



# Complejos convectivos de mesoescala en Sud América

Velasco, Inés

1994

Tesis Doctoral

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires

[www.digital.bl.fcen.uba.ar](http://www.digital.bl.fcen.uba.ar)

Contacto: [digital@bl.fcen.uba.ar](mailto:digital@bl.fcen.uba.ar)

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Fuente / source:

Biblioteca Digital de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES  
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES  
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA ATMOSFERA

Tema de Tesis

COMPLEJOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA EN SUD AMERICA

Autor: Lic. Inés Velasco

Director: Dr. Héctor Ciappesoni

Tesis presentada para optar al título de  
Doctor en Ciencias Meteorológicas

1994

*tesis  
2672  
Ej. 2*

... Happy are those who dream dreams  
and are ready to pay the price  
to make them to come true ...

L. J. Cardinal Suenens

## RESUMEN

La información satelital en forma de imágenes en infrarrojo realzado, conjuntamente con los datos convencionales de superficie y altura fueron utilizados para documentar la existencia y las características climatológicas de los complejos convectivos de mesoescala (MCCs) sobre el continente sudamericano y los mares adyacentes. También se determinaron las características ambientales en las que estos sistemas se desarrollan, así como determinadas condiciones de circulación y características de la escala sinóptica, discutiéndose los resultados en relación con la estructura y dinámica de los MCCs. Se encontró que los MCCs sobre latitudes medias ocurren aproximadamente con la misma frecuencia sobre Sud América y sobre Norte América, siendo la mayoría de las características de ambas poblaciones de MCCs muy similares. La diferencia más notable entre las MCCs de Norte América y los de Sud América es que estos últimos en promedio son alrededor de un 60% más extensos. Aparte de la numerosa población de MCCs en latitudes medias de Sud América se encontró un gran número de MCCs en latitudes bajas (tropicales). En general, tanto los sistemas de latitudes medias como los de latitudes bajas son nocturnos y preferentemente continentales (es decir la mayoría de los sistemas ocurren durante la noche y sobre superficies de tierra). La mayor frecuencia de ocurrencia se da en cada una de las regiones fisiográficas similares de Norte América y Sud América donde es frecuente el desarrollo de una corriente en

chorro en los niveles bajos. Sobre la región del Amazonas, al igual que sobre el Sudeste de los EEUU la ocurrencia de MCCs es casi nula pese a ser ambas regiones, áreas que exhiben gran actividad convectiva. Todos los centros de máxima ocurrencia de MCCs se observan en zonas latitudinales de los estes u oeste, inmediatamente a sotavento de los principales cadenas montañosas. Uno de los dos años de datos investigados fue un año en el que se observó un episodio de El Niño. Durante ese año, el número de MCCs sobre latitudes medias de Sud América fue más del doble del número de sistemas para el año de no El Niño. Más aún, varios MCCs se formaron sobre las anómalas aguas calientes que aparecieron a lo largo de la costa del Perú. En base a esta muestra pequeña parecería existir una conexión entre la frecuencia de MCCs y el episodio de El Niño.

## DEDICATORIA

A mi esposo por su apoyo, su amor y su paciencia

A mis hijos y a mis hermanos por su constante aliento

Al Dr. J. "Mike" Fritsch de "The Penn. State University  
quién puso en mi camino a esas tormentas ... los MCCs

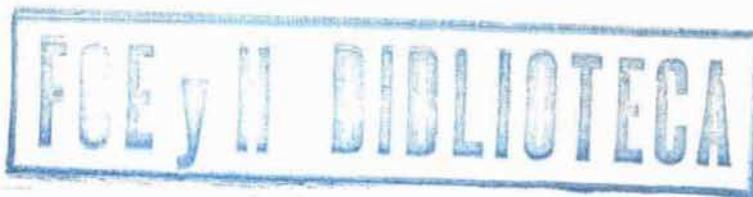
Al Dr. Héctor H. Ciappesoni por su incondicional apoyo

A "las chicas de mi grupo" de la Facultad que rodeándome me  
impulsaron a este paso final

A mis colegas que siempre me alentaron

## AGRADECIMIENTOS

A las Instituciones Pennsylvania State University (Dpt. of Meteorology) y National Meteorological Center de EEUU y al Departamento de Ciencias de la Atmósfera y al Servicio Meteorológico Nacional de Argentina que facilitaron datos, equipamiento y apoyo personal. Para la finalización de esta Tesis se contó además con el apoyo de la Universidad de Buenos a través del Subsidio 19025/90-Ex.194 y del CONICET a través de los Subsidios PIA-0379/92 y BID-PID-0583/92.



