B	³ ₄	C3
260574		C	C	A	C	-	12	555	-25	⁶ ₃	550	A	A	B	⁷ ₁₅	C
270574		~C	C	A [*]	C	-	11	562	-23	⁴ ₄	554	A	B	B	⁴ ₆	
280574		~C	B	A [*]	B	10N	13	560	-22	⁴ ₄	548	A	A	B	⁴ ₄	
010674	Aa	~A	C	G	C	10NESW	15	546	-19	¹⁰ ₂	560	A	B	B	³ ₄	
020674		A	C	G	C	10NE	17	546	-17	⁷ ₄	560	A	B	B	¹⁰ ₁₃	
030674		A	A	D	C	~	19	564	-17	⁶ ₂	564	A	B	B	¹¹ ₁₃	-0
050774	Aa	A	C	D	B	10N	15	546	-18	⁶ ₅	560	A	B	B	⁵ ₅	C2

Tabla A.II.2

FECHA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
300375	Aa	~A	B	A	~A	10S	17	576	-18	⁷ ₅	556	A	B	A	³ ₃	C5
200875	Aa	~A	A	B	C	10NE	15	573	-16	⁸ ₆	556	A	B	B	⁶ ₆	C3
170975	Aa	~A	A	B ^m	C	10W	14	560	-20	⁹ ₆	552	A	B	B	⁷ ₇	
180975		~A	C	B	A	10W	14	566	-19	⁶ ₅	582	A	A	B	³ ₅	B1
240975		A	C	G	C	10N	21	580	-13	² ₁	565	A	B	B	⁷ ₉	
250975		A	C	G	C	15N	21	573	-17	¹¹ ₂	564	B	B	B	⁹ ₁₁	
260975		A	C	G	C	20N	21	582	-16	¹¹ ₁	565	A	A	B	¹⁰ ₁₀	
270975		A	C	G	B		20	577	-16	² ₂	565	A	B	B	³ ₅	
241075	Ab	C	C	E	C	10NE	3	552	-27	⁷ ₁	536	A	A	B	⁵ ₅	D2
251075		C	C	D	C	10NE	11	556	-25	⁸ ₁	540	A	A	B	⁵ ₁₀	E4
261075		C	C	E	C	10SW	12	559	-24	⁵ ₆	540	A	A	B	² ₃	B2
020175	Ab	B	C	G	C	10NE	19	568	-24	³ ₃	548	A	B	B	² ₈	
030175		B	C	G [*]	C	10NW	16	568	-21	⁵ ₁	548	A	B	B	⁵ ₆	
040175		A	C	G [*]	C	10N	11	566	-23	³ ₁	548	B	B	B	⁶ ₁₃	
110175	Aa	~C	C	B	C	-	11	555	-24	⁵ ₋	540	A	B	B	³ ₋	D3
120175		~A	C	C [*]	C	10SE	6	560	-27	⁷ ₂	536	A	B	B	⁵ ₆	
130175		~A	C	C [*]	C	-	2	560	-27	⁵ ₃	536	A	B	B	⁵ ₆	

Tabla A.II.3

FECHA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
060275	Ab	~A	C	A	B	10E	11	536	-32	⁸ ₂	532	A	B	E	¹² ₁₅	E2
100475	Ab	~A	C	G	C	20NE	16	568	-20	⁴ ₁	568	B	B	B	⁵ ₉	
230475	Aa	~A	C	D	C	15N	10	555	-22	⁴ ₅	550	A	B	A	² ₁₀	B2
240475		~A	C	D	C	10S	13	552	-25	⁸ ₂	544	A	B	A	¹² ₁₅	B5
250475		~A	C	D	C	-	13	556	-23	⁵	544	A	B	B	¹⁰ ₁₇	E2
180575	Aa	~C	C	D*	C	10N	12	558	-22	⁶ ₂	558	A	B	A	⁵ ₅	
190575		~A	C	D	B	10N	15	560	-23	⁵ ₄	544	A	B	B	⁵ ₆	B3
090975	Aa	~A	C	E	C	10S	19	576	-17	⁵ ₃	560	A	B	B	⁵ ₃	C5
100975		A	C	E	C	10S	14	576	-15	⁶ ₄	564	A	B	B	² ₂	B2
160975	Aa	C	C	E	A	10N	8	564	-24	¹¹ ₃	544	A	A	A	¹⁰ ₁₀	B2
170975		C	C	E	A	10NW	13	560	-23	⁷ ₃	544	A	A	B	²⁵ ₁₀	A1
031175	Aa	C	C	F	C	10NW	10	560	-25	⁶ ₄	540	A	B	A	⁹ ₅	B4
251175	Ac	~C	B	E	B	~	10	532	-26	⁹ ₁	540	A	B	A	³ ₃	F2
261175	B	~C	C	E	C	10N	11	555	-25	¹⁰ ₁	540	A	B	B	⁸ ₁₀	B2
041275	~Ab	C	C	D	C	10NE	8	547	-30	ⁿ ₄	528	A	B	B	¹⁰ ₇	F2

Tabla A.II.4

FECHA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
051275	.	C	C	D*	B	15NE	13	532	-26	¹⁰ ₃	536	A	B	B	⁶ ₉	
141275	~Ab	C	C	D	B	10NW	6	536	-12	⁵ ₁	532	A	B	A	⁸ ₁₀	B2
151275	B	~C	C	D	C	10NW	3	536	-32	¹¹ ₃	528	A	B	B	⁸ ₁₅	B2
030776	Aa	C	C	D	C	10N	13	533	-25	³ ₁	532	A	B	A	² ₂	B3
040776		C	B	D	B	10NW	15	533	-28	⁴ ₄	536	A	B	A	² ₂	F3
050776		~C	C	E	C	10NW	17	531	-27	⁵ ₂	510	A	B		⁸ ₁₀	B2
060776		~A	C	E	C	-	12	532	-23	³ ₁	533	A	B	B	⁹ ₉	B1
080776	Ab	~A	C	D*	C	10N	13	533	-29	⁶ ₁	510	A	B	B	¹⁰ ₁₃	
090776		~A	C	D*	B	10 ^N _S	15	531	-26	⁵ ₃	530	A	B	B	¹⁰ ₁₅	
130776	B	C	A	D	C	10E	18	532	-27	₅	536	A	B	B	³ ₅	E1
110576	~Aa	~C	C	D*	C	10NE	16	568	-23	⁵ ₄	533	A	A	B	⁹ ₁₀	
120576		~C	B	D*	C	10 ^{NW} _{NE}	15	568	-22	⁶ ₆	548	A	B	B	¹⁰ ₁₂	
130576		~C	B	D*	C	10 ^N _{SW}	15	563	-22	₁	552	A	B	B	¹⁰ ₁₂	F1
211076	Ab	A	C	G	C	15NE	24	576	-14	⁶ ₅	560	A	B	B	³ ₄	
221076		A	C	G	C	10N	23	576	-20	⁹ ₆	563	B	B	B	⁸ ₈	
191276	Aa	C	C	A*	C	10S	10	536	-31	⁷ ₂	532	A	B	A	⁵ ₅	

Tabla A.II.7

FECHA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
050478	Ab	C	B	A	C	10NE	11	554	-28	³ ₁	536	A	B	A	³ ₄	E2
060478		~C	C	D	C	15N	16	554	-28	³ ₁	540	A	B	B	³ ₅	F2
070478		~C	C	F	C	15SW	14	554	-26	² ₂	540	B	B	B	⁵ ₁₃	B1
210578	Ab	A	B	D	C	15NW	17	559	-24	² ₂	544	A	B	B	⁵ ₄	B2
080678	Aa	C	C	D	C	30N	16	564	-18	⁴ ₂	552	A	B	A	⁷ ₅	D2
090678		A	C	D*	C	10W	23	569	-16	³ ₋	556	A	B	A	¹³ ₁₂	
200678	Ab	A	C	D	C	20N	18	564	-21	³ ₃	548	A	B	B	⁶ ₇	B1
191078	Aa	C	C	F	B	20E	19	550	-21	⁵ ₂	544	A	B	A	⁸ ₁₂	F3
201078		~A	A	F*	B	10W	19	552	-18	² ₁	532	A	B	A	⁶ ₈	
211078		~A	A	F*	C	10 ^E _W	20	552	-20	⁴ ₃	548	A	B	A	⁵ ₉	
091178	Aa	A	C	A	C	5N	13	568	-25	⁶ ₁	540	A	B	B	¹⁰ ₉	C9
101178		B	B	A	~B	10E	13	560	-25	⁶ ₄	544	A	B	B	⁴ ₆	F7
270279	Ab	~A	C	E	C	103W	10	552	-31	⁵ ₅	532	A	B	B	² ₃	A2
200579	Aa	C	C	B	C	20W	17	552	-31	¹² ₁₀	540	A	B	A	⁷ ₅	A3
300679	Ab	A	C	D*	C	10W	22	582	-14	⁴ ₋	564	A	B	A	¹⁰ ₁₅	

Tabla A.II.8

FECHA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
010779	.	A	C	S*	C	10W	22	575	-15	² ₂	560	A	B	B	³ ₅	
230779	Aa	~C	C	C	C	10E	16	556	-20	⁵ ₃	555	A	B	B	¹² ₁₆	B1
171079	~Aa	~C	C	D	C	10E	18	560	-21	² ₁	558	B	B	A	² ₂	B3
181079			X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
191079		A	C	G	B	10N	23	576	-15	² ₋	560	A	A	B	⁸ ₉	
271079	Aa	C	B	B	C	15NW	13	555	-28	¹¹ ₋	550	A	B	A	¹⁴ ₁₂	-0
281079		C	C	C	B	10N	17	555	-23	⁸ ₃	555	A	A	A	¹² ₁₅	-0
091080	Aa	A	C	C	C	10NW	3	555	-26	¹⁰ ₂	556	A	B	A	¹ ₁	A2
130180	Ab	~C	B	C	C	10N	2	555	-33	⁶ ₃	520	A	B	B	¹⁵ ₂₀	F5
140180		~C	C	D	C	10NE	8	536	-31	² ₂	525	A	B	E	¹⁵ ₂₀	F4
150580	Aa	C	B	B	C	10W	11	555	-28	⁷ ₇	536	A	B	A	⁶ ₈	B9
160580			X	C	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	B4
170580		A	C	C	C	10SW	19	560	-26	⁵ ₃	555	A	B	A	⁶ ₈	B1
140580	Aa	A	B	C	C	15SW	13	553	-24	⁵ ₂	555	A	B	A	⁸ ₁₀	B4
110181	Aa	C	B	C*	C	15E	3	536	-37	⁵ ₁	520	A	B	B	⁵ ₃	

Tabla A.II.9.

FECHA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
120181		C	A	E	C	20JW	3	536	-36	⁸ ₁	524	A	B	A	⁸ ₁₄	C2
020581	Aa	~A	B	A	B	10W	15	544	-27	⁸ ₅	540	A	A	A	⁹ ₁₀	C2
030581		B	C	E	C	15W	18	552	-25	⁶ ₃	544	A	B	A	¹⁵ ₂₃	F2
160581	B	A	C	A	C	15NE	16	558	-25	² ₂	540	A	B	B	⁶ ₅	C2
220581	~Ab	~C	B	D	B	-	12	541	-30	₂	536	A	B	B	⁷ ₈	C4
230581			B	E	B	-	13	544	-24	₃	540	A	B	A	¹⁰ ₁₂	B2
290581	B	C	C	D*	C	15E	14	546	-30	¹⁰ ₈	536	A	B	B	⁸ ₈	
300581		C	C	D	C	10N	14	558	-22	³ ₋	536	A	B	B	⁸ ₁₅	B1
211181	Aa	A	C	B	C	-	14	576	-20	² ₁	552	A	B	B	³ ₂	-0
120182			B	D*	B	-	10	536	-28	₂	536	A	B	A	¹¹ ₁₅	
130182			A	D	B	-	12	544	-25	₁	540	A	B	B	¹³ ₁₁	B1
160282	Aa	C	B	D	C	10JW	13	540	-28	⁵ ₋	536	A	B	A	⁶ ₁₀	C9
170282		C	B	E	C	10W	14	543	-27	⁴ ₃	540	A	B	A	⁵ ₆	C5
180282		B	C	E*	C	10 ^E _W	17	547	-27	⁶ ₅	544	A	B	A	⁸ ₁₀	
240382	~Ab	~C	B	3*	C	30NE	10	552	-32	⁸ ₁	536	A	B	B	¹⁰ ₉	

Tabla A.II.10

FECHA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
250382	.	C	C	F	C	20E	14	552	-31	⁵ ₂	532	A	B	B	¹² ₂₀	D2
270582	Ab	A	C	D	C	10E	17	560	-26	⁵ ₃	554	A	B	B	⁷ ₁₅	-0
290582	Aa	~A	C	D	B	10SW	17	555	-24	⁷ ₅	552	A	B	A	⁶ ₆	B2
300582			X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	B2
310582		~A	C	B	C	10NW	21	21	-19	⁵ ₂	532	A	B	B	⁵ ₅	D2
010682		B	C	C	C	10NE	22	22	-18	⁴ ₃	556	A	B	B	⁵ ₆	A1
050782	Aa	~C	C	D	B	20NW	18	563	-19	⁷ ₆	552	A	B	A	⁵ ₆	-0
050782		A	C	D	C	20NW	19	568	-16	⁵ ₃	556	A	B	B	¹⁰ ₁₀	-0
010982	Aa	~C	C	C*	C	10N	24	563	-23	¹⁷ ₅	548	A	B	B	⁵ ₆	
020982		A	C	F*	B	10 ^{NE} _{NW}	20	572	-15	⁸ ₁	552	A	A	B	⁸ ₉	
030982		A	C	F	C	10E	21	575	-16	⁷ ₁	560	A	A	B	¹¹ ₁₃	C2
050982		A	C	F	C	10E	25	575	-16	⁶ ₂	560	A	A	B	¹⁰ ₁₁	-0
191082	Aa	C	B	E	B	10N	14	556	-26	⁸ ₆	554	A	B	A	³ ₆	F9
201082		~A	C	E	C	10W	19	556	-23	⁸ ₁	554	A	A	A	¹⁹ ₁₈	F9
211082		~A	C	E	C	10W	16	556	-15	³ ₋	552	A	B	A	⁹ ₁₀	C9
221082		C	B	F	B		21	554	-21	⁸ ₁	552	A	B	A	⁷ ₉	B9
160383	Aa	B	C	C	B	20N	15	554	-33	¹³ ₁	554	A	E	A	⁷ ₆	A

APENDICE III

En las figuras A.III.1 - A.III.20 se representan las curvas de estado, punto de rocío y termómetro húmedo de los episodios analizados, tanto para las 00 TMG como para las 12 TMG.

Se presentan también los diversos programas en BASIC utilizados para la tabulación de los datos, cálculos y representación de los diagramas de humedad y de masa de aire. A continuación se comenta brevemente el uso de cada uno:

- "JBS". Usualmente los radiosondeos vienen dados como se representa en la figura A.III.21. Se distingue entre cuatro grupos: el primero proporciona el geopotencial, la temperatura, la depresión del punto de rocío, la velocidad del viento y su dirección, cada 100 hPa hasta la presión de 100 hPa, así como en superficie; proporciona también mucha información para los niveles de viento máximo, tropopausas y 250 hPa. El segundo grupo da la presión, temperatura y depresión del punto de rocío de niveles que se consideran necesarios para reconstruir fidedignamente la curva de estado, así como la velocidad y dirección del viento en los niveles de viento notables (todo ello hasta 100 hPa). Los grupos tercero y cuarto equivalen a los dos anteriores respectivamente pero comprenden niveles situados por encima de los 100 hPa. Para descifrar la información se utiliza la clave TEMP.

El programa JBS ordena estos datos y los tabula como muestra la tabla A.III.1, calculando además la temperatura del termómetro húmedo.

- "BUENO". Calcula θ' y θ'_s y representa los diagramas de masa de aire
- "AGUA". Calcula la humedad en cada nivel y representa las curvas de variación vertical de la humedad.
- "MAP". Calcula la masa de agua precipitable, la misma corregida de presión y la humedad media entre los diferentes niveles consecutivos. La humedad a la que se hace referencia es tanto la específica como la relativa. En la tabla A.III.2. se muestra un ejemplo.

Todos estos programas han sido diseñados para el MINC-11 que la Cátedra de Física del Aire de Barcelona dispone.

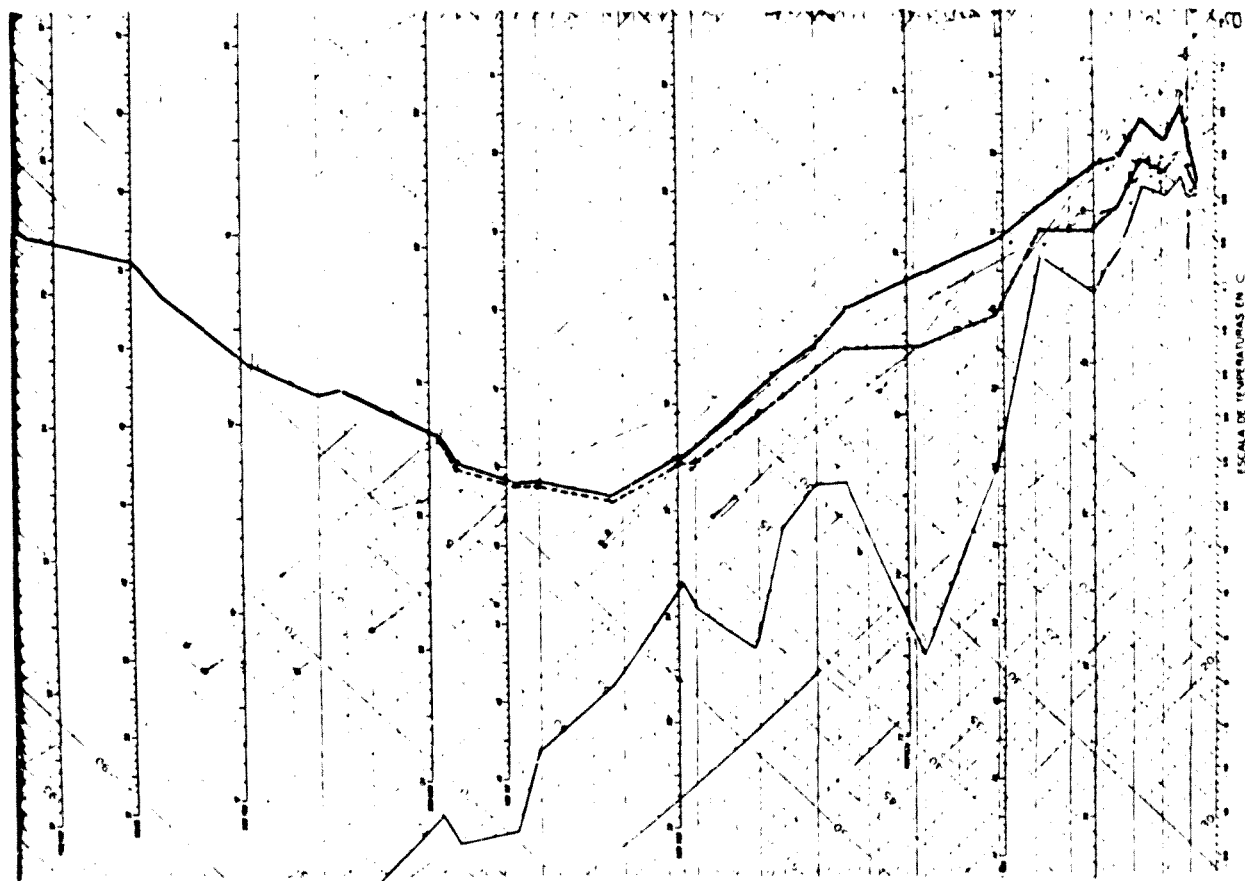
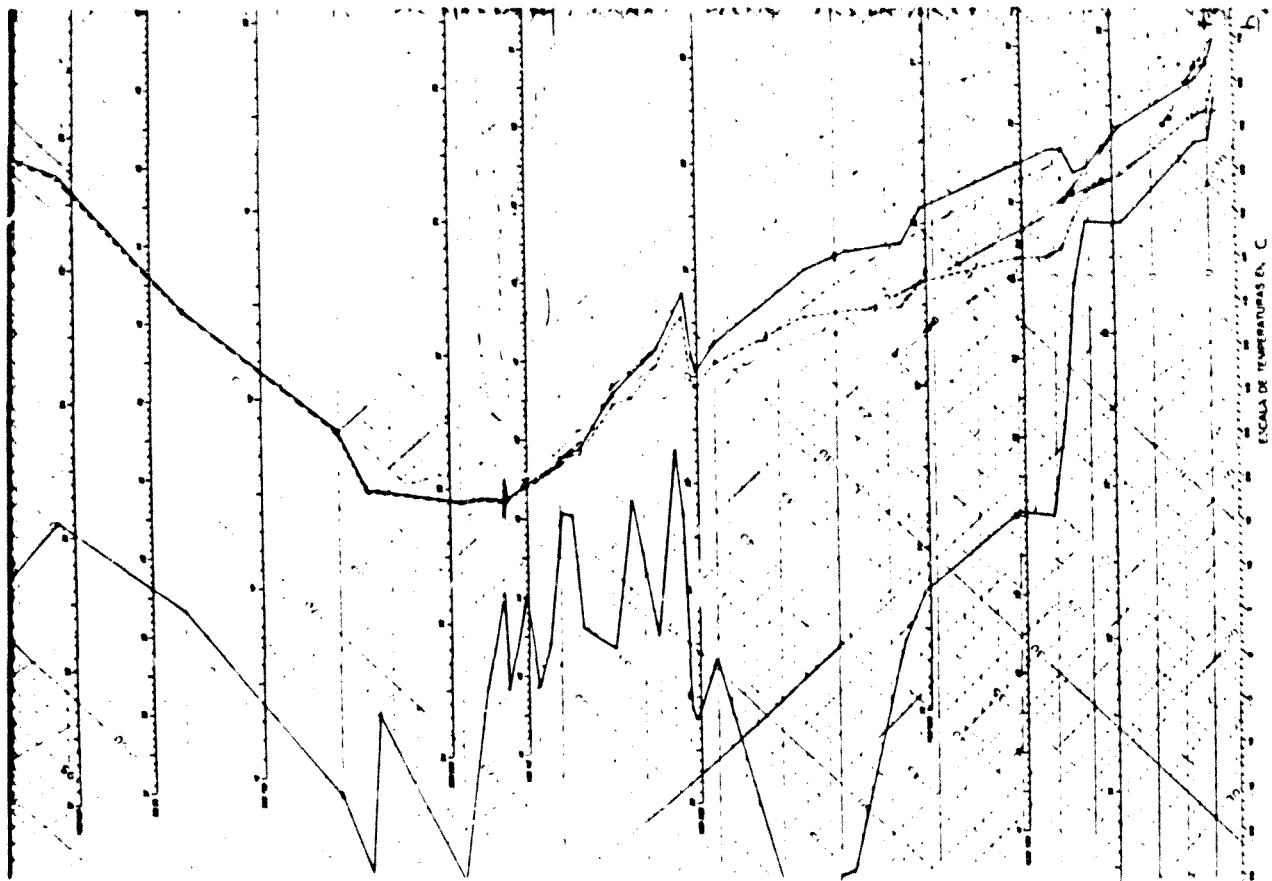


Fig.A.III.1. 5 de Noviembre de 1982. a) 00 TMG, b) 12 TMG

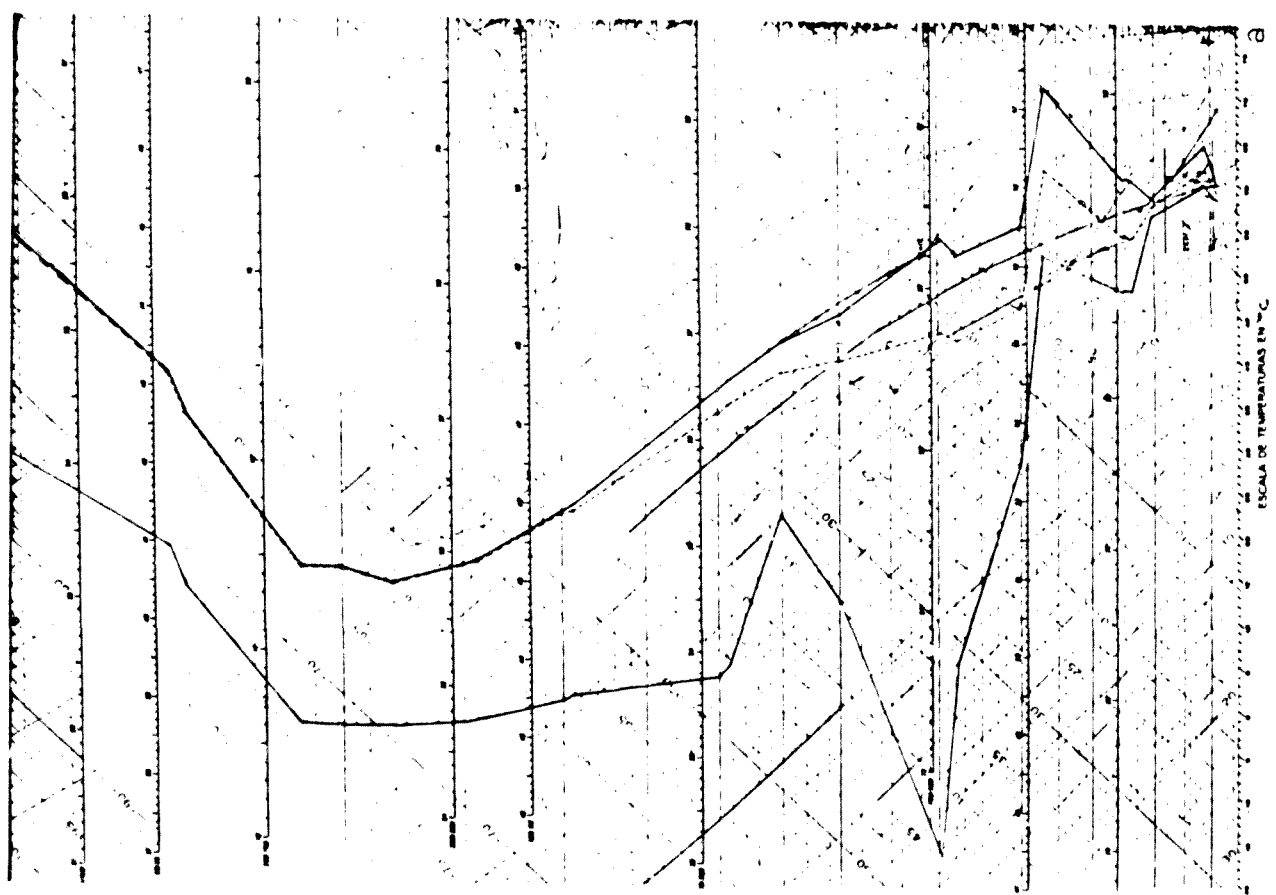
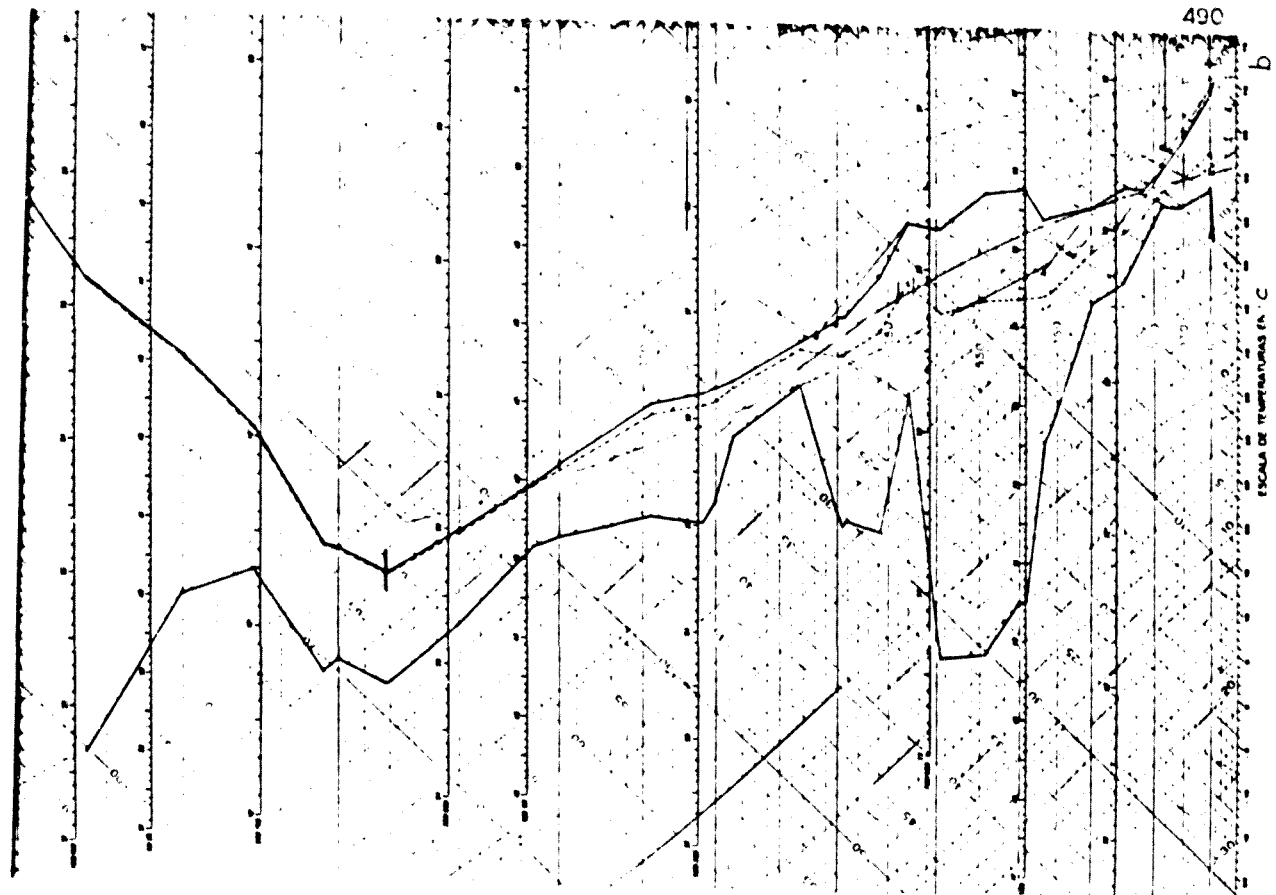


Fig.A.III.2. 6 de Noviembre de 1982. a) 00 TMG, b) 12 TMG

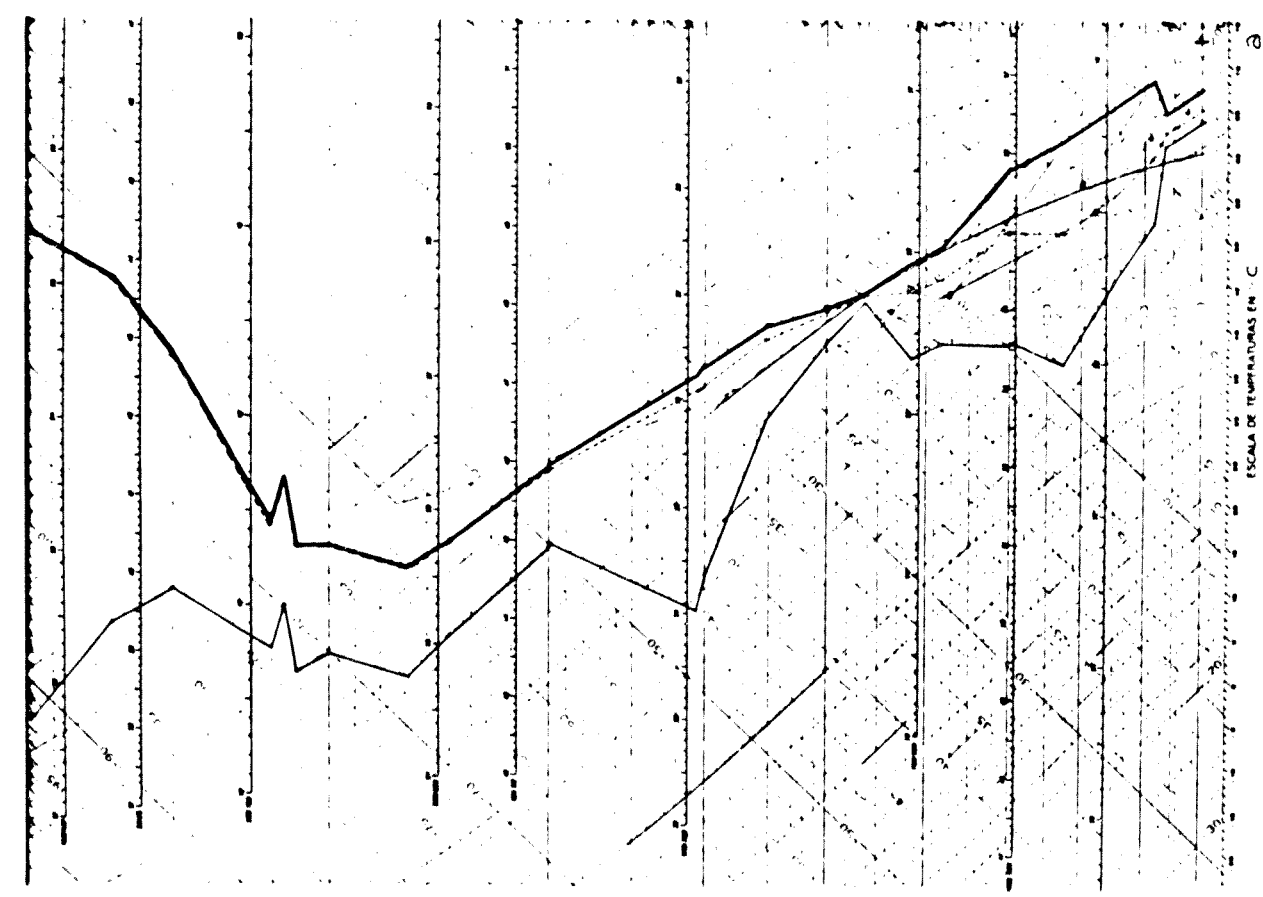
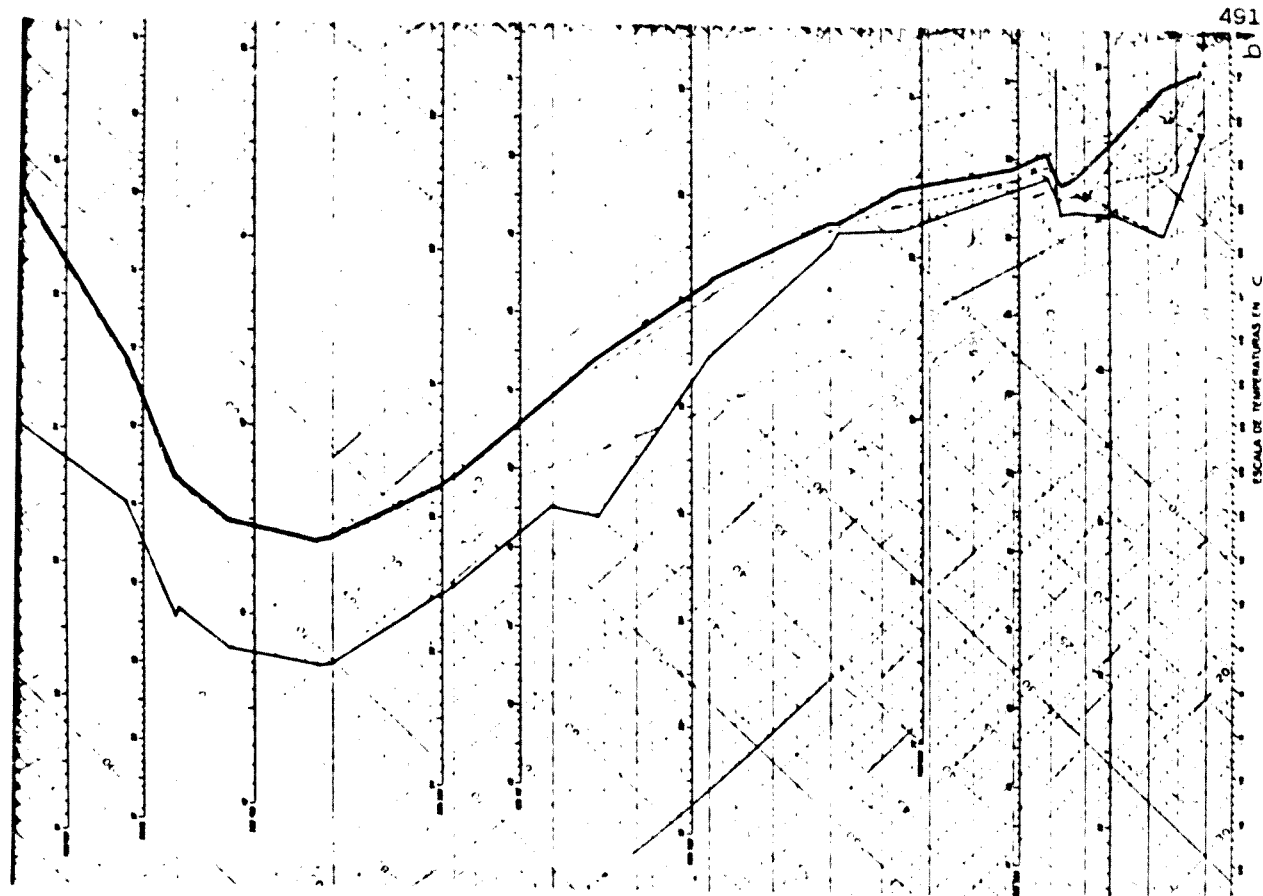


Fig.A.III.3. 7 de Noviembre de 1982. a) 00 TMG, b) 12 TMG

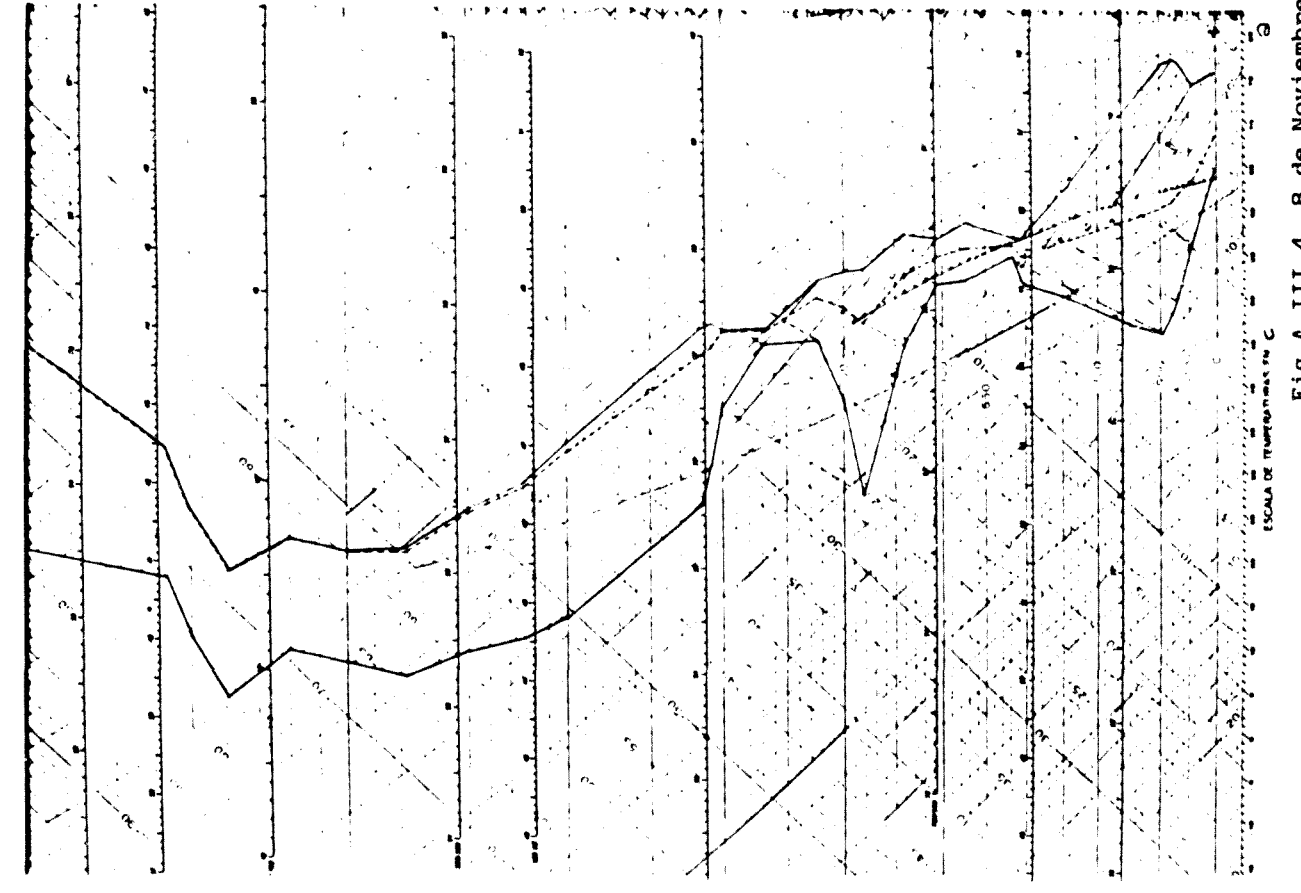
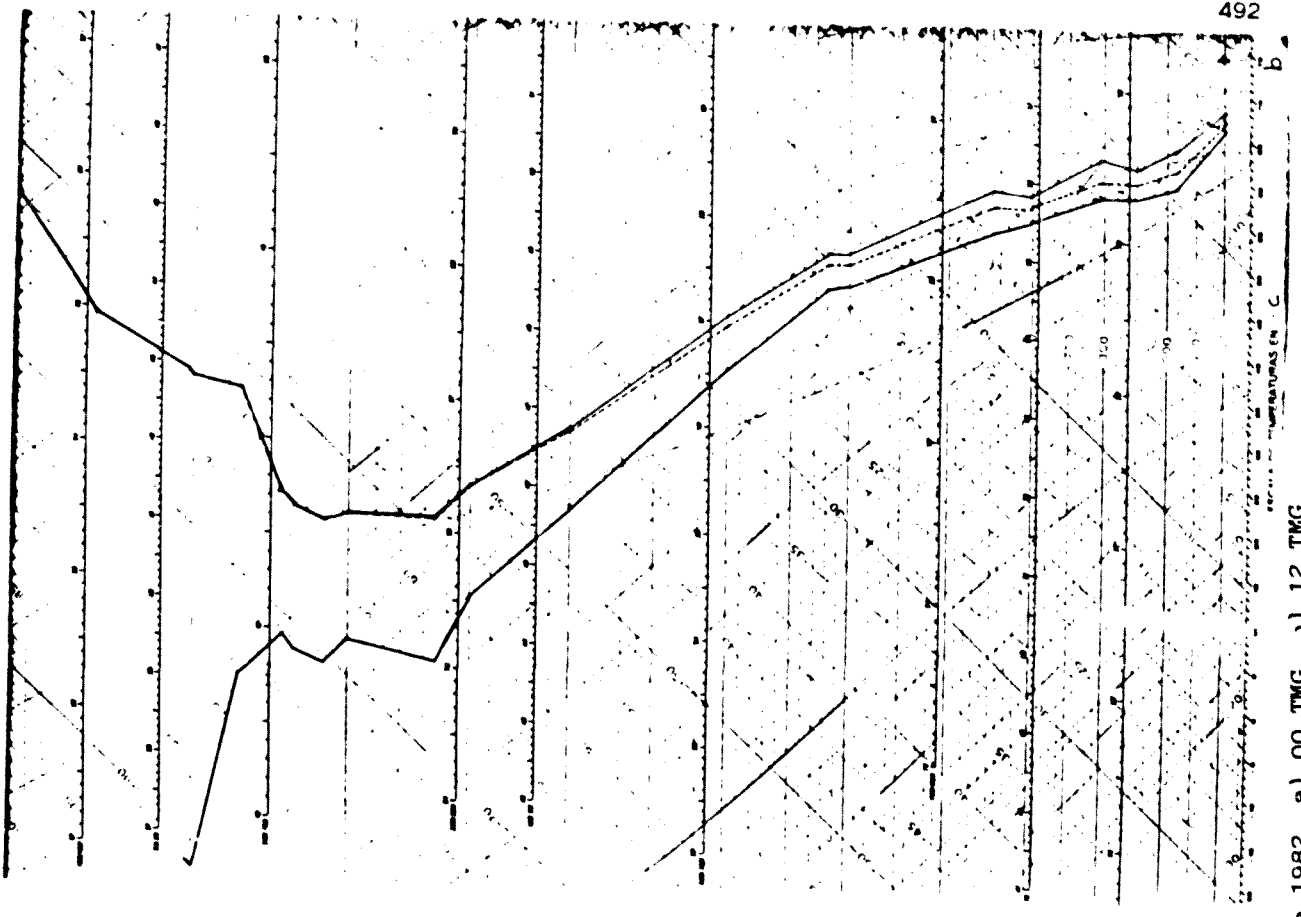