INDICE

I. INTRODUCCION ..... 1

II. COMPLEJOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA..... 7

    II.1 Definición ..... 7

    II.2 Base de datos ..... 9

    II.3 Climatología de los MCCs de latitudes medias de Sud América.. 11

    II.4 Comparación entre los MCCs de latitudes medias de Norte Amé-  
rica y de Sud América ..... 14

    II.5 Climatología de los MCCs de latitudes bajas ..... 24

    II.6 Distribución geográfica general ..... 28

III. CONDICIONES METEOROLOGICAS ASOCIADAS A MCCs DESARROLLADOS  
SOBRE LATITUDES MEDIAS DE SUD AMERICA ..... 31

    III.1 MCCs ocurridos entre el 16 y el 22 de enero de 1982 ..... 31

    III.2 El caso del 30 de noviembre de 1982 ..... 38

    III.3 Análisis comparativo de los casos ..... 41

    III.4 Estructura y organización de los MCCs de latitudes medias .. 43

IV. DISCUSION DE LOS RESULTADOS ..... 48

V. RESUMEN Y CONCLUSIONES ..... 57

VI. REFERENCIAS .....	60
APENDICE I .....	72
ANEXO I .....	76
TABLAS .....	93
FIGURAS .....	102

## I INTRODUCCION

Los satélites meteorológicos han contribuido enormemente al desarrollo de la Meteorología en las últimas dos décadas. Las atribuciones especiales que han hecho posible esto incluyen a las siguientes:

a) Los sistemas satelitales pueden proveer una cobertura global de datos que permite por lo tanto extender nuestra apreciación del entorno atmosférico, permitiendo observaciones de regiones consideradas remotas hasta ese momento.

b) El conjunto de imágenes satelitales provee datos espaciales continuos contrastando fuertemente en esto con los datos obtenidos hasta entonces de las estaciones de observación irregularmente espaciadas.

c) Los satélites pueden investigar la distribución de elementos seleccionados mucho más homogéneamente que a través de las observaciones "in situ" que requerirían la provisión de grandes cantidades de equipos.

d) Algunos satélites pueden proveer una frecuencia temporal de información mucho más alta que la que se puede obtener comúnmente desde las estaciones meteorológicas de superficie y altura.

e) Los satélites permiten una nueva visión de la atmósfera observándola desde arriba más que desde adentro mismo. Entonces los sistemas de observación satelitales a diferencia de los sistemas de observación "in situ" no modifican los parámetros que están siendo medidos y la integración de los parámetros (por ejemplo: flujos de radiación) a lo largo de líneas, sobre áreas,

o a través de volúmenes de la atmósfera pueden obtenerse más sencillamente que a partir de las mediciones "in situ".

f) Los datos satelitales pueden obtenerse sobre grandes áreas en tiempo real o casi real si se dispone de las facilidades adecuadas.

Los satélites geostacionarios brindan la posibilidad única de observar la atmósfera (sondeos) y su cubierta nubosa (visible e infrarrojo) con gran frecuencia y desde la escala de una nube cumulus. Esta habilidad para proveer series de datos con frecuencia y uniformemente calibrados para un amplio rango de escalas meteorológicas, ubica a los satélites meteorológicos en una posición clave para entender el comportamiento de los sistemas de tiempo de mesoescala. Con los datos GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) es como si existiera una estación cada 1 km cuando se utilizan datos visibles (VIS) y cada 8 km con datos infrarrojos (IR). Las nubes y los campos nubosos en una imagen satelital pueden pensarse como una visualización de los procesos meteorológicos de mesoescala. Cuando las imágenes se presentan en forma animada, el movimiento, desarrollo y orientación de las configuraciones de mesoescala más importantes agregan una nueva dimensión al razonamiento de la mesoescala. Además, la animación provee observaciones del comportamiento de la convección con resoluciones espaciales y temporales compatibles con la escala de los mecanismos responsables de la liberación de tormentas convectivas intensas y de gran desarrollo.