Fig.A.III.4. 8 de Noviembre de 1982. a) 00 TMG, b) 12 TMG

ESCALA DE TEMPERATURAS EN C

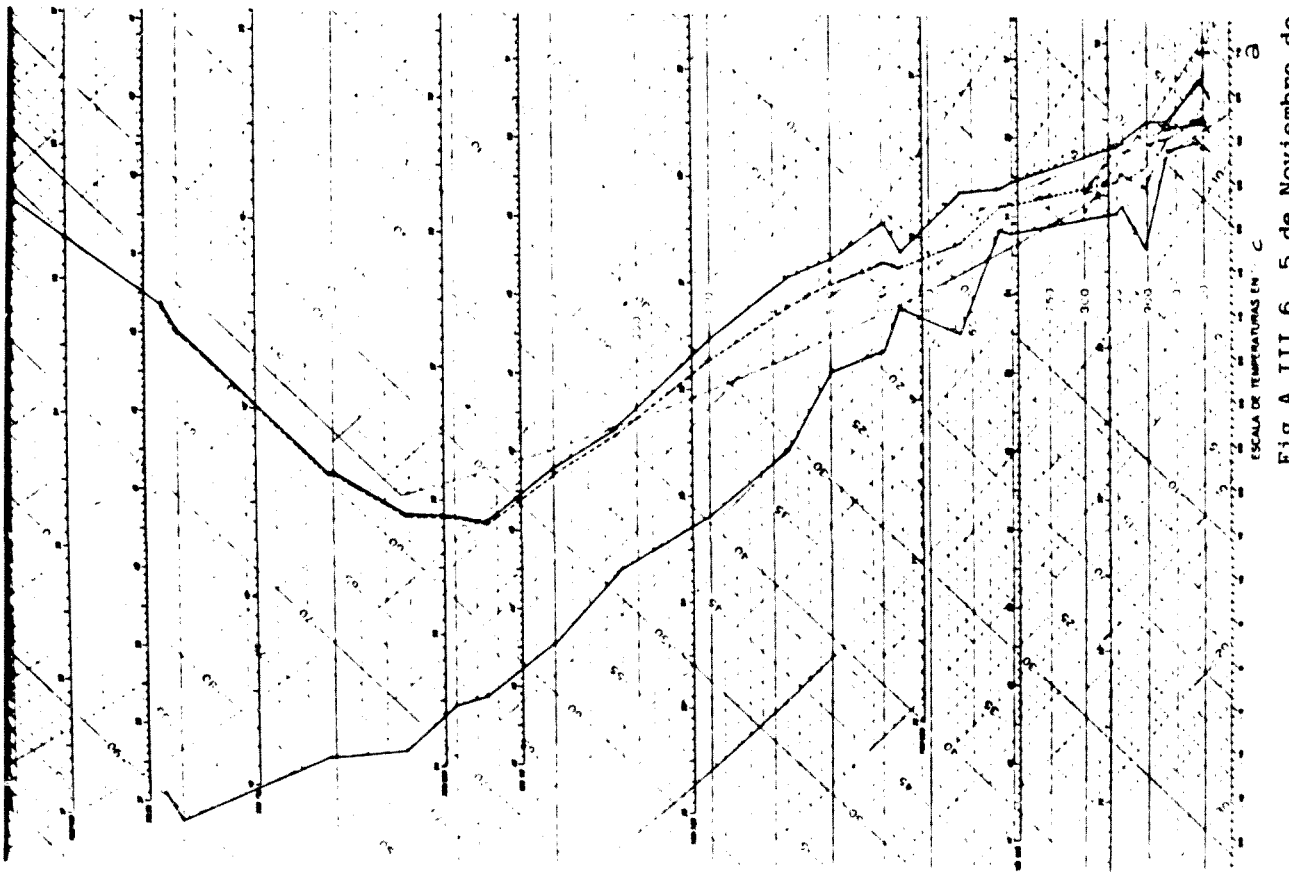
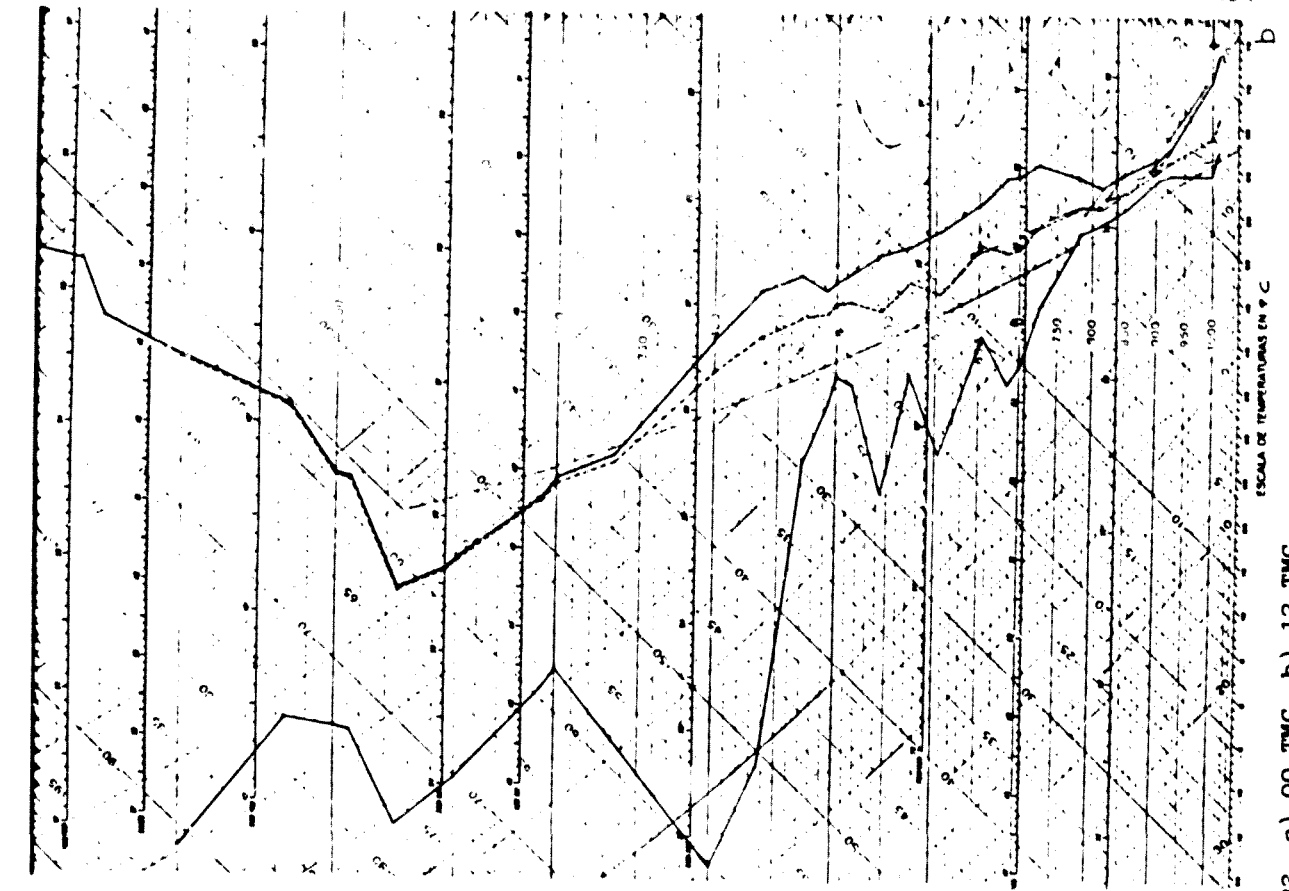


Fig.A.III.6. 5 de Noviembre de 1983. a) 00 TMG, b) 12 TMG

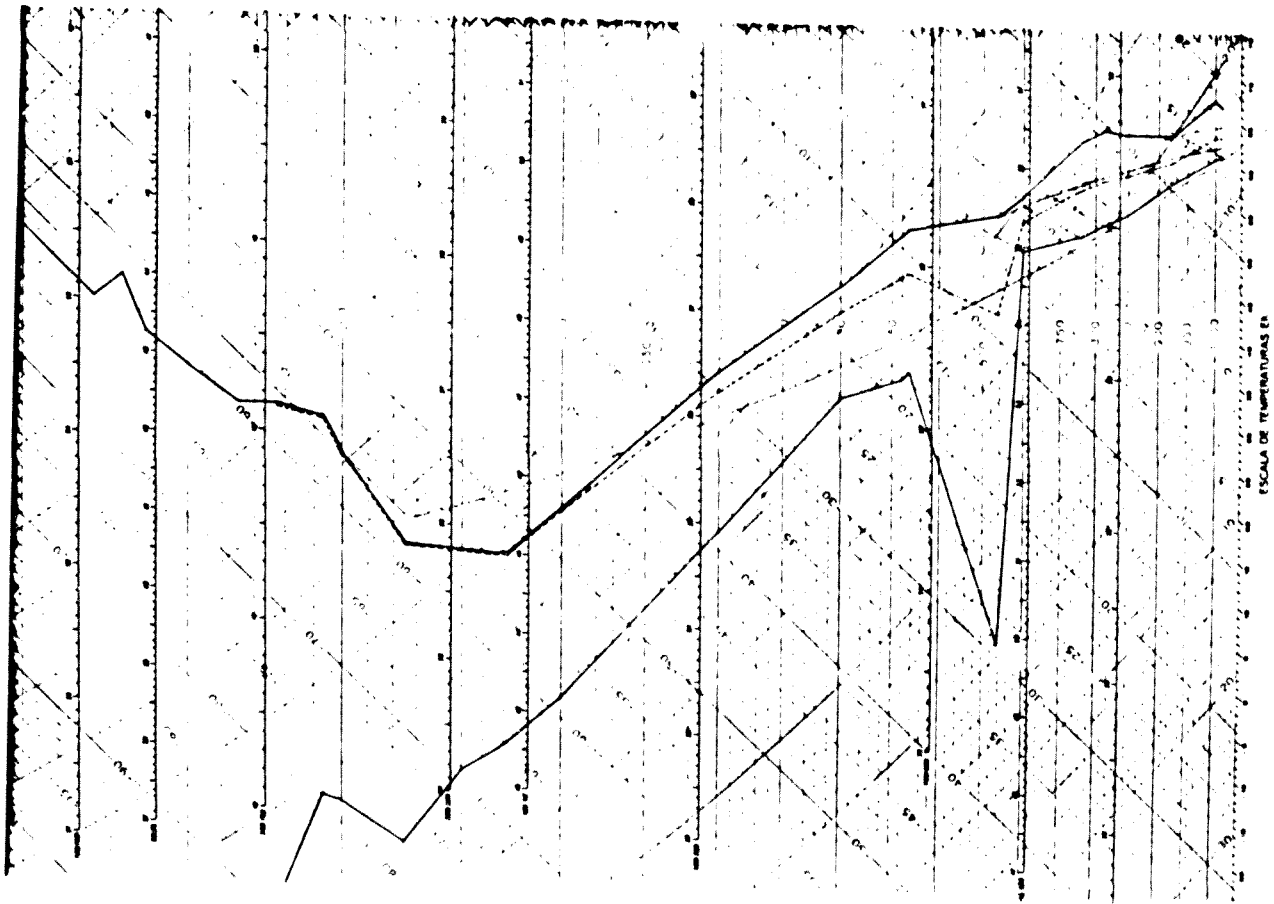
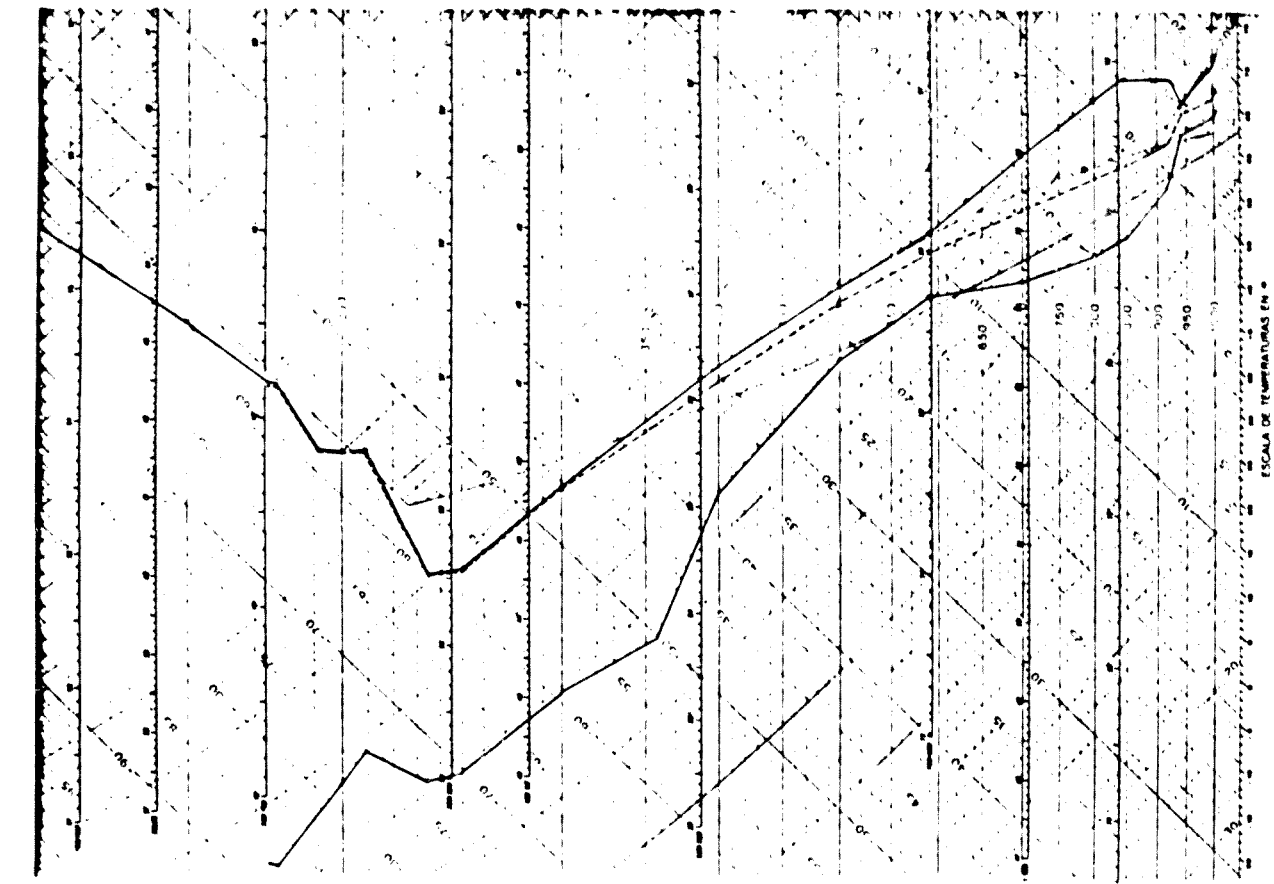


Fig.A.III.7. 6 de Noviembre de 1983. a) 00 TMG, b) 12 TMG

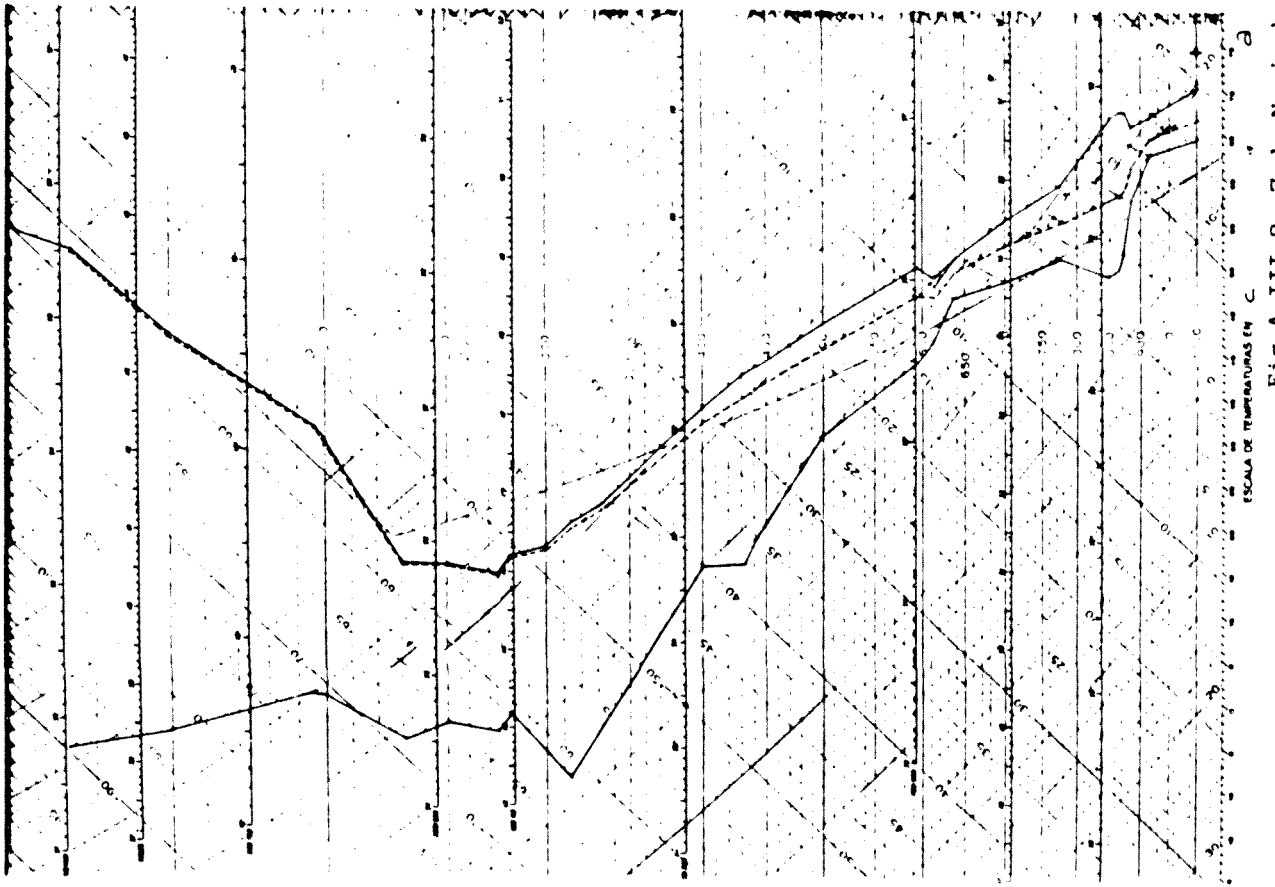
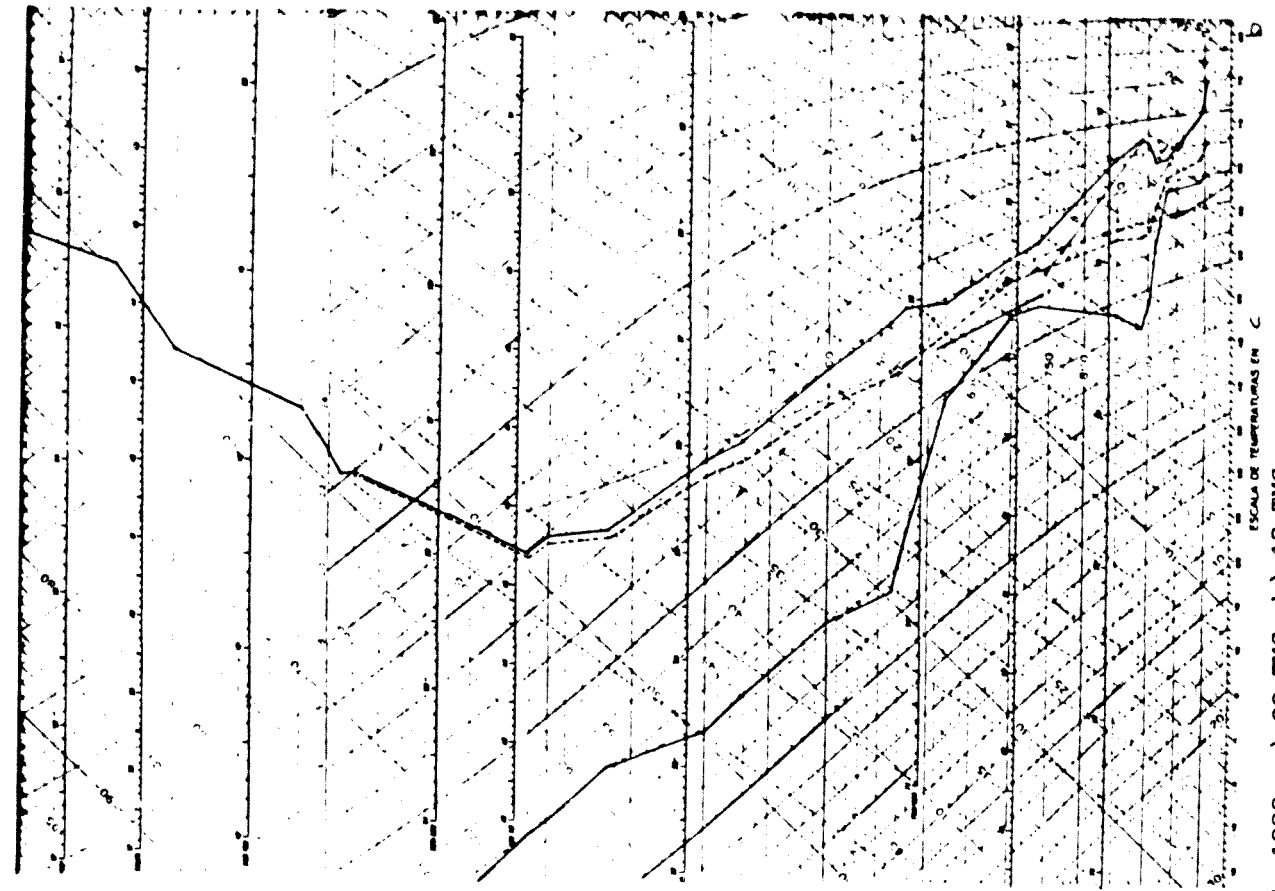


Fig.A.III.8. 7 de Noviembre de 1983. a) 00 TMC, b) 12 TMC

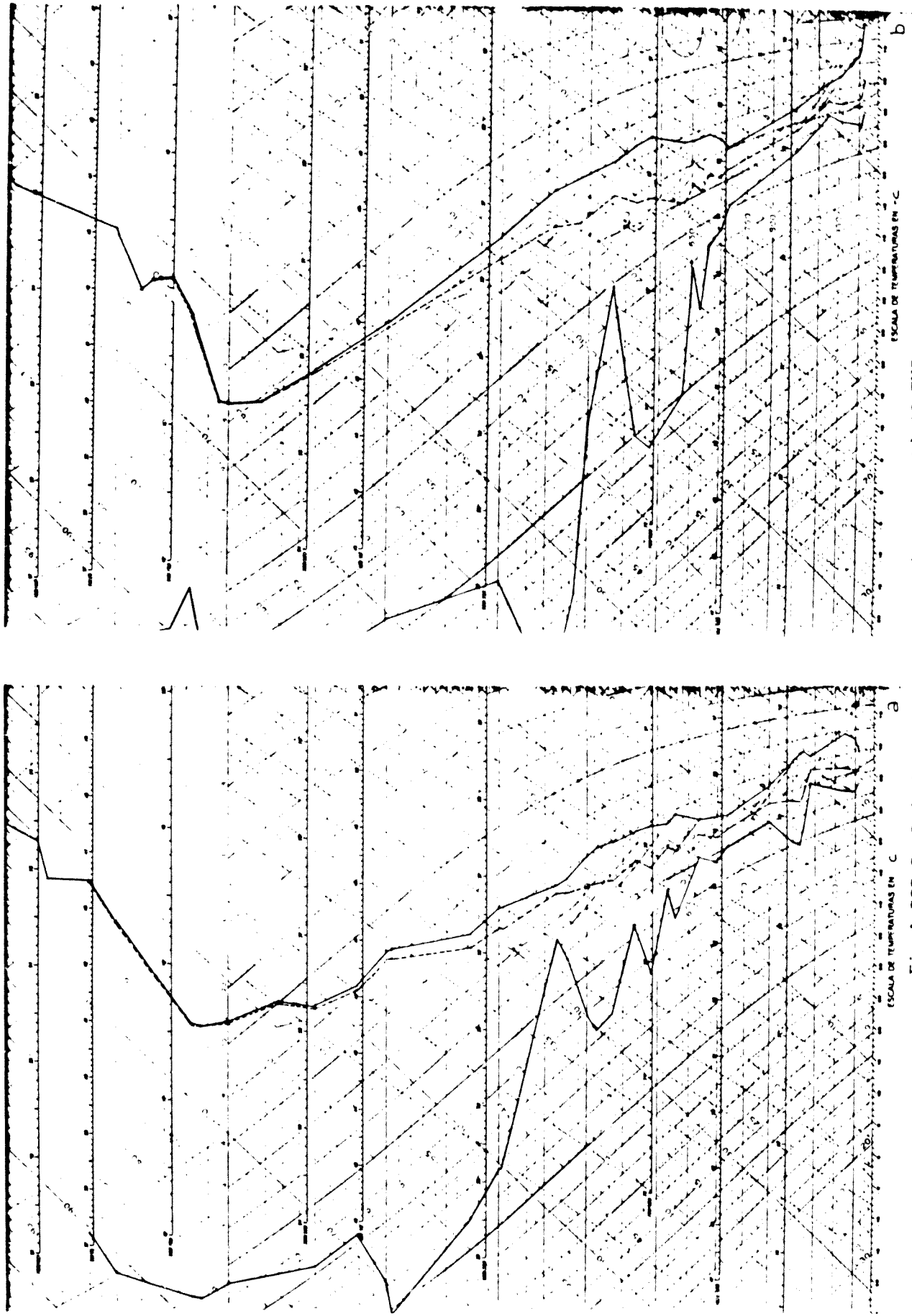
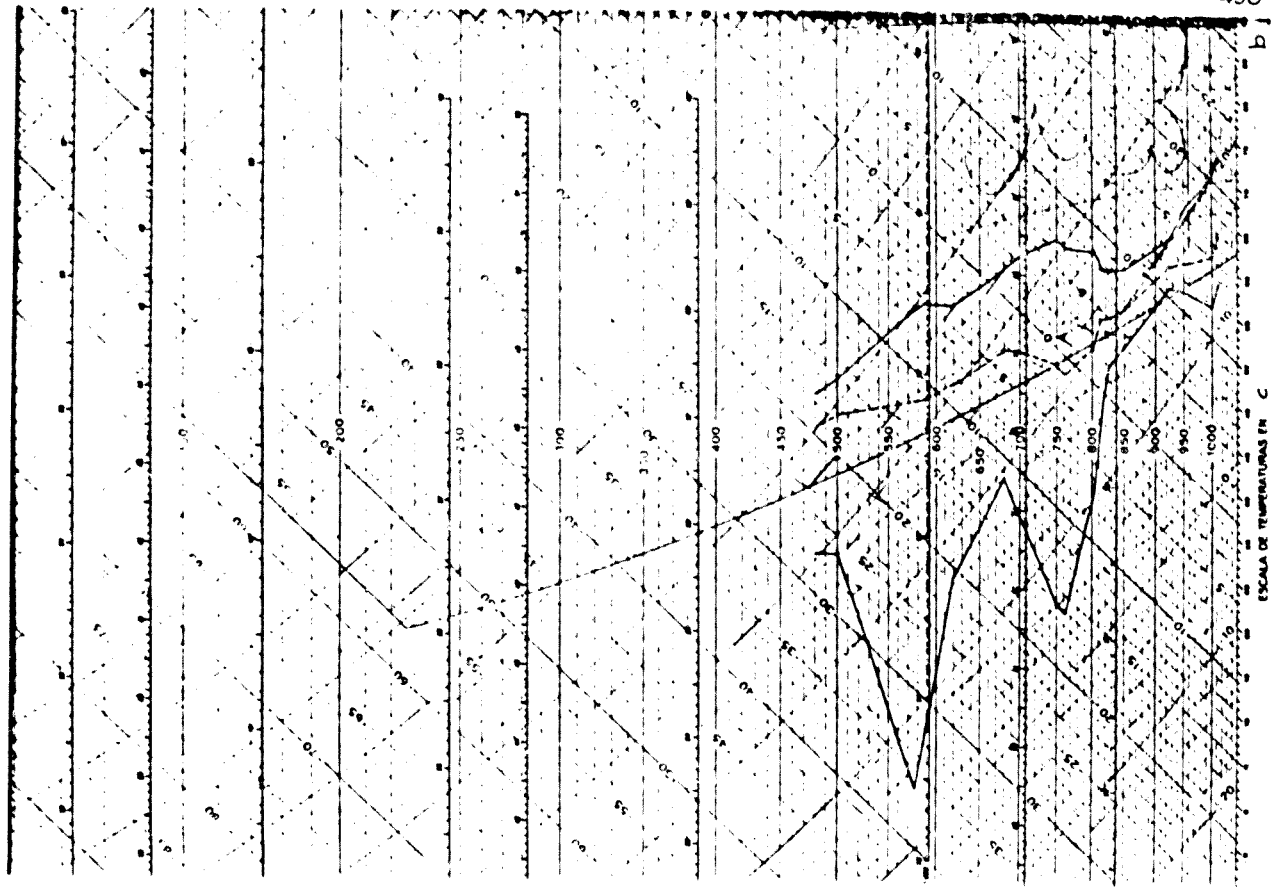
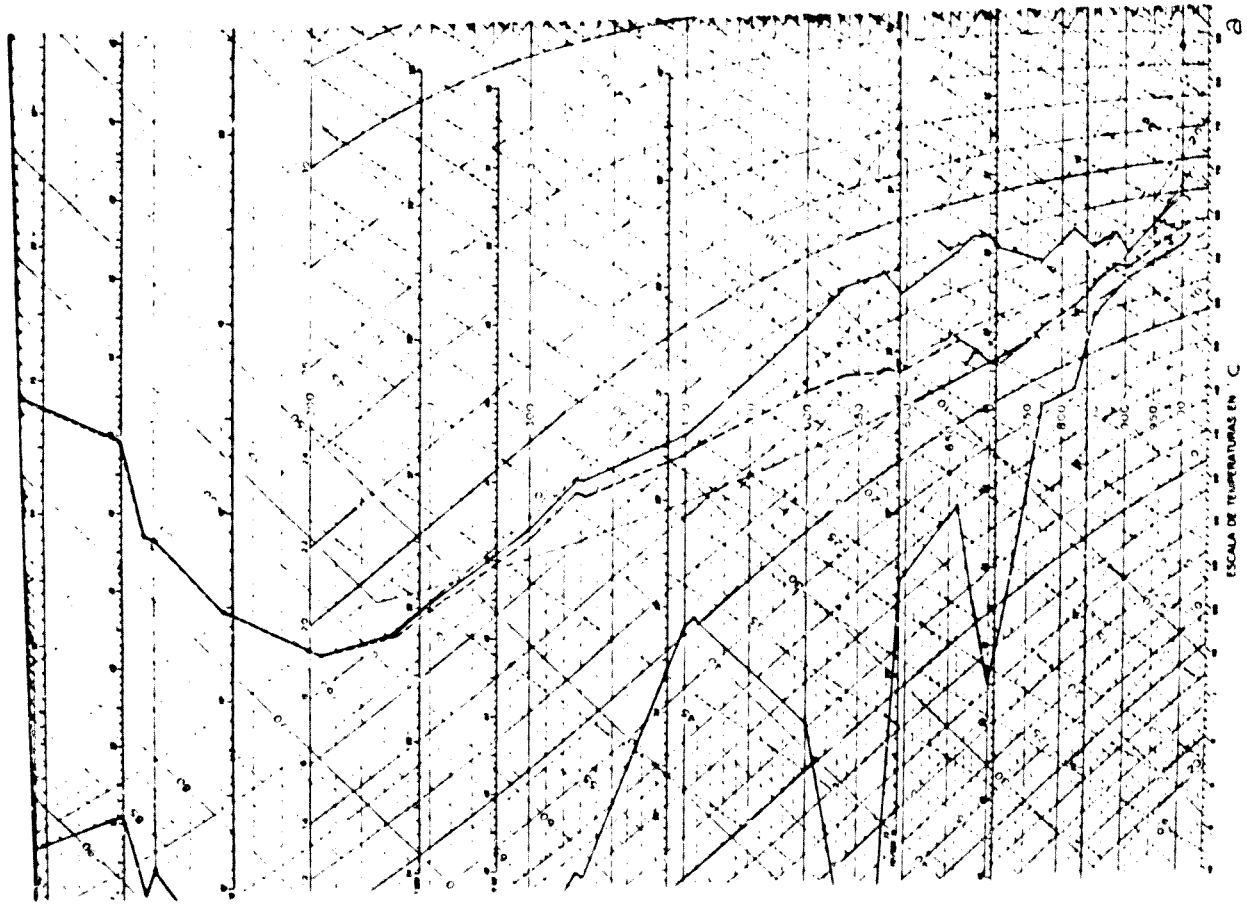


Fig.A.III.9. 8 de Noviembre de 1983. a) 00 TMG, b) 12 TMG



ESCALA DE TEMPERATURAS EN °C

b)



ESCALA DE TEMPERATURAS EN °C

a)

Fig.A.III.10. 9 de Noviembre de 1983. a) 00 TMG, b) 12 TMG



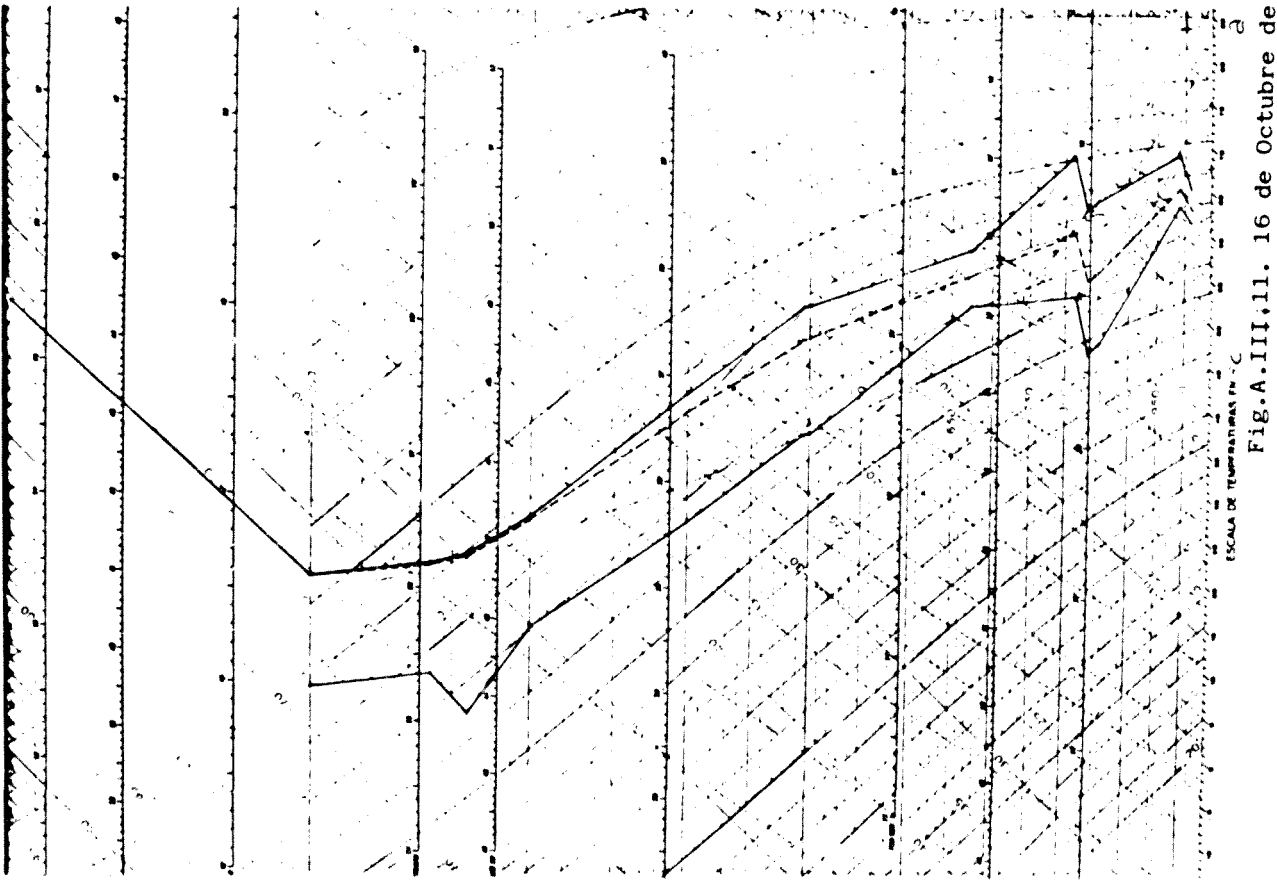
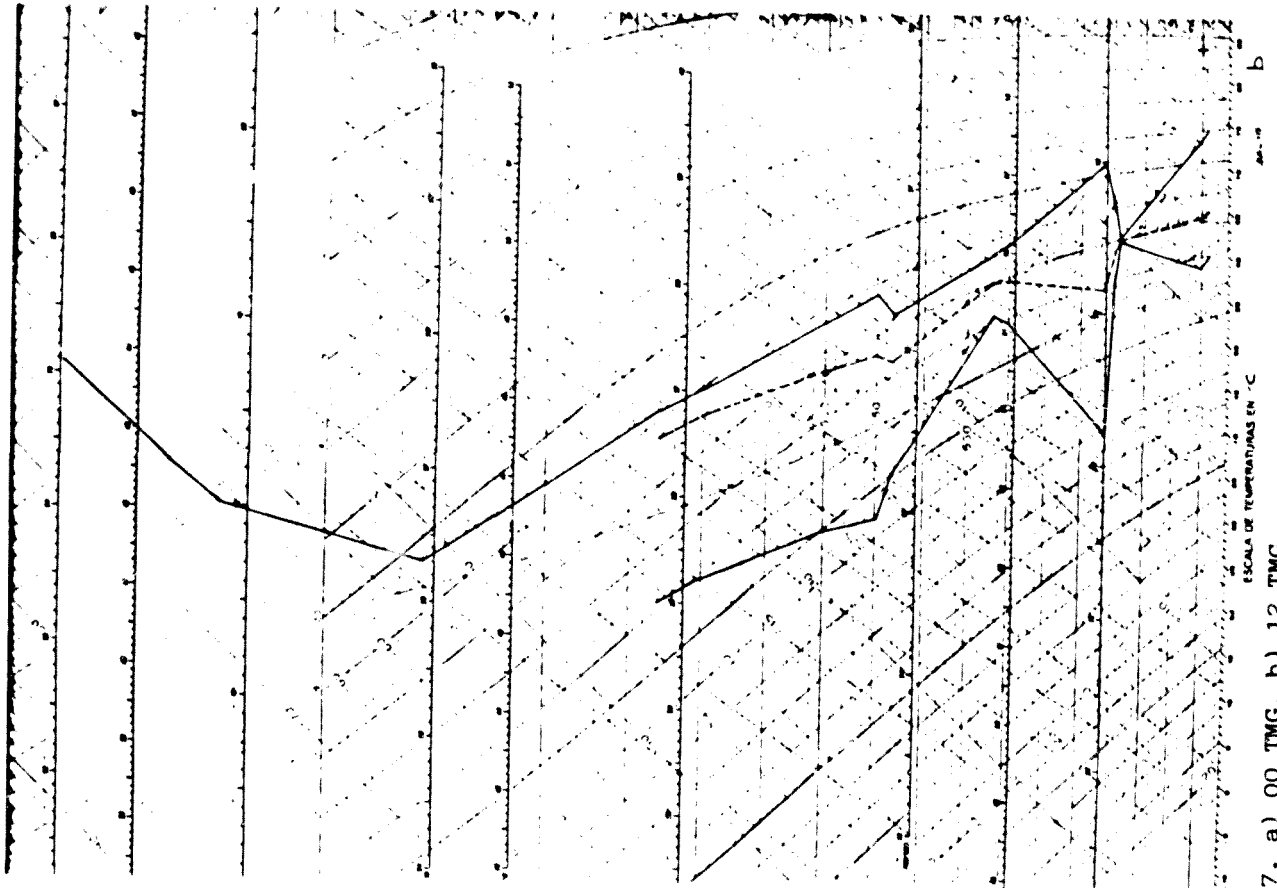