En 1984, durante el STORM-CENTRAL Program se propuso denominar "Sistemas Convectivos de Mesoescala" (MCSs), a todos

los sistemas de tiempo que producen precipitación, que tienen una escala espacial entre 20 y 500 km y que incluyen convección profunda durante alguna parte de su vida. Ejemplos de los sistemas de tiempo más importantes de este tipo en latitudes medias son:

- a) las grandes tormentas aisladas
- b) las líneas de inestabilidad y
- c) los Complejos Convectivos de Mesoescala (MCCs).

Estos últimos fueron definidos por Maddox (1980) en forma específica, basándose en imágenes satelitales en infrarrojo. Las bandas de lluvia, si incluyen convección y son suficientemente grandes también pueden incluirse en la categoría de MCCs.

Las líneas de inestabilidad que tienen asociadas áreas de mesoescala con lluvia, parecen tener algunos factores en común con los MCCs. La definición de línea de inestabilidad (Apéndice I) y las ideas generales que sobre ellas se tienen se han desarrollado a lo largo de muchos años a partir del análisis de datos convencionales y de radar. La definición de MCC es el resultado de estudios relativamente recientes hechos usando exclusivamente información satelital.

Indudablemente, son numerosos los sistemas convectivos que podrían denominarse Complejos Convectivos de Mesoescala o líneas de inestabilidad. Es evidente entonces la necesidad de estudiar la dinámica interna de los MCCs y las condiciones en las cuales se desarrollan, para detectar las diferencias entre líneas de inestabilidad y los MCCs, y determinar cuando en ciertos casos son esencialmente lo mismo.

Para desarrollar los modelos de circulación general

(GCM) para el estudio del clima global es necesario representar o introducir adecuadamente los distintos sistemas que componen el "gran sistema". Por lo tanto, es de interés también considerar el efecto de la convección. Probablemente el efecto más importante de la convección tanto en la circulación de la gran escala como en el clima se produce a través de la liberación de calor latente y del transporte vertical de calor, cantidad de movimiento y humedad. Las evidencias sugieren que la tendencia común a que la convección se organice en sistemas convectivos de mesoescala conduce a mayores impactos sobre la circulación en gran escala que si la convección existiera como elementos individuales (Johnson, 1993). Por otra parte las grandes cubiertas nubosas asociadas con los MCSs intervienen en la modulación del balance radiativo de la atmósfera. Además, la convección también impacta la baja estratosfera a través del transporte de vapor de agua y del arrastre de las ondas gravitatorias. Por último, hay que mencionar que también son importantes los efectos de la convección en la distribución de aerosoles y de especies químicas en la atmósfera y que es necesario incluirlos en los modelos de circulación general.

Maddox (1980), Maddox et al. (1982), Rodgers et al. (1985), Augustine y Howard (1988; 1991), documentaron la frecuente ocurrencia de MCCs durante la estación cálida del hemisferio norte (abril-setiembre) sobre la región central de los Estados Unidos de América. La mayoría de esos sistemas son nocturnos y se forman entre las montañas Rocallosas y el valle del río Ohio (esto es entre los 85° y 100° de longitud oeste). Esa preferencia regional sugiere la posibilidad de que ciertas

características de la superficie (orografía) pueden ser cruciales para el desarrollo de estos sistemas. Si esto es cierto, se podría pensar que también en ciertas regiones de Sud América, particularmente Argentina, podrían ser adecuadas para el desarrollo de MCCs. Ambos países tienen una región en latitudes similares que se extiende en dirección norte sur enmarcadas por barreras montañosas sobre la que avanzan frecuentemente masas de aire cálido y húmedo hacia latitudes altas y por la que cruzan también, con frecuencia, pequeñas perturbaciones en los oestes del verano y un máximo nocturno de precipitación convectiva en la estación cálida, (Paegle et al., 1978; Bleeker y Andre, 1951; Altinger de Schwarzkopf y Rosso, 1982). Entonces se podría esperar, a menos que hubieran condiciones dinámicas y termodinámicas muy exclusivas en los MCCs de los EEUU, que también sobre Argentina y quizás algunos países vecinos como Brasil y Paraguay se desarrollen este tipo de sistema convectivo. Esta posibilidad esta apoyada por los resultados de estudios previos (por ej.: Wölcken, 1954; Lichtenstein y Schwarzkopf, 1970; Cavalcanti et al., 1982; Guedes y Silva Dias, 1982; Scolar y Silva Dias, 1982 y Altinger de Schwarzkopf, 1983), en los cuales los análisis de los datos convencionales revelan claramente la ocurrencia de sistemas convectivos de mesoescala en la región.