Fig.A.III,11. 16 de Octubre de 1977. a) 00 TMG, b) 12 TMG

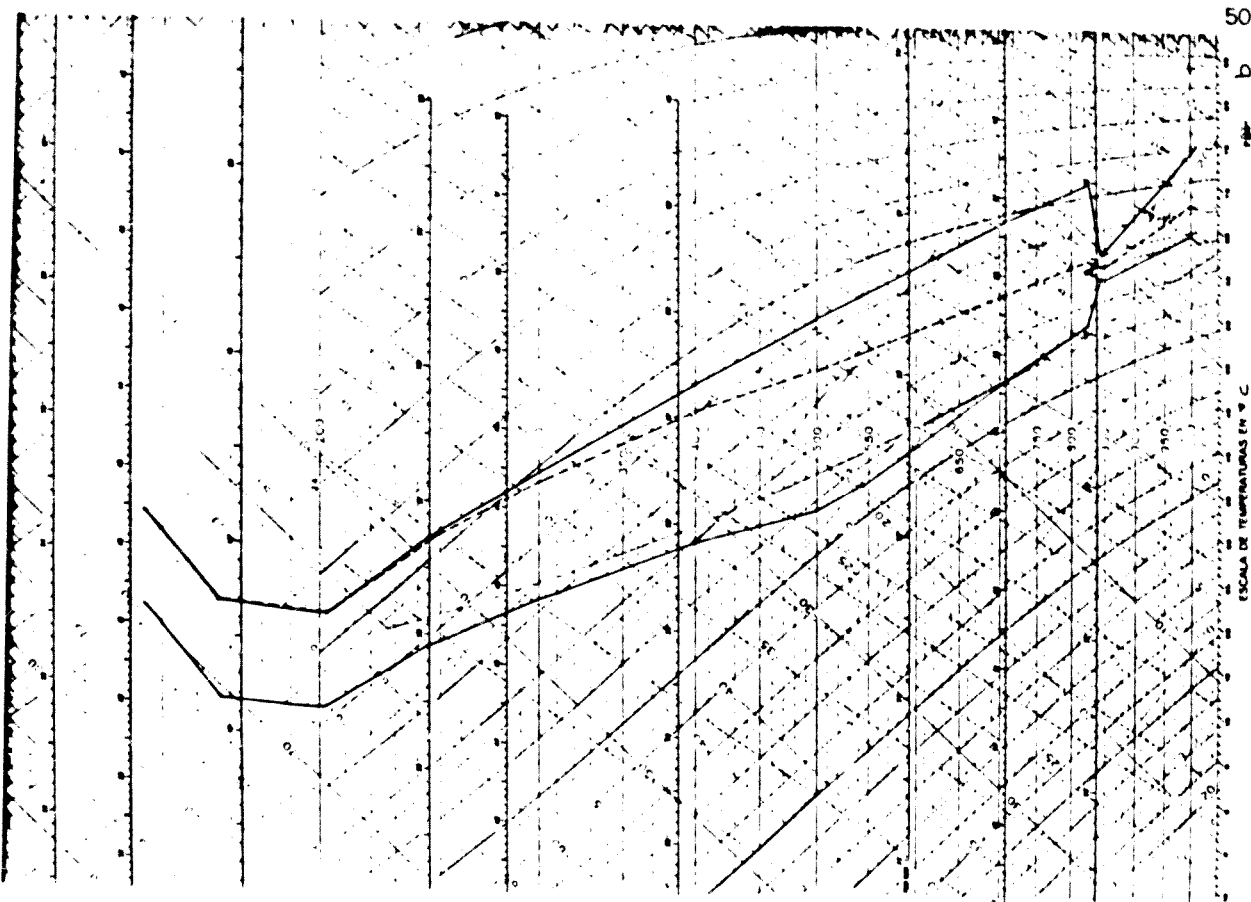
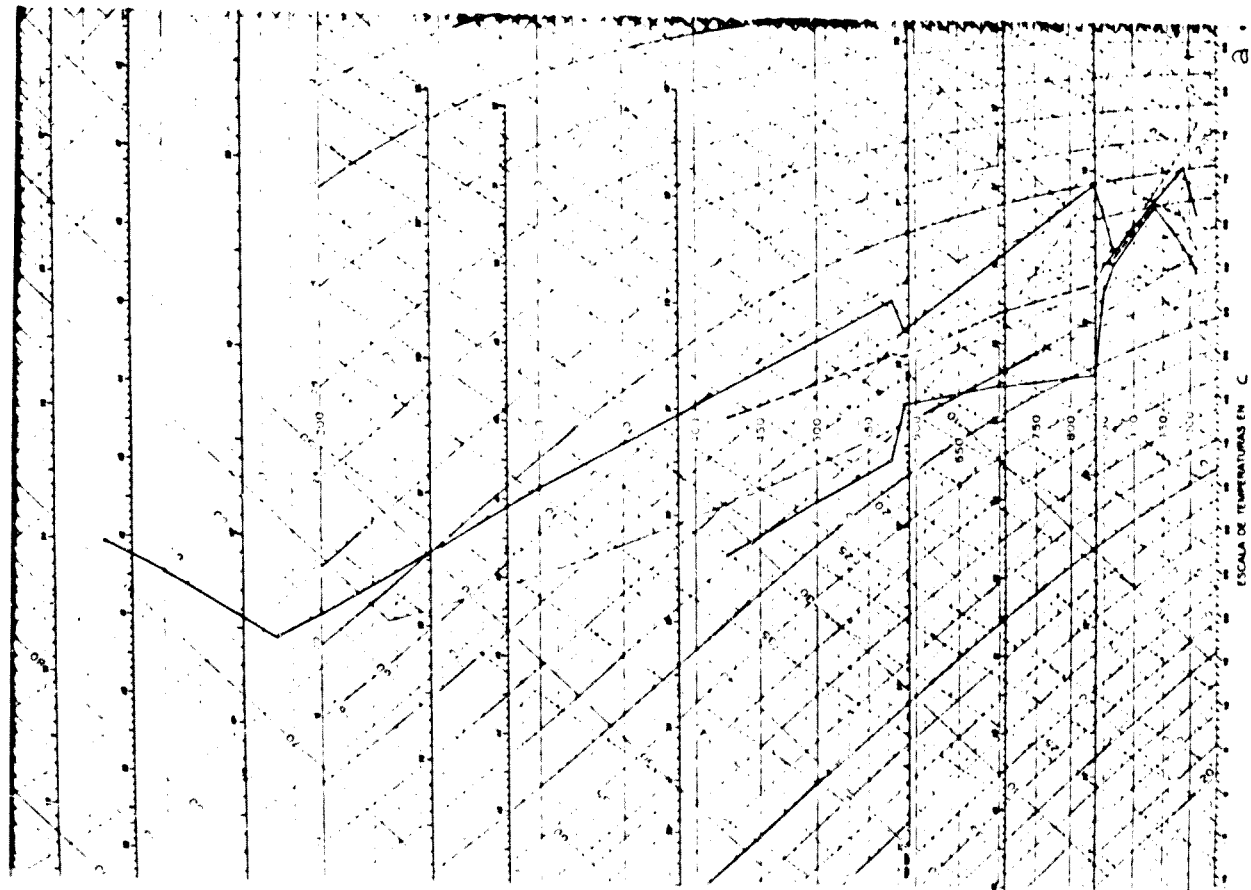


Fig.A.III.12. 17 de Octubre de 1977. a) 00 TMG, b) 12 TMG

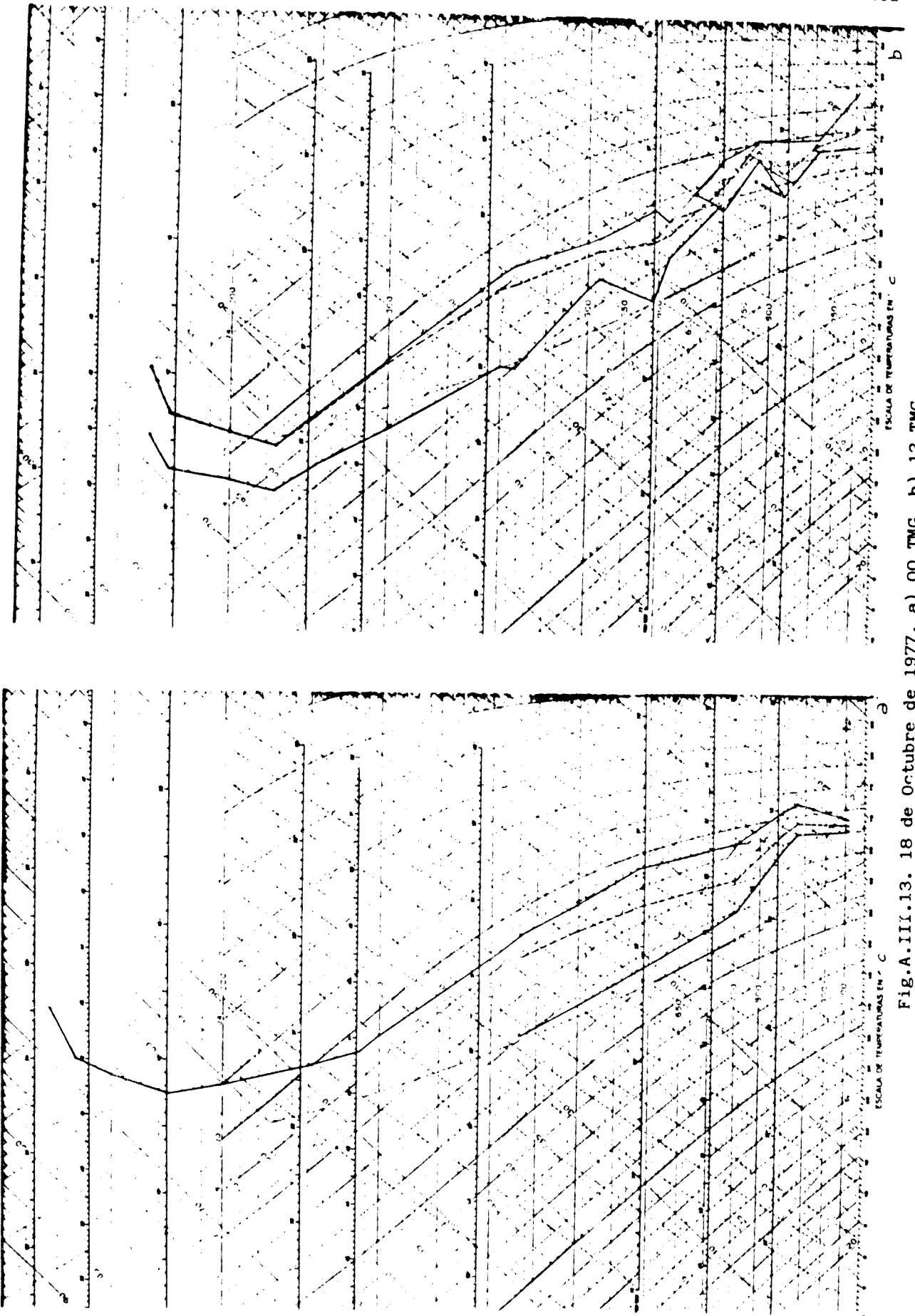


Fig.A.III.13. 18 de Octubre de 1977. a) 00 TMG, b) 12 TMG

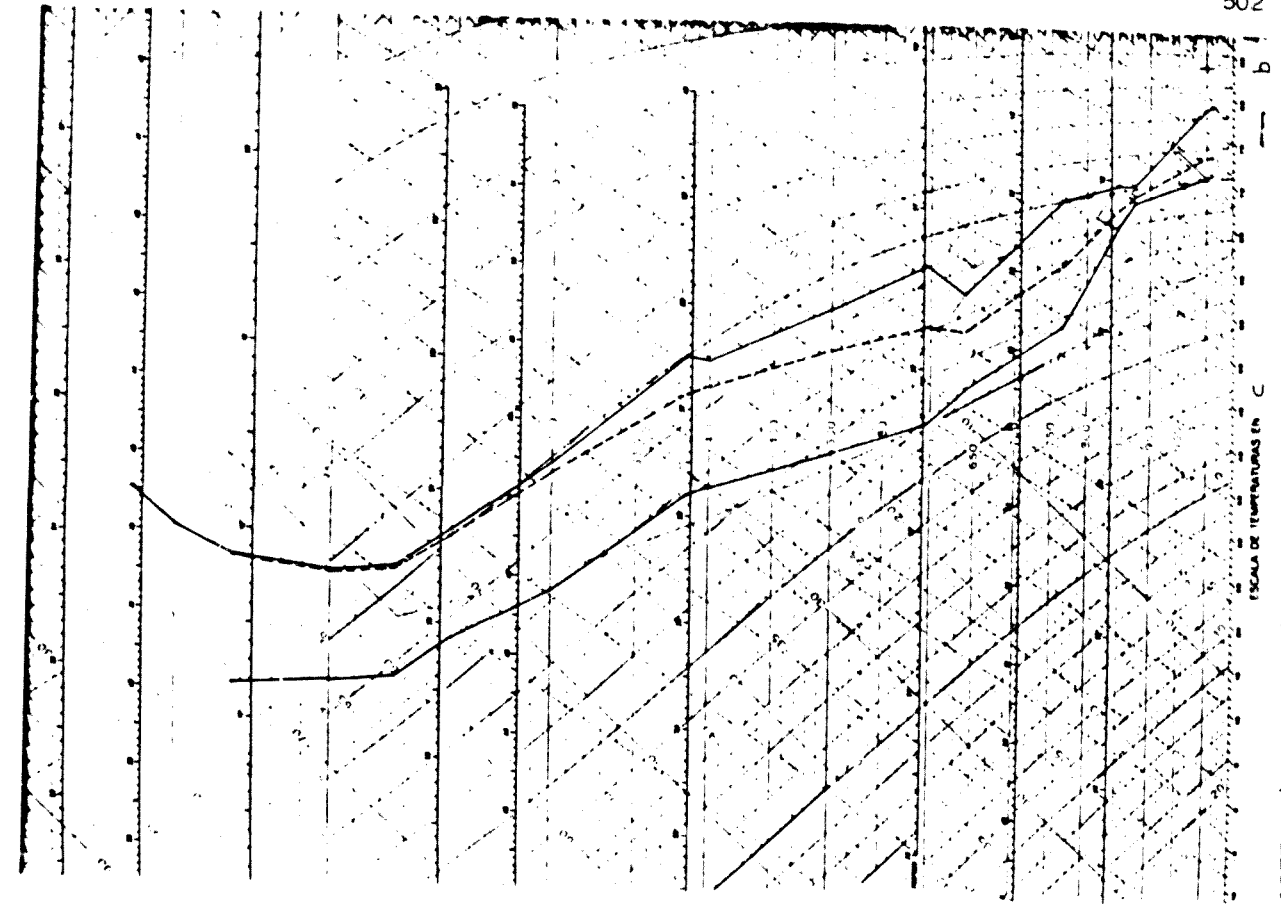
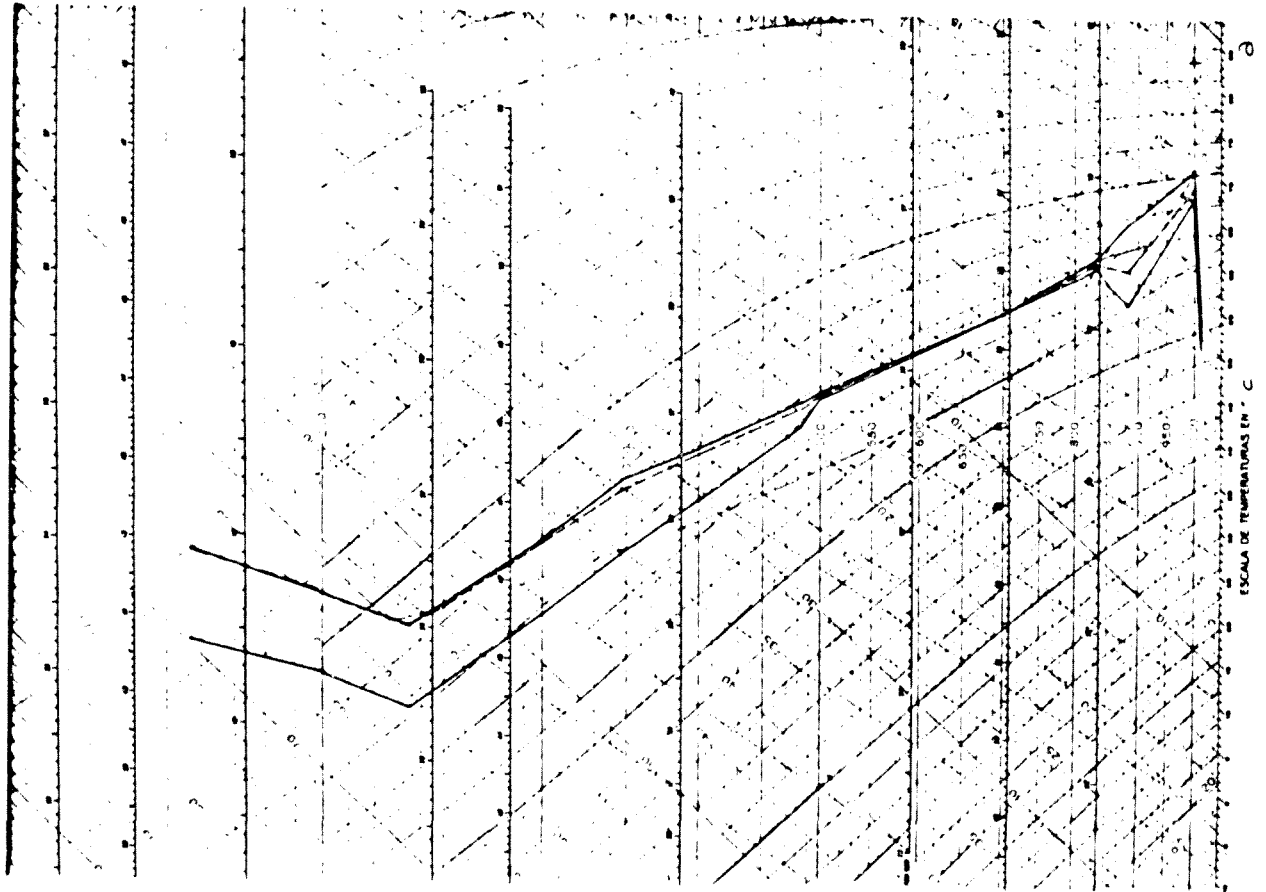


Fig.A.III.14. 19 de Octubre de 1977. a) 00 TMG, b) 12 TMG

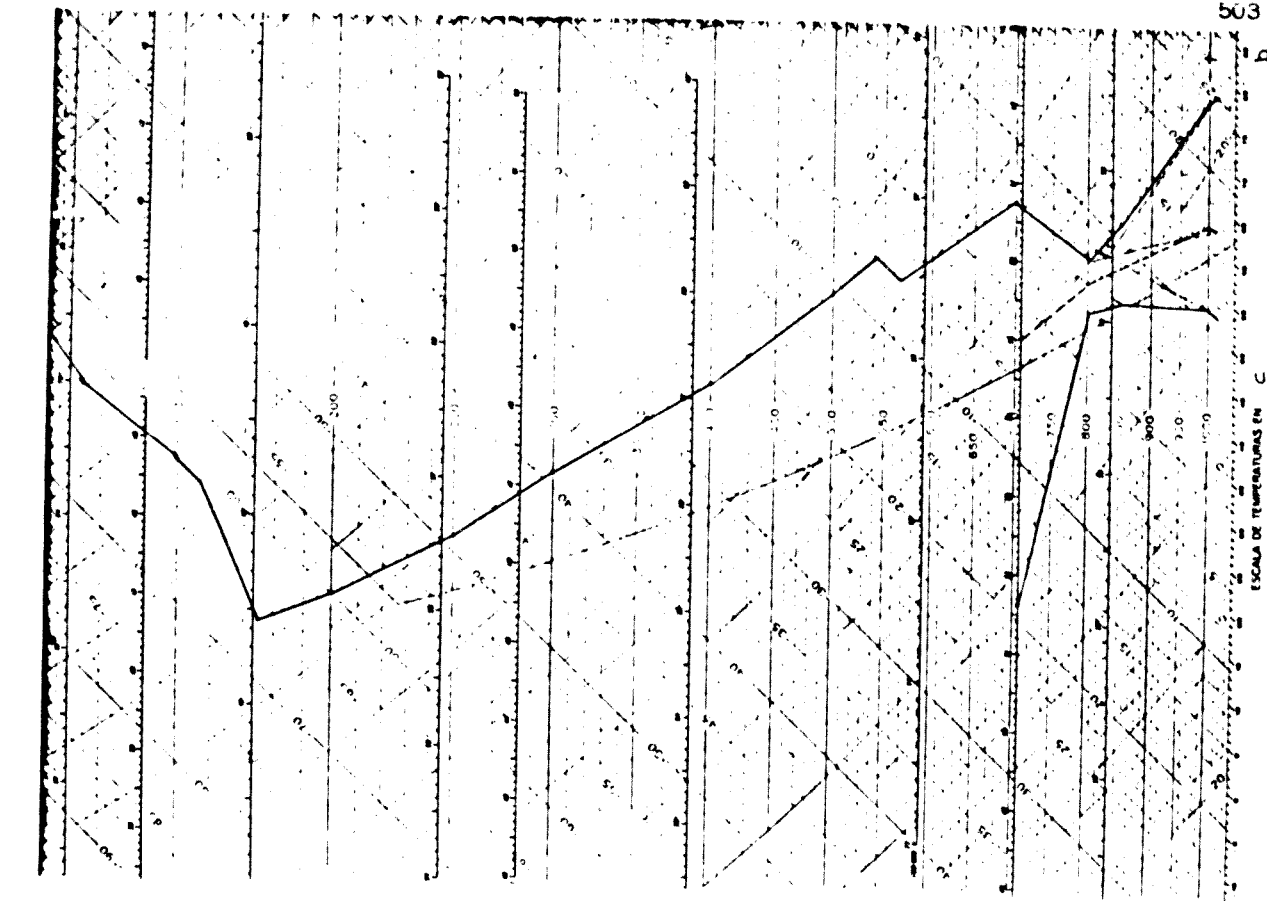
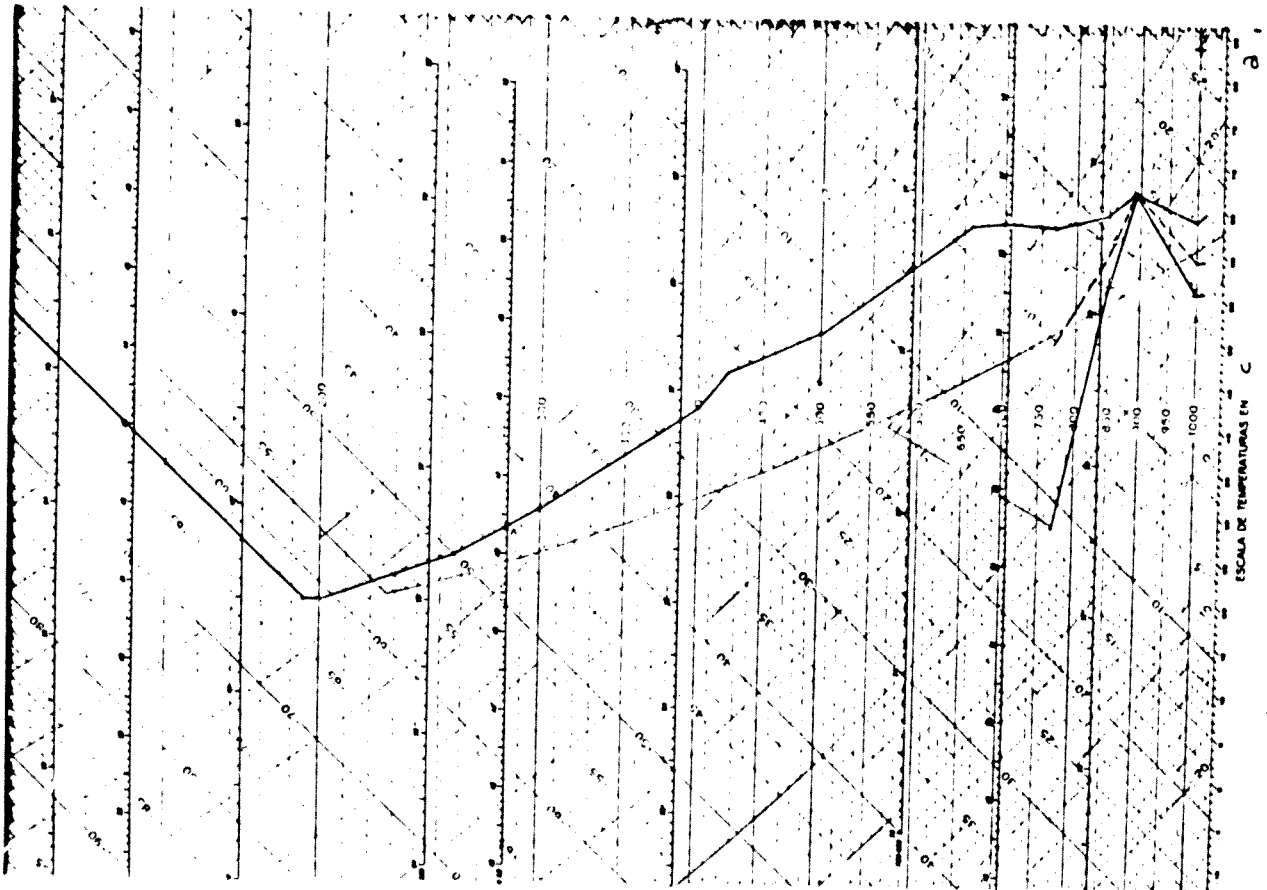


Fig.A.III.15. 18 de Septiembre de 1971. a) 00 TMG, b) 12 TMG

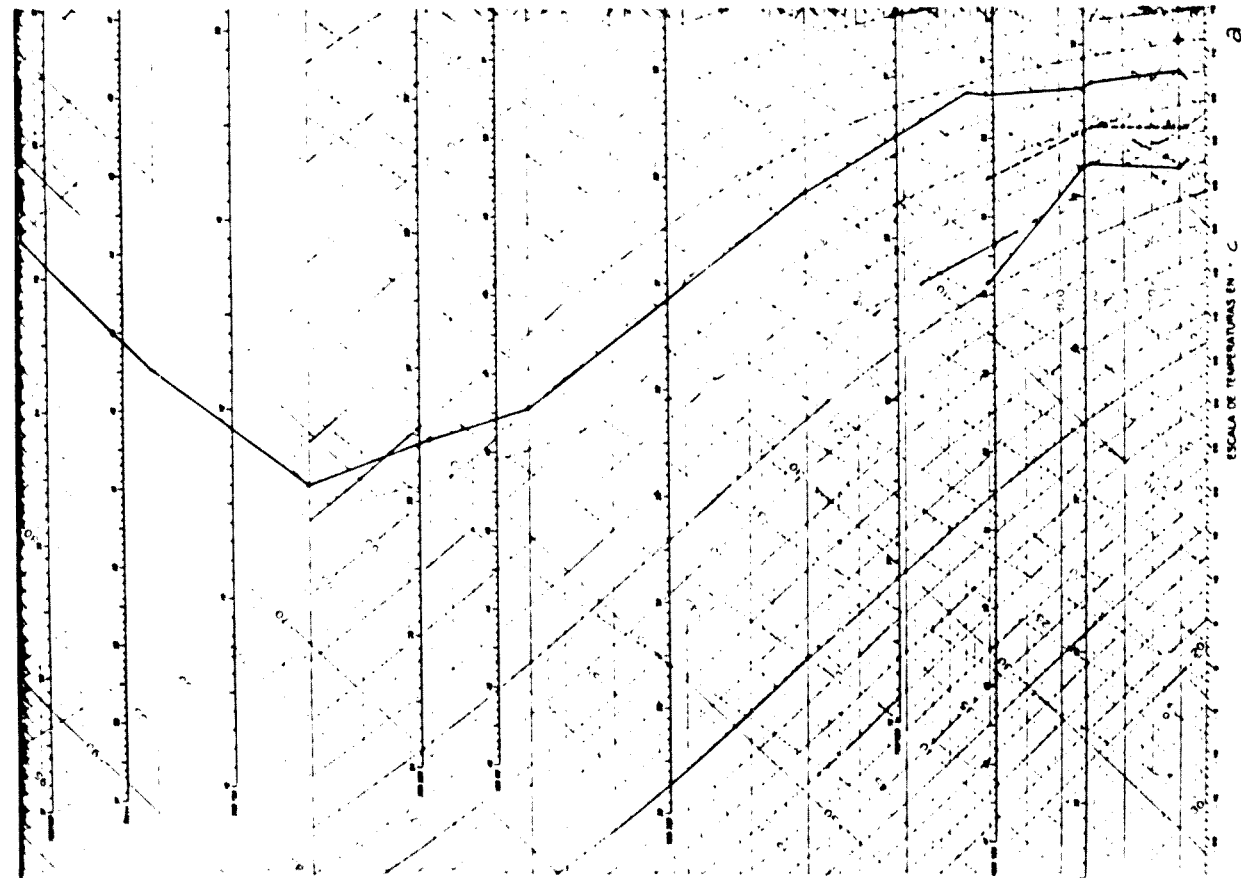
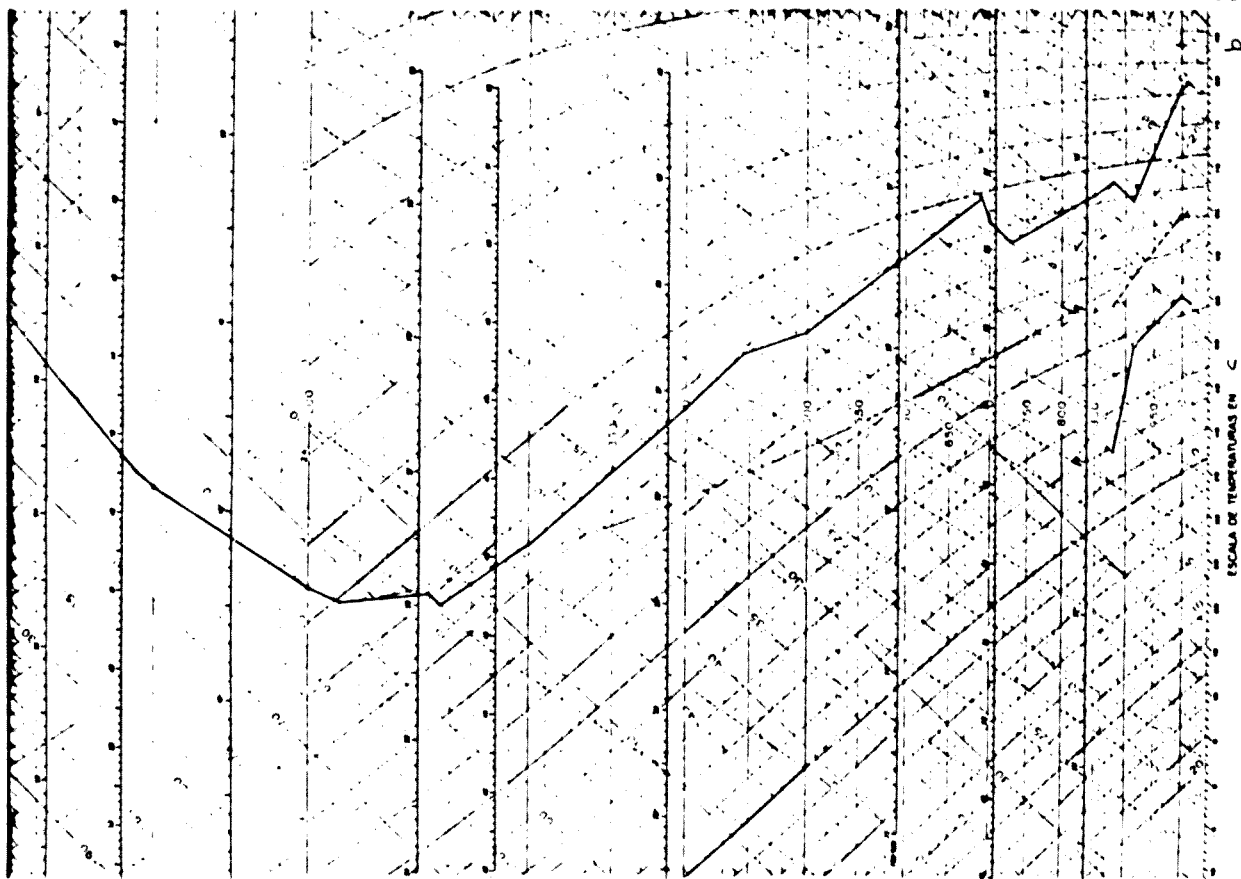