Si bien existe una amplia documentación de la ocurrencia de MCCs sobre latitudes medias de los EEUU, poca o ninguna información se ha registrado sobre la ocurrencia y características de estos sistemas en el resto del mundo. Velasco y Fritsch (1986), en una primera exploración de información satelital de imágenes visibles e infrarrojas provenientes del

sistema GOES-Este, determinaron la ocurrencia de Complejos Convectivos de Mesoescala en regiones particulares de Sud América, dando una base inicial para el presente trabajo. Más aún, en vista de la frecuente ocurrencia de sistemas convectivos de mesoescala en los trópicos (Houze, 1982 y Houze and Hobbs, 1982), y las recientes similitudes encontradas entre los sistemas convectivos de latitudes medias y de latitudes tropicales (Ogura y Liou, 1980; Zipser y Matejka, 1982; Maddox, 1983; Cotton et al. 1983; Wetzell et al., 1983; Heimsfield y Schotz, 1985; Smull y Houze, 1985) también resulta interesante investigar la frecuencia de ocurrencia y las características iguales o diferentes entre los complejos de latitudes medias y de latitudes tropicales.

El propósito de este trabajo es:

1) Documentar la ocurrencia, frecuencia y características de los MCCs sobre latitudes medias de Sud América

2) Contribuir, desde una perspectiva observacional, a formar las bases climatológicas adicionales necesarias para evaluar cuantitativamente el impacto global de los MCCs

3) Proveer una base de datos para comparar los MCCs de latitudes medias con los de latitudes tropicales y los del continente con los del mar y

4) Proveer las bases climatológicas y sinópticas que permitan mejorar el conocimiento y la predicción de los sistemas convectivos de mesoescala de latitudes medias de Sud América.

El ítem 4) es particularmente importante ya que por ejemplo Maddox (1980) y Maddox et al. (1979; 1982) han encontrado que los MCCs en los Estados Unidos son responsables de un gran número de casos de tiempo severo y de crecidas repentinas. Fritsch et al.

(1986) han documentado que los MCCs producen una fracción importante de la precipitación de la estación cálida en la porción central de los EEUU y que los modelos numéricos de pronóstico en uso operativo no pueden aún predecir rutinariamente el desarrollo y evolución de estos sistemas.

## II COMPLEJOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA

### II.1 Definición

Los Complejos Convectivos de Mesoescala, fueron identificados sobre EEUU por Maddox (1980) y discutidos y documentados posteriormente por numerosos autores como Fritsch y Maddox (1981), Bosart y Sanders (1981), Wetzell et al. (1983), Maddox (1983), Augustine y Howard (1988 y 1991), Cotton et al. (1989), Fortune et al. (1992), Smull y Augustine (1993) y Trier y Parsons (1993), entre otros.

La definición rigurosa de MCC dada por Maddox (1980) y que se transcribe en la Tabla 1, involucra a un tipo de sistema de tiempo de carácter predominantemente convectivo, de gran extensión y duración que se observa frecuentemente en la región central de los Estados Unidos de América desde mediados de la primavera hasta el comienzo del otoño. Sin embargo, una extensa climatología basada en imágenes satelitales en infrarrojo (IR) realizada por Bartels et al. (1984) para los EEUU, revela que un número mucho mayor de sistemas convectivos de mesoescala, menores que los MCCs, son observados en la misma región y época (abril a setiembre) que los complejos.

Los fundamentos físicos que condujeron a la definición de los MCCs (Maddox et al., 1986) reflejan las siguientes hipótesis:

a) Las cubiertas nubosas frías de gran extensión y duración son probablemente señal de un persistente ascenso en mesoescala en la mitad de la troposfera superior

b) Parece muy probable que cuanto más tiempo persisten esos campos de cirrus y más circulares se vuelven, mayor es la intensidad relativa y la influencia del campo de movimiento vertical en la mesoescala versus la escala sinóptica

c) Parece evidente que la relación entre las temperaturas del tope de nube observadas por el satélite y la estructura convectiva que esta por debajo del yunque, varíen marcadamente durante la vida del MCC. Por ejemplo, una tormenta individual intensa puede estar caracterizada por un gran yunque frío que esta asociado, en un principio, con un sólo y pequeño eco de radar, luego si la tormenta evoluciona hacia un MCC toda la cubierta nubosa fría, (esto es  $T \leq -52^{\circ}\text{C}$ ), puede extenderse sobre una región con ecos de radar y de precipitación más extendidos o estratificados, (Leary y Rappaport, 1987).

Aunque la densidad de datos sobre los EEUU es en general mayor que en muchos otros lugares del mundo, Maddox (1980) encontró que era necesario utilizar la perspectiva brindada por los satélites para definir los "Complejos Convectivos de Mesoescala". Sólo los satélites permiten observar el verdadero tamaño de los sistemas nubosos, su alto grado de organización, su desplazamiento y su sistemático ciclo de vida. Consecuentemente una aproximación similar es hecha en el presente trabajo. La

definición de MCC es idéntica a la de Maddox (1980), excepto ligeras diferencias debidas al uso de curvas de digitalización del realce del infrarrojo levemente diferentes usadas para las imágenes disponibles para este estudio. El fundamento físico aplicado para fijar los umbrales de temperatura es el mismo que utilizaron Scofield y Oliver (1977), es decir, que en el promedio la precipitación convectiva se inicia cuando la temperatura de los topos de nube es menor que  $-32^{\circ}\text{C}$ . La definición de Maddox también requiere que el área determinada por la isoterma de  $-52^{\circ}\text{C}$ , en forma contigua, sea mayor o igual a  $50.000\text{ km}^2$  durante 6 o más horas. Esto es para asegurarse de que el sistema es convectivamente activo y que la precipitación caerá sobre un área de tamaño significativo. En este estudio las imágenes en IR disponibles para Sud América durante 1981-1982 fueron realizadas con la curva MB que se muestra en la Figura 1a. Esta curva no permite la aplicación estricta del criterio de Maddox, de manera que se usaron los umbrales de  $-40^{\circ}\text{C}$  y  $-62^{\circ}\text{C}$  respectivamente. En forma análoga para 1982-1983 sólo se pudo disponer de imágenes IR realizadas con la curva BD (Fig. 1b) de manera que se usaron los umbrales de  $-42^{\circ}\text{C}$  y  $-64^{\circ}\text{C}$ , en lugar de  $-32^{\circ}\text{C}$  y  $-52^{\circ}\text{C}$  respectivamente. Dado que los umbrales aplicados en el presente trabajo pueden considerarse más restrictivos, el criterio aplicado aquí proveerá una estimación más restrictiva del tamaño y la frecuencia que la obtenida por Maddox para los EEUU.

## II.2 Base de datos

La documentación de los sistemas de tiempo convectivo

en Sud América es sumamente complicada debido a que por ejemplo los radiosondeos sólo se realizan una vez por día en la mayoría de los países (esto es a las 12 UTC) y el espaciamiento en general, de todo tipo de estaciones convencionales de observación, es demasiado grande como para resolver adecuadamente el ciclo de vida de tales sistemas (ver Fig. 2). Sin embargo con el advenimiento de los satélites meteorológicos geoestacionarios durante la década del 70 se incorporó una nueva dimensión; esto es la observación continua en una escala que abarca desde los campos nubosos sinópticos hasta los cumulonimbus individuales.

En este trabajo se examinaron unos dos años (mayo 1981 a mayo 1983) de imágenes de disco completo en infrarrojo realizado, a intervalos de una hora. Aunque la serie no estaba totalmente completa debido a desperfectos del equipo o a que el disco era incompleto se pudo disponer de imágenes suficientes como para investigar adecuadamente un 95% de los días.

En la definición de MCC de Maddox (1980), sólo se consideraron complejos convectivos sobre los EEUU, eso dió como resultado una climatología de MCCs de latitudes medias, considerando los límites norte y sur de ese país. En Sud América no hay un límite natural como la costa del Golfo de México para establecer una diferencia entre sistemas de "latitudes medias" o "latitudes tropicales". En este trabajo se consideró inicialmente a los 30°S como límite norte apropiado para "latitudes medias" sobre el área de estudio ya que este coincidía con el límite del estudio de Maddox y para facilitar entonces las comparaciones de los resultados. Sin embargo, debido a que el área continental de Sud América se angosta rápidamente hacia el sur de los 30°S se

usó el paralelo de 20°S como límite ecuatorial de las "latitudes medias". Los límites longitudinales se extienden aproximadamente entre 28°O y 88°O. Los registros de "tiempo significativo" fueron inicialmente tomados de Altinger de Schwarzkopf (1983) y del diario "La Prensa". Los datos climatológicos fueron obtenidos del "National Climatological Center" de EEUU y los datos convencionales, conjuntamente con los análisis hemisféricos para distintos niveles isobáricos, del "National Meteorological Center" de los EEUU y del Servicio Meteorológico Nacional de Argentina. Posteriormente se completó la información con datos del "European Center for Medium Range Weather Forecasts".

### II.3 Climatología de los MCCs de latitudes medias de Sud América

Durante las dos estaciones cálidas (1981-1982 y 1982-1983), 78 sistemas convectivos de mesoescala cumplieron las especificaciones de MCC que se detallan en la Tabla 1. La fecha, hora de ocurrencia, tamaño, duración y el tiempo significativo asociado a cada uno de los MCCs de latitudes medias de Sud América aparecen en la Tabla 2. Una lectura de la Tabla 2 permite notar una variabilidad considerable en el número de sistemas de mes a mes y de año a año. Específicamente, en el primer año se observaron 22 complejos y en el segundo 56, algunos meses muy pocos y otros casi uno por noche (comparar por ejemplo, noviembre 1981 con noviembre 1982). Al igual que en los EEUU esto sugeriría que hay ciertas condiciones de la circulación en gran escala o configuraciones que son más favorables para la génesis de un MCC

que otras.

También es evidente viendo la Tabla 2 que las primeras tormentas se desarrollan típicamente al atardecer (alrededor de las 1900 hora local) y que la transición hacia mesosistemas mayores ocurre unas pocas horas más tarde (aproximadamente a las 2130 hora local). La mayoría de los sistemas alcanzan su máximo tamaño, según lo indican las imágenes satelitales, después de medianoche (aproximadamente a las 0300 hora local) y siguen persistiendo durante la mañana. En promedio, la hora de terminación de los sistemas fue las 0900 hora local. La Figura 3 ilustra el ciclo diurno. Aunque el rango del horario de ocurrencia es amplio, es evidente que la mayoría de los sistemas son típicamente nocturnos y podrían ser responsables, en parte, del máximo de tormentas y convección documentados sobre la región central y este de Argentina (ver Paegle et al., 1978; Bleeker y Andre, 1951; Altinger de Schwarzkopf y Rosso, 1982). Además de su característica ocurrencia nocturna también se puede notar que parecerían existir dos mecanismos diferentes asociados con la iniciación de los sistemas; en la Figura 3 puede notarse un doble pico en la hora de las "primeras tormentas" y el de "iniciación". El primer máximo de frecuencia puede estar asociado con el efecto del calentamiento diurno, mientras que el segundo puede ser el resultado de un aumento de la convergencia, durante la noche, en la región de génesis.

Las velocidades de desplazamiento pudieron ser calculadas para 71 MCCs del total de 78 casos documentados. Los cálculos se efectuaron siguiendo el centro de las isotermas que definen su borde exterior ( $-40^{\circ}\text{C}$  o  $-42^{\circ}\text{C}$ , ver Tabla 2) y se ob-

tuvo un valor medio muy cercano a los 14 m/s, con algo más del 50% de los casos alrededor de los 10 m/s como puede inferirse de la Figura 4a. El valor medio es semejante al obtenido por Lichtenstein y Schwarzkopf (1966) en su análisis de 10 años de líneas de inestabilidad sobre Argentina, aunque algo mayor (un 15%) al obtenido por Maddox (1980) para MCCs ocurridos sobre EEUU y algo menor (un 10%) que el obtenido por Newton y Katz (1958) para grandes tormentas de lluvia sobre EEUU. Los complejos convectivos estudiados tienden a desplazarse preferentemente hacia las direcciones comprendidas entre NNE y ESE (Fig. 4b), aumentando la componente meridional en los meses centrales del verano según se puede observar en la Figura 5.

Mientras que Maddox (1980) y Cunning (1986) documentaron una alta frecuencia de fenómenos de tiempo severo asociados con los MCCs en los Estados Unidos, es difícil realizar esta evaluación con los MCCs de Sud América debido a la falta de un archivo uniforme para los distintos países afectados por estos grandes sistemas de tiempo convectivo (tal como el "Storm Data" o el copilado por el "National Severe Storm Forecast Center" para los EEUU). Sin embargo, basándose en los estudios de Altinger de Schwarzkopf (1983) y Altinger de Schwarzkopf y Rosso (1982) es probable que la ocurrencia de fenómenos de tiempo severo acompañen con menor frecuencia a los complejos convectivos de Sud América que a los de EEUU y que esos fenómenos severos ocurran con más frecuencia, algo más al sur que las latitudes donde típicamente se desarrollan los MCCs en Sud América. La cortante vertical del viento más intensa en la troposfera inferior se observa usualmente desde la región central de Argentina hacia el

sur (ver Fig. 6 y Hordij y Bordon, 1987), lo que también sugiere que las tormentas con tornados ocurran generalmente más al sur que los MCCs. No obstante es evidente (ver Tabla 2) que aún con la limitada fuente de información disponible un número no despreciable de MCCs en Sud América produce fenómenos de tiempo severo y lluvias de intensidad y extensión espacial considerables.

El análisis conjunto de imágenes infrarrojas y visibles en latitudes medias permitió detectar la presencia de algunos vórtices de mesoescala originados en MCCs. Estos vórtices se visualizaron por la presencia de elementos nubosos rotando ciclónicamente en los niveles medios. Un ejemplo puede apreciarse en la Figura 38d.

#### II.4 Comparación entre los MCCs de latitudes medias de Norteamérica y Sud América

La mayoría de las características medias de los MCCs de latitudes medias de Sud América son similares a las de los sistemas de EEUU. Por ejemplo, la Tabla 3 indica que la frecuencia, duración y hora de iniciación y terminación son muy similares aunque los sistemas en Sud América tienden a comenzar algo más tarde y tienen una duración un poco mayor. Alrededor de un 30% de los MCCs en Sud América se originan sobre los faldeos orientales de los Andes, mientras que el resto se generan sobre las planicies. Análogamente para los sistemas de los EEUU: alrededor de un 20% a un 30% de los sistemas de 1979 y 1981 tuvieron su origen sobre las Rocallosas, mientras el resto se formó sobre las

Grandes Planicies (Maddox, 1980; Maddox et al., 1982; Cotton et al., 1983; Wetzell et al., 1983). Además, para ambos continentes pueden hacerse varias observaciones generales más:

1) Varios de los sistemas son el resultado de la fusión e interacción entre pequeños grupos de tormentas que se desarrollan en diferentes localidades

2) La región favorable para la ocurrencia de MCCs se desplaza hacia el oeste al final de la primavera y

3) La convección más intensa (como es evidenciada por los topes más fríos en las imágenes satelitales) ocurre en el sector oeste-ecuatorial de los complejos.

Si bien la climatología obtenida en base a datos satelitales mostrada anteriormente está bien correlacionada con los estudios de Maddox (1980), Maddox et al. (1982) y Rodgers et al. (1983), es importante también examinar otras características de los sistemas convectivos de Sud América para justificar que son el mismo tipo de sistema de tiempo definido por Maddox (1980). En particular, las perturbaciones del viento en los niveles inferiores y superiores producidos habitualmente por los MCCs, así como la evolución de los fenómenos de tiempo en superficie son configuraciones características bien documentadas para los sistemas de Norte América (ver por ejemplo: Maddox (1980); Maddox et al. (1981); Bosart y Sanders (1981); Fritsch y Maddox (1981); Fritsch y Brown (1982); Cotton et al. (1983); Wetzell et al. (1983) y Zhang y Fritsch (1986)). Sin embargo, debido a que la red de radiosondeos sobre latitudes medias de Sud América es muy poco densa, no es fácil documentar esas configuraciones como lo es para los EEUU. Por esta razón se eligió como caso para

ejemplo, un MCC que se desarrolló