Fig.A.III.16. 19 de Septiembre de 1971. a) 00 TMG, b) 12 TMG

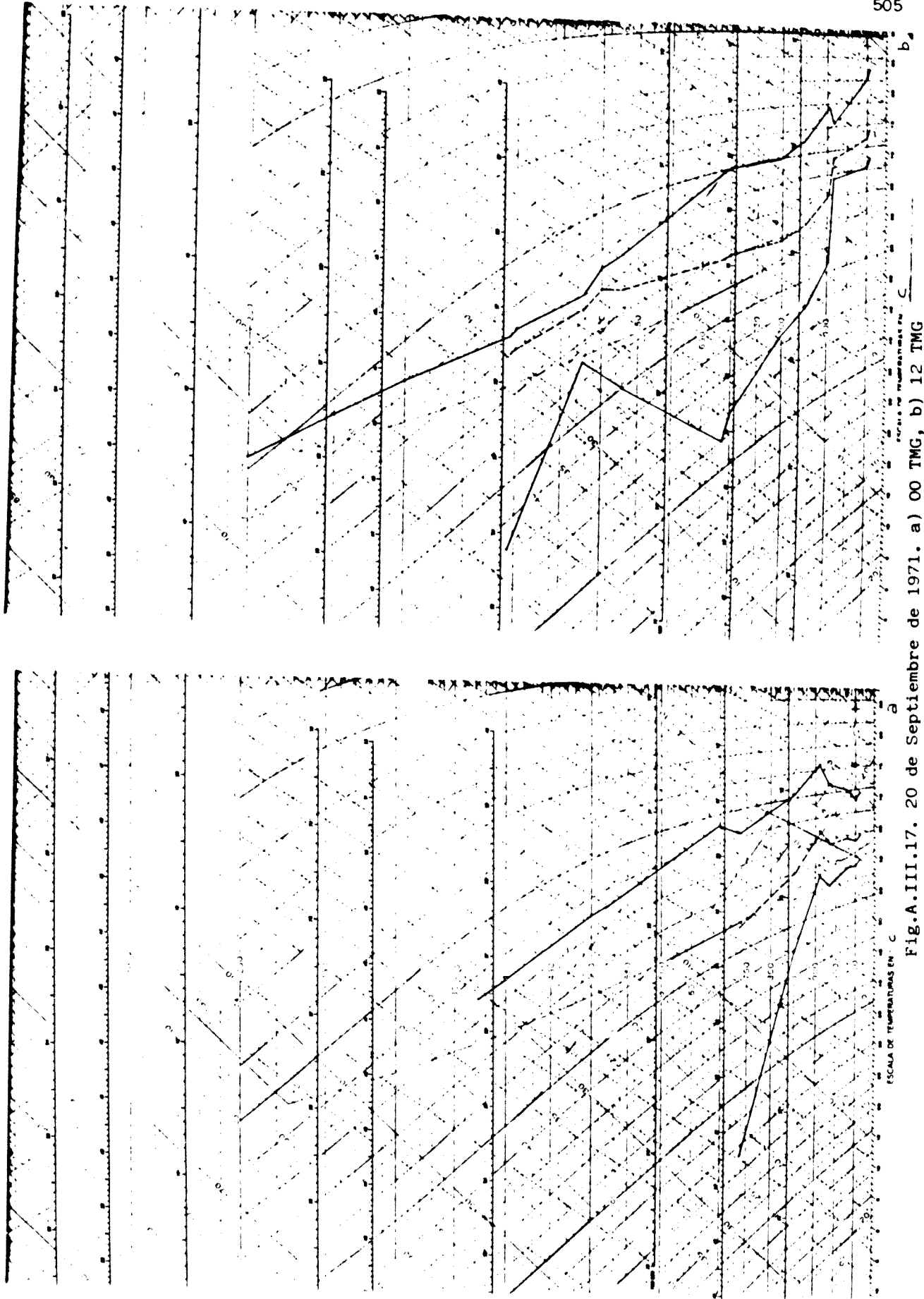


Fig.A.III.17. 20 de Septiembre de 1971. a) 00 TMG, b) 12 TMG

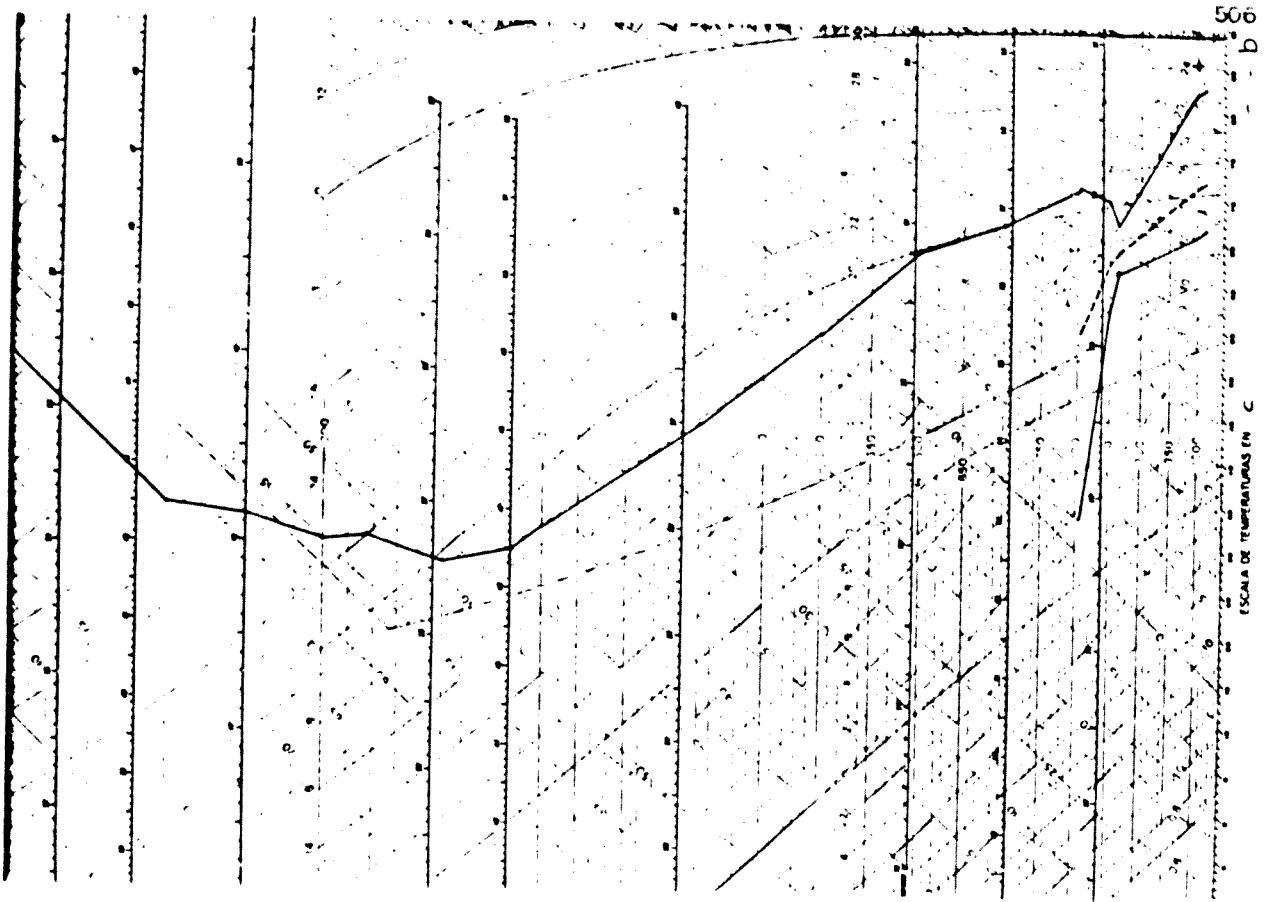
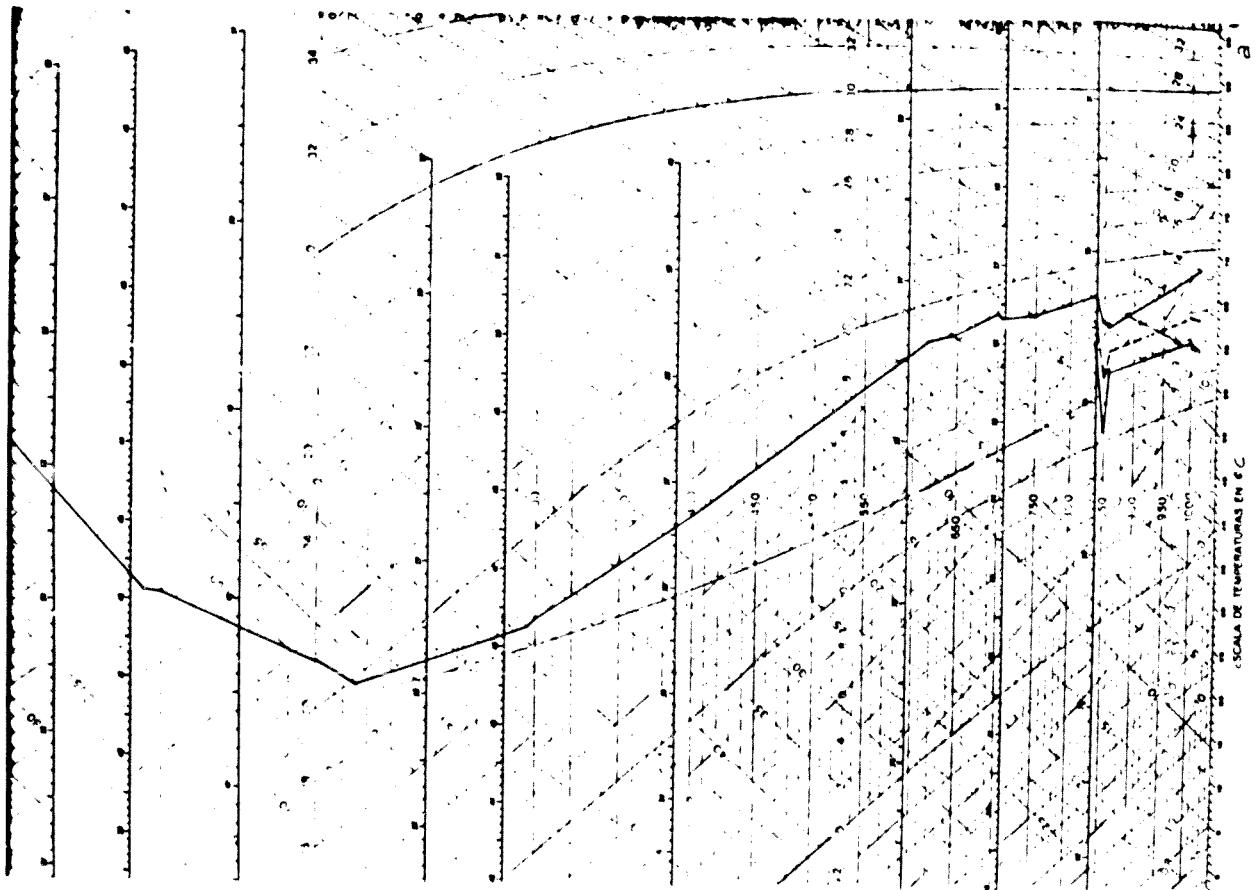


Fig.A.III.18. 23 de Septiembre de 1962. a) 00 TMG, b) 12 TMG

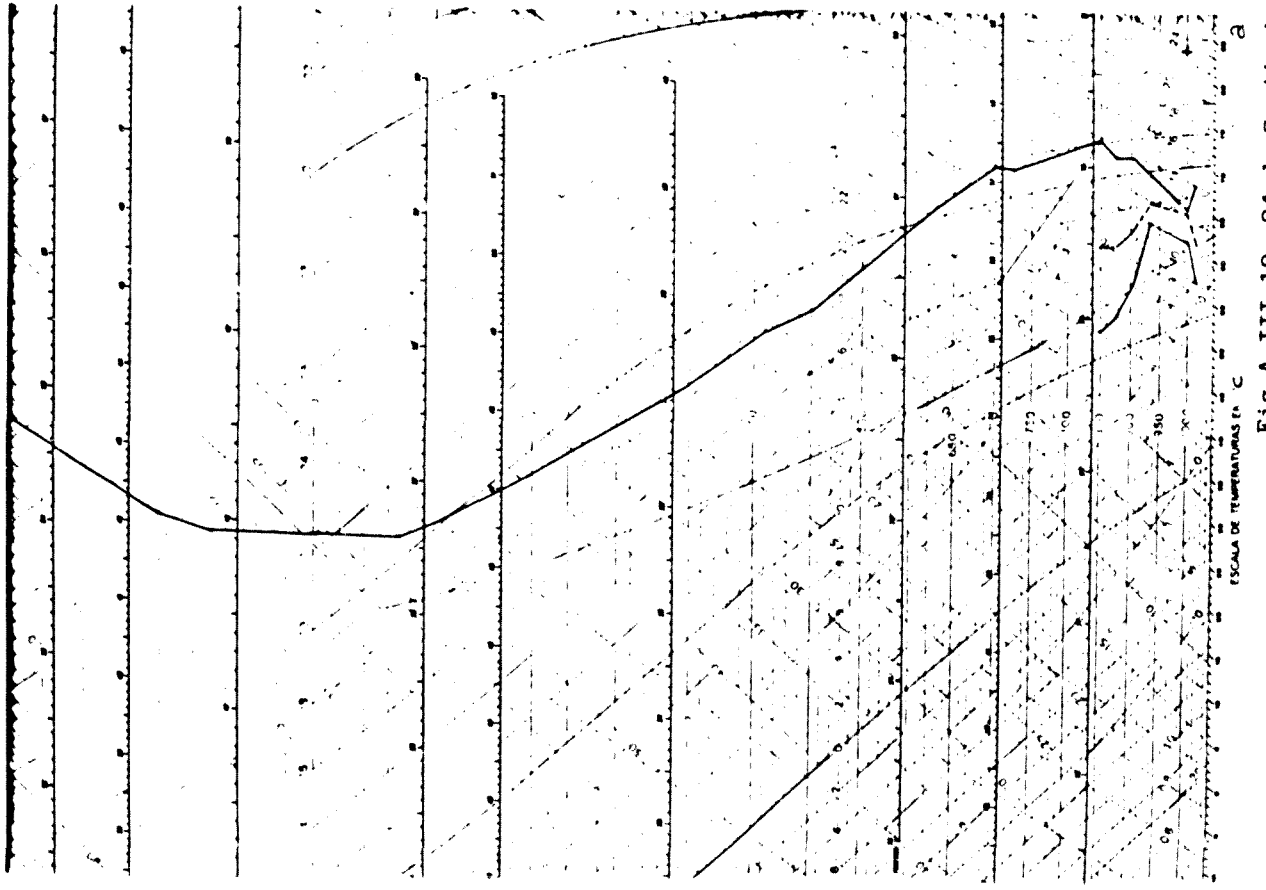
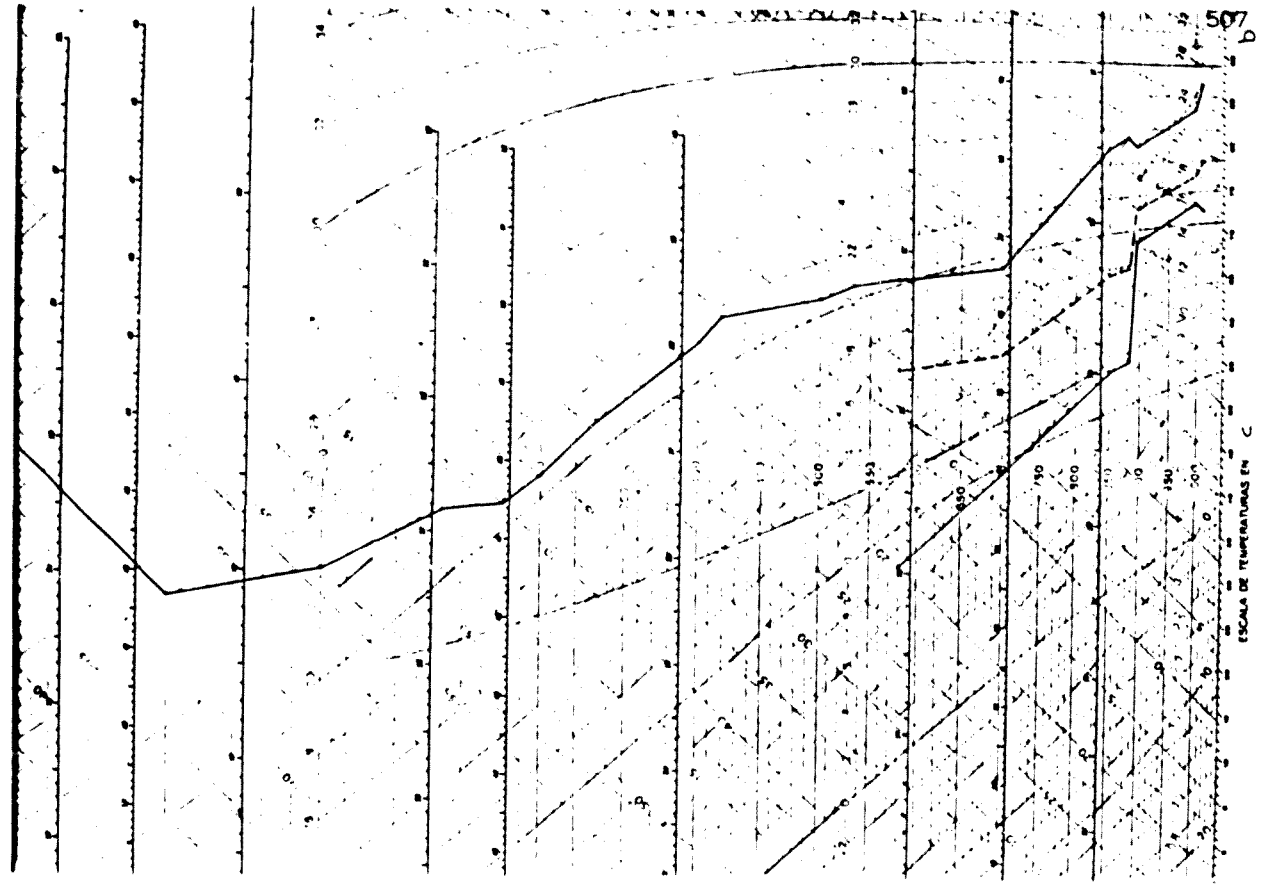


Fig.A.III.19. 24 de Septiembre de 1962. a) 00 TMG, b) 12 TMG

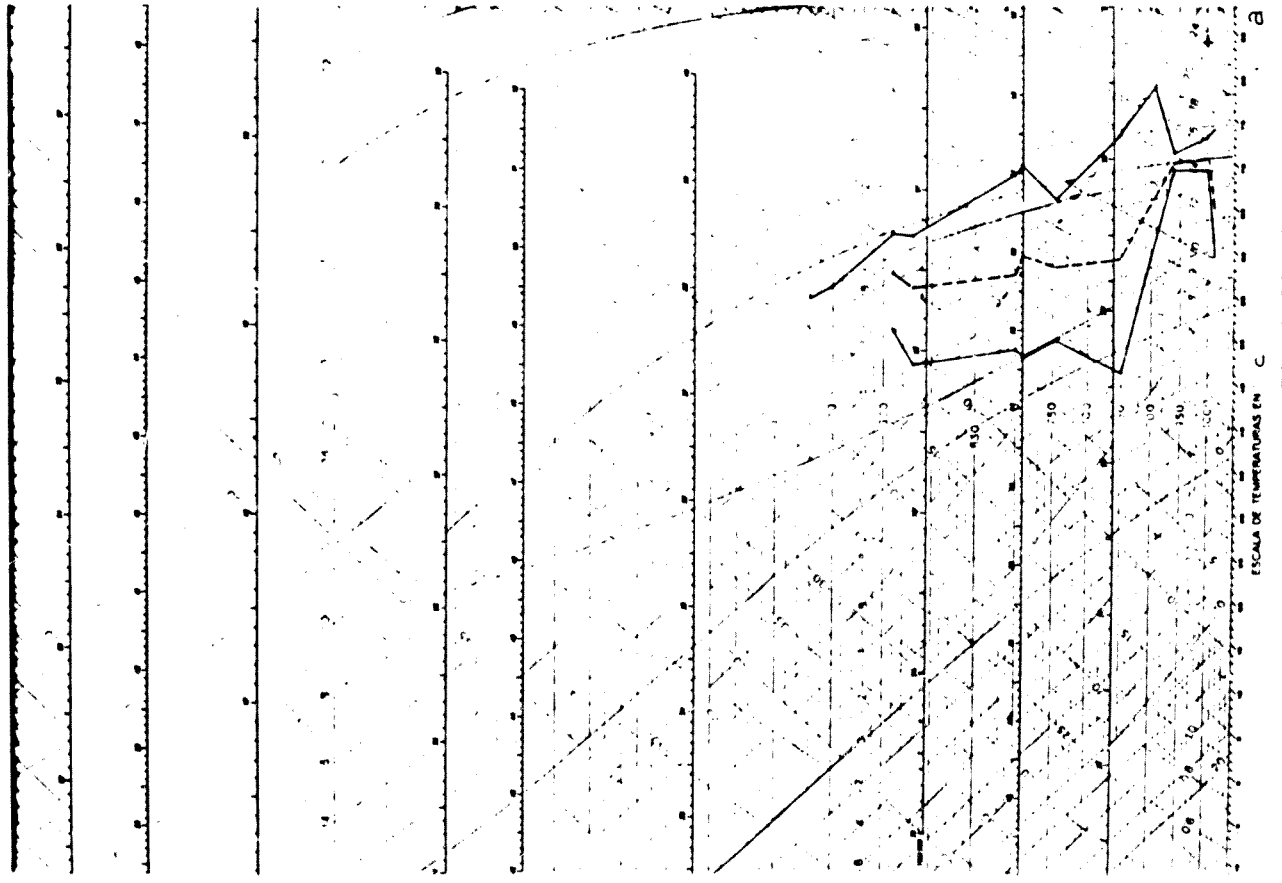
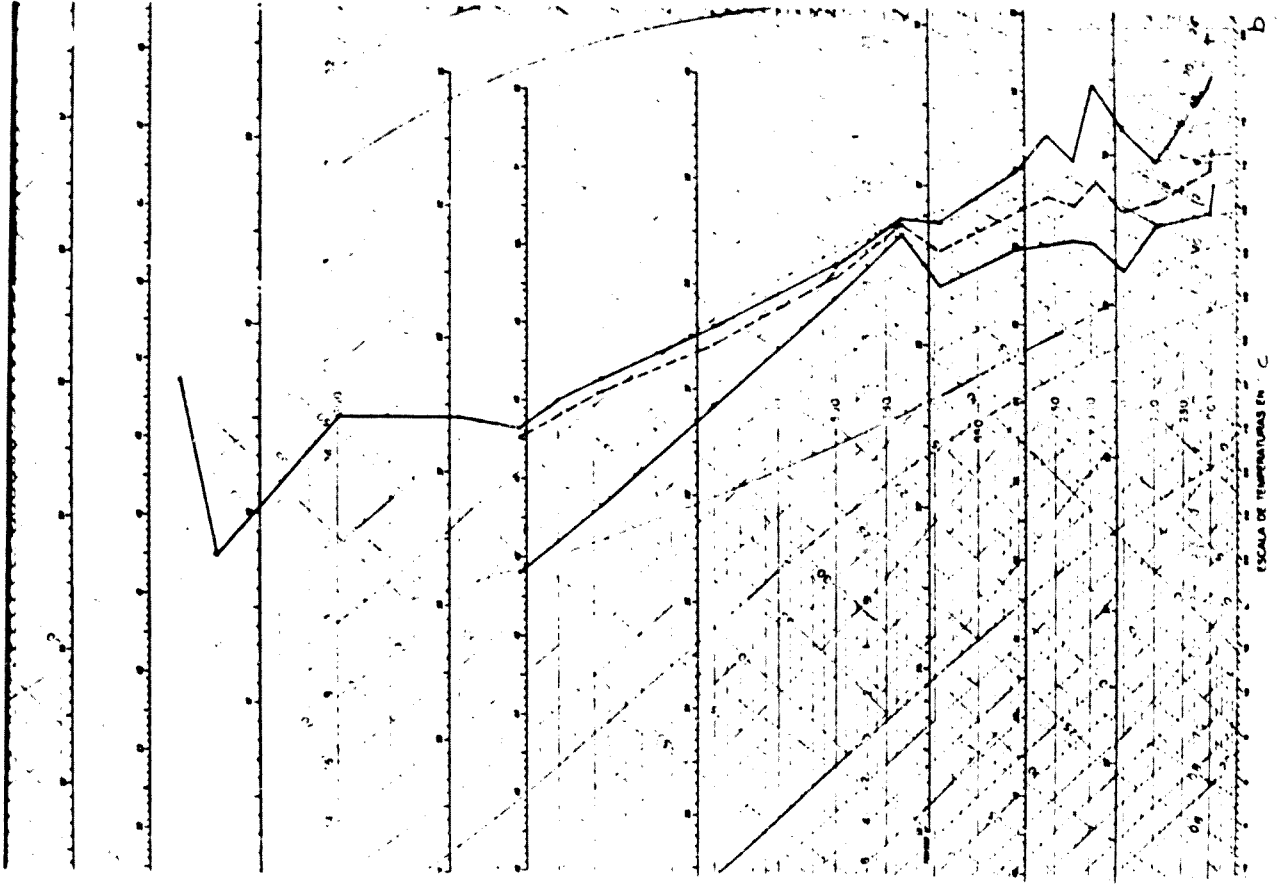


Fig.A.III.20. 25 de Septiembre de 1962. a) 00 TMG, b) 12 TMG

JBS

```

10 PRINT TAB(10);"TRANSCRIPCION RADIOSONDEO" \ PRINT TAB(10);"-----"
20 PRINT "FECHA DEL RADIOSONDEO" \ INPUT F#
30 OPEN F# AS FILE #1
40 DIM #1,S(90,8)
50 FOR I=1 TO 90
60 FOR J=1 TO 8
70 S(I,J)=0
80 NEXT J
90 NEXT I
100 OPEN "LP:" FOR OUTPUT AS FILE #2
110 DIM P(90,8) \ DIM E(90) \ DIM U(90)
120 FOR I=1 TO 90
130 FOR J=1 TO 8
140 P(I,J)=0
150 NEXT J
160 NEXT I
170 DIM X(6)
180 FOR I=1 TO 6
190 X(I)=0
200 NEXT I
210 A=0 \ I=1 \ W=0 \ L=0
220 IF W=1 GO TO 240
230 PRINT "GRUPO A" \ GO TO 250
240 PRINT "GRUPO C"
250 PRINT "NIVEL BARICO FINAL" \ INPUT N1
260 GOSUB 1290
270 X1=I \ A=1
280 PRINT "DATOS TROPOPAUSA. SI(1) D NO(2)" \ INPUT B
290 IF B=2 THEN X2=X1 \ GO TO 350
300 PRINT "NUMERO DE TROPOPAUSAS" \ INPUT C
310 X2=X1+C
320 FOR I=X1+1 TO X2
330 GOSUB 1290
340 NEXT I
350 PRINT "DATOS NIVEL VIENTO MAXIMO" \ INPUT D
360 IF D=2 THEN X3=X2 \ GO TO 420
370 PRINT "NUMERO DE NIVELES" \ INPUT E
380 X3=X2+E
390 FOR I=X2+1 TO X3
400 GOSUB 1290
410 NEXT I
420 IF W=1 GO TO 440
430 PRINT "GRUPO B" \ GO TO 450
440 PRINT "GRUPO D"
450 PRINT "NIVEL BARICO FINAL" \ INPUT N2
460 GOSUB 1390
470 X4=I
475 PRINT "HAY DATOS NIVELES DE VIENTO NOTABLES" \ INPUT V#
476 IF V#="NO" THEN X5=X4 \ GO TO 510
480 PRINT "NIVEL BARICO FINAL" \ INPUT N3
490 GOSUB 1450
500 X5=I
510 IF W=1 GO TO 750
520 A1=1
530 PRINT "DATOS RELATIVOS A 250 mb" \ INPUT F
540 IF F=2 THEN X6=X5 \ GO TO 570
550 I=I+1 \ X6=X5+1
560 GOSUB 1290
570 PRINT "DATOS RELATIVOS A 1000 mb" \ INPUT G
580 IF G=2 THEN X7=X6 \ GO TO 610
590 P(I+1,2)=1000 \ X7=X6+1
600 GOSUB 1450
610 PRINT "DATOS RELATIVOS A 800 mb" \ INPUT H
620 IF H=2 THEN X8=X7 \ GO TO 650
630 X8=X7+1
640 GOSUB 1450
650 PRINT "DATOS RELATIVOS A 600 mb" \ INPUT M
660 IF M=2 THEN X9=X8 \ GO TO 690
670 X9=X8+1
680 GOSUB 1450
690 I=I+1
700 Y1=X1 \ Y2=X2 \ Y3=X3 \ Y4=X4 \ Y5=X5 \ Y6=X6 \ Y7=X7 \ Y8=X8 \ Y9=X9
710 B1=B \ D1=D \ A=0 \ W=1 \ A1=0
720 PRINT "HAY DATOS POR ENCIMA DE 100 MR" \ INPUT L#
730 IF L#="NO" THEN L=1 \ Z5=Y9 \ GO TO 760
740 GO TO 220
750 Z1=X1 \ Z2=X2 \ Z3=X3 \ Z4=X4 \ Z5=X5
760 REM ORDENACION POR INSERCIÓN

```

```

770 R=1
780 IF B1=2 GO TO 810
790 Y=Y1+1 \ Z=Y2
800 GOSUB 1520
810 IF D1=2 GO TO 840
820 Y=Y2+1 \ Z=Y3
830 GOSUB 1520
840 Y=Y3+1 \ Z=Y4
850 GOSUB 1520
860 Y=Y4+1 \ Z=Y5
870 GOSUB 1520
880 IF F=2 GO TO 910
890 Y=Y5+1 \ Z=Y5+1
900 GOSUB 1520
910 IF G=2 GO TO 940
920 Y=Y6+1 \ Z=Y6+1
930 GOSUB 1520
940 IF H=2 GO TO 970
950 Y=Y7+1 \ Z=Y7+1
960 GOSUB 1520
970 IF M=2 GO TO 1010
980 Y=Y8+1 \ Z=Y8+1
990 GOSUB 1520
1000 IF L=1 THEN 1120
1010 R=Y9+1
1020 IF B=2 GO TO 1050
1030 Y=Z1+1 \ Z=Z2
1040 GOSUB 1520
1050 IF D=2 GO TO 1080
1060 Y=Z2+1 \ Z=Z3
1070 GOSUB 1520
1080 Y=Z3+1 \ Z=Z4
1090 GOSUB 1520
1100 Y=Z4+1 \ Z=Z5
1110 GOSUB 1520
1120 GOSUB 1680
1130 REM TABULACION DATOS
1140 PRINT #2,TAB(5);" PRESION";TAB(20);" GEOPOTENCIAL";TAB(35);" TEMPERATURA";
1150 PRINT #2,TAB(50);" DEP.FTO.ROCIO";TAB(65);" DIR.VIENTO";TAB(80);" VEL.VIENTO";
1160 PRINT #2,TAB(95);" T.PTG.ROCIO";TAB(110);" T.TER.HUMEDO"
1170 PRINT #2,"
1180 PRINT #2,"-----"
1190 PRINT #2
1200 FOR I=1 TO Z
1210 FOR J=1 TO 7
1220 PRINT #2,TAB(5+15*(J-1));P(I,J);
1230 S(I,J)=P(I,J)
1240 NEXT J
1250 PRINT #2,TAB(110);P(I,8)
1260 S(I,8)=P(I,8)
1270 NEXT I
1280 GO TO 1810
1290 PRINT 'PRESION' \ INPUT P(I,1)
1300 PRINT 'GEOPOTENCIAL' \ INPUT P(I,2)
1310 PRINT 'TEMPERATURA' \ INPUT P(I,3)
1320 PRINT 'DEPRESION PTO. ROCIO' \ INPUT P(I,4)
1330 PRINT 'DIRECCION VIENTO' \ INPUT P(I,5)
1340 PRINT 'VELOCIDAD VIENTO' \ INPUT P(I,6)
1350 IF A=1 GO TO 1380
1360 IF P(I,1)<=N1 GO TO 1380
1370 I=I+1 \ GO TO 1290
1380 RETURN
1390 I=I+1
1400 PRINT 'PRESION' \ INPUT P(I,1)
1410 PRINT 'TEMPERATURA' \ INPUT P(I,3)
1420 PRINT 'DEPRESION PTO. ROCIO' \ INPUT P(I,4)
1430 IF P(I,1)>N2 GO TO 1390
1440 RETURN
1450 I=I+1
1460 PRINT 'PRESION' \ INPUT P(I,1)
1470 PRINT 'DIRECCION VIENTO' \ INPUT P(I,5)
1480 PRINT 'VELOCIDAD VIENTO' \ INPUT P(I,6)
1490 IF A1=1 GO TO 1510
1500 IF P(I,1)>N3 GO TO 1450
1510 RETURN
1520 S=R
1530 FOR I=Y TO Z
1540 IF P(S,1)>P(I,1) THEN 1640
1550 FOR J=1 TO 6
1560 X(J)=P(I,J)
1570 FOR K=I TO S+1 STEP -1
1580 P(K,J)=P(K-1,J)
1590 NEXT K

```

```

1600 P(S,J)=X(J)
1610 NEXT J
1620 S=S+1
1630 GO TO 1660
1640 S=S+1
1650 IF S<=I-1 GO TO 1540
1660 NEXT I
1670 RETURN
1680 FOR I=1 TO 25
1690 IF P(I,4)=0 GO TO 1790
1700 P(I,7)=P(I,3)-P(I,4)
1710 DEF FNE(T)=6.1*10-7(7.45*T/(234.07+T))
1720 T1=P(I,7)
1730 T2=P(I,7)
1740 E(I)=FNE(T2)-(P(I,1)*P(I,3)-T2)/1550
1750 IF FNE(T1)-E(I)<=0 GO TO 1780
1760 T2=T2+.1
1770 GO TO 1740
1780 F(I,8)=12
1790 NEXT I
1800 RETURN
1810 PRINT 'ALGUN DATO INCORRECTO' \ INPUT A$
1820 IF A$="NO" GO TO 1880
1830 PRINT 'FILAS' \ INPUT I
1840 PRINT 'COLUMNAS' \ INPUT J
1850 PRINT 'INTRODUCIR VALOR CORRECTO' \ INPUT D
1860 S(I,J)=D
1870 GO TO 1810
1880 CLOSE
1890 END

```

BUENO

```

10 REM dibujo de los diagramas de masa de aire
20 PRINT 'FECHA DEL RADIOSONDEO' \ INPUT F$
30 OPEN F$ AS FILE #1
80 DIM #1,S(90,8)
90 DIM S1(90) \ DIM S2(90)
100 I=1
110 IF S(I,1)=300 THEN N=I \ GO TO 170
120 IF S(I,1)=0 THEN N=I \ GO TO 170
130 I=I+1 \ GO TO 110
170 REM calculo de la temperatura pseudopotencial
180 DEF FNE(T)=6.1*10-7(7.45*T/(234.07+T))
190 R3=287.05 \ C3=1005 \ C4=1850 \ L=2.5*10-6 \ C=4.18*10-3
191 REM calculo de la isotermas de 0
192 P=500 \ T=0 \ I=0
193 GOSUB 997
194 W=S
195 PRINT W
199 REM calculo de la temperatura pseudopotencial para la curva (P,T)
200 FOR I=3 TO N
205 IF S(I,3)=0 GO TO 240
210 P=S(I,1) \ T=S(I,3)
220 GOSUB 997
230 S1(I)=S
240 NEXT I
250 S1(2)=S(2,3)
255 REM calculo de la temperatura pseudopotencial para la curva (P,T')
260 FOR I=3 TO N
265 IF S(I,8)=0 GO TO 300
270 P=S(I,1) \ T=S(I,8)
280 GOSUB 997
290 S2(I)=S
300 NEXT I
310 S2(2)=S(2,8)
400 REM dibujo de las curvas
410 REM escalas A1=XMIN, A2=XMAX, B1=YMIN, B2=YMAX
420 A1=-10*100 \ A2=30*100 \ B1=0 \ B2=700*10
430 S$="IN;IP1000,1000,9900,6700;" \ GOSUB 2000
440 S$="FT.6" \ GOSUB 2000
450 S$="SC"+STR$(A1)+", "+STR$(A2)+", "+STR$(B1)+", "+STR$(B2)+";" \ GOSUB 2000
460 REM eJes
470 S$="PA"+STR$(A1)+", "+STR$(B1)+";PD;PA"+STR$(A2)+", "+STR$(B1)+";PU;" \ GOSUB 2000
480 GO TO 500
490 S$="SR1,2,2.7;" \ GOSUB 2000
500 X=A1+20*100

```

```

510 S$="FA"+STR$(X)+" "+STR$(B1)+" "+PD;PA"+STR$(X)+" "+STR$(B2)+" "+FU; " \ GOSUB 2000
520 REM ticks, labelling$,...
530 FOR X=A1 TO A2 STEP 2*100
540 S$="FA"+STR$(X)+" "+STR$(B1)+" "+XT;PU; " \ GOSUB 2000
550 K=X/100
560 S$="CP-1,-1.2; " \ GOSUB 2000
570 S$="LB"+STR$(K)+" "+CHR$(3) \ GOSUB 2000
580 NEXT X
590 X=A1+20*100
600 FOR Y=(B1+100)*10 TO B2 STEP 100*10
610 S$="FA"+STR$(X)+" "+STR$(Y)+" "+YT;PU; " \ GOSUB 2000
620 K=1000-Y/10
630 S$="CP-4,-.3; " \ GOSUB 2000
640 S$="LB"+STR$(K)+" "+CHR$(3) \ GOSUB 2000
650 NEXT Y
660 Y=(B1+150)*10
670 S$="PA"+STR$(X)+" "+STR$(Y)+" "+YT;PU; " \ GOSUB 2000
680 K=850
685 S$="CP-4,-.3;LB"+STR$(K)+" "+CHR$(3) \ GOSUB 2000
690 REM labelling$
700 B$="TEMPERATURA PSEUDOPOTENCIAL"
710 C$="FREGION"
720 S$="PA1750,-400;LB"+R$+CHR$(3) \ GOSUB 2000
723 S$="SR1,2; " \ GOSUB 2000
725 S$="PA50,6000;LB"+F$+CHR$(3) \ GOSUB 2000
727 S$="SR0,75,1,5; " \ GOSUB 2000
730 S$="FA"+STR$(A1+20*100)+" "+STR$(B2+100)+" "+ " \ GOSUB 2000
740 S$="LB"+C$+CHR$(3) \ GOSUB 2000
750 S$="PU; " \ GOSUB 2000
760 REM dibujo isobara 500 mb
770 S$="SM;LT0; " \ GOSUB 2000
775 FOR X=A1 TO A2 STEP 200
780 S$="P;"+STR$(X)+" "+STR$(B1+500*10)+" "+PD; " \ GOSUB 2000
795 NEXT X
797 S$="FU; " \ GOSUB 2000
798 S$="SM ; " \ GOSUB 2000
800 REM dibujo isotermas de 0
810 X=0 \ Y=500*10 \ W=W*100
820 S$="LT2; " \ GOSUB 2000
830 S$="FA"+STR$(X)+" "+STR$(B1)+" "+PD;PA"+STR$(W)+" "+STR$(Y)+" "+FU; " \ GOSUB 2000
840 REM dibujo de la curva de estado
870 FOR I=2 TO N
875 IF S(I,3)=0 GO TO 910
880 X=INT(S1(I)*100) \ Y=(1000-S(I,1))*10
890 S$="LT2;I; " \ GOSUB 2000
900 S$="FA"+STR$(X)+" "+STR$(Y)+" "+PD; " \ GOSUB 2000
910 NEXT I
920 S$="FU; " \ GOSUB 2000
930 REM dibujo de la curva del termometro humedo
940 FOR I=2 TO N
945 IF S(I,8)=0 GO TO 980
950 X=INT(S2(I)*100) \ Y=(1000-S(I,1))*10
960 S$="LT; " \ GOSUB 2000
970 S$="FA"+STR$(X)+" "+STR$(Y)+" "+PD; " \ GOSUB 2000
980 NEXT I
990 S$="FU; " \ GOSUB 2000
995 GO TO 3000
997 IF P>850 THEN Z=1000-P \ GO TO 1000
999 Z=150
1000 L1=L+(C4-C)*T
1010 R1=(5/B)*(FNE(T)/(P-FNE(T)))
1015 S=((T+273.2)*((P+Z)/P)^(R3/C3))-273.2
1020 L0=L+(C4-C)*S
1030 R0=(5/B)*(FNE(S)/((P+Z)-FNE(S)))
1040 R=(R0+R1)/2
1050 F=(C3+R*C)*LOG((T+273.2)/(S+273.2))+(L1*R1/(T+273.2))-(L0*R0/(S+273.2))
1060 E1=P-((P+Z)-FNE(S))*EXP(F/R3)
1065 PRINT I,F,T,FNE(T),E1,S
1070 IF FNE(T)-E1>=0 GO TO 1083
1074 IF E1-FNE(T)>50 THEN S=S-2 \ GO TO 1020
1075 IF E1-FNE(T)>20 THEN S=S-1 \ GO TO 1020
1080 S=S-.1 \ GO TO 1020
1083 IF P+Z=1000 GO TO 1090
1086 P=P+150 \ IF P>850 THEN 1088
1087 T=S \ GO TO 999
1088 Z=1000-P \ T=S \ GO TO 1000
1090 RETURN
2000 REM cout subroutine
2010 PRINT S$
2020 L=LEN(S$) \ COUT("WAIT",S$,L,1)
2030 PRINT
2040 RETURN
2075 IF E1-FNE(T)>10 THEN S=S-1 \ GO TO 1020
3000 CLOSE
3010 END

```

AGUA

```

10 REM dibujo diagramas de humedad
20 PRINT 'FECHA' \ INPUT F$
30 GOSUB 700
40 DIM U(90) \ DIM E(90) \ DIM U1(90) \ DIM U2(90)
50 DIM S1(90,2)
60 DIM S2(90,2)
70 DEF FNE(T)=6.18*10^(7.458T/(234.07+T))
80 GOSUB 740
90 FOR I=1 TO N
100 S1(I,1)=S(I,1) \ S1(I,2)=S(I,4) \ U1(I)=U(I) \ N1=N
110 NEXT I
120 CLOSE
130 GOSUB 700
140 GOSUB 740
150 FOR I=1 TO N
160 S2(I,1)=S(I,1) \ S2(I,2)=S(I,4) \ U2(I)=U(I) \ N2=N
170 NEXT I
180 REM dibujo de las curvas
190 REM escalas A1=XMIN, A2=XMAX, B1=YMIN, B2=YMAX
200 A1=0 \ A2=100*10 \ B1=0 \ B2=715*10
210 S$='IN|IP1000,1000,9900,6700|' \ GOSUB 810
220 S$='PT.6' \ GOSUB 810
230 S$='SC'+STR$(A1)+'.'+STR$(A2)+'.'+STR$(B1)+'.'+STR$(B2)+'|' \ GOSUB 810
240 REM eJes
250 S$='PA'+STR$(A1)+'.'+STR$(B1)+'|PD|PA'+STR$(A2)+'.'+STR$(B1)+'|PU|' \ GOSUB 810
260 GO TO 280
270 S$='SR1,2,2,7|' \ GOSUB 810
280 S$='PA'+STR$(A1)+'.'+STR$(B1)+'|PD|PA'+STR$(A1)+'.'+STR$(B2)+'|PU|' \ GOSUB 810
290 REM etiquetas
300 FOR X=A1 TO A2 STEP 10*10
310 S$='FA'+STR$(X)+'.'+STR$(B1)+'|XT|PU|' \ GOSUB 810
320 K=X/10
330 S$='CP-1,-1,2|' \ GOSUB 810
340 S$='LB'+STR$(K)+'.'+CHR$(3) \ GOSUB 810
350 NEXT X
360 FOR Y=(B1+15)*10 TO B2 STEP 100*10
370 S$='PA'+STR$(A1)+'.'+STR$(Y)+'|YT|PU|' \ GOSUB 810
380 K=1015-Y/10
390 S$='CP-4,-,3|' \ GOSUB 810
400 S$='LB'+STR$(K)+'.'+CHR$(C) \ GOSUB 810
410 NEXT Y
420 B$='HUMEDAD RELATIVA'
430 C$='PRESION'
440 S$='PAB00,-600|LB'+B$+CHR$(3) \ GOSUB 810
450 S$='SR1,21|' \ GOSUB 810
460 S$='PA400,-600|LB'+T$+CHR$(3) \ GOSUB 810
470 S$='SR0,75,1,5|' \ GOSUB 810
480 S$='PA'+STR$(A1)+'.'+STR$(B2+100)+'|' \ GOSUB 810
490 S$='LB'+C$+CHR$(3) \ GOSUB 810
500 S$='PU' \ GOSUB 810
510 REM dibujo de la curva 1
520 FOR I=1 TO N1
530 IF S1(I,2)=0 GO TO 580
540 X=INT(U1(I)*10) \ Y=(1015-S1(I,1))*10
550 IF I=1 THEN Y=B1
560 S$='LT1,1|' \ GOSUB 810
570 S$='PA'+STR$(X)+'.'+STR$(Y)+'|PD|' \ GOSUB 810
580 NEXT I
590 S$='PU|' \ GOSUB 810
600 REM dibujo de la curva 2
610 FOR I=1 TO N2
620 IF S2(I,2)=0 GO TO 670
630 X=INT(U2(I)*10) \ Y=(1015-S2(I,1))*10
640 IF I=1 THEN Y=B1
650 S$='LT2,1|' \ GOSUB 810
660 S$='PA'+STR$(X)+'.'+STR$(Y)+'|PD|' \ GOSUB 810
670 NEXT I
680 S$='PU|' \ GOSUB 810
690 GO TO 860
700 PRINT 'FECHA DEL RADIOSONDEO' \ INPUT F$

```

```

710 OPEN F% AS FILE #1
720 DIM #1,S(90,B)
730 RETURN
740 I=1
750 IF S(I,4)=0 GO TO 780
760 E(I)=FNE(S(I,B))-.5*S(I,1)/775*(S(I,3)-S(I,B))
770 U(I)=100*E(I)/FNE(S(I,3))
780 I=I+1
790 IF S(I,1)>=300 GO TO 750 \ N=I-1
800 RETURN
810 REM subrutina dibujante
820 PRINT S#
830 L=LEN(S#) \ COUT('WAIT',S#,L,1)
840 PRINT
850 RETURN
860 CLOSE
870 END

```

MAP

```

10 A#='-----'
20 PRINT 'FECHA DEL RADIOSONDEO' \ INPUT F#
30 OPEN F# AS FILE #1
40 DIM #1,S(90,B)
50 OPEN 'LF:' FOR OUTPUT AS FILE #2
60 DIM E(90) \ DIM Q(90) \ DIM M(90) \ DIM MO(90) \ DIM U(90)
70 A=1 \ M=0 \ MO=0
80 I=1
90 IF S(I,1)=0 THEN K=I-1 \ GO TO 120
100 IF S(I,1)<=300 THEN K=I \ GO TO 120
110 I=I+1 \ GO TO 90
120 IF S(K,B)=0 GO TO 140
130 Q=INT(S(K,1)/100)*100 \ N=K \ GO TO 150
140 K=K-1 \ GO TO 120
150 DEF FNE(T)=6.1*10^(7.45*T/(234.07+T))
160 S=1
170 IF S(I,B)=0 GO TO 230
180 E(I)=FNE(S(I,B))-.5*S(I,1)/775*(S(I,3)-S(I,B))
190 U(I)=100*E(I)/FNE(S(I,3))
200 Q(I)=S*E(I)/(B*S(I,1)-3*E(I))
210 IF A=2 GO TO 250
215 IF I=N GO TO 290
220 L=1
230 I=I+1
240 A=2 \ GO TO 170
250 U(L)=(U(L)+U(I))/2 \ Q(L)=(Q(L)+Q(I))/2
260 M(L)=100*Q(L)*(S(L,1)-S(I,1))/9.B
270 MO(L)=M(L)*((S(L,1)+S(I,1))/2)/1000)^.5
280 IF S(I,1)>Q GO TO 215
290 FOR L=1 TO N-1
300 M=M+M(L) \ MO=MO+MO(L)
310 NEXT L
315 PRINT #2,TAB(45);F#
317 PRINT #2,TAB(45);'-----'
318 PRINT #2
320 PRINT #2,TAB(10);'ESTRATO';TAB(30);'HUMEDAD REL.';TAB(50);'HUMEDAD ESP.';
330 PRINT #2,TAB(70);'M.A.P.';TAB(90);'M.A.P.CORREGIDA'
340 PRINT #2,A#
350 FOR L=1 TO N-1
355 Z=L
356 IF U(L+1)>0 GO TO 360
357 L=L+1
359 IF S(L+1,B)=0 GO TO 357
360 PRINT #2,TAB(10);S(Z,1);'-';S(L+1,1);TAB(30);U(Z);TAB(50);Q(Z);TAB(70);M(Z);TAB(90);MO(Z)
365 GO TO 370
368 Z=L
370 NEXT L
380 PRINT #2,TAB(10);'TOTAL';TAB(70);M;TAB(90);MO
390 CLOSE
400 END

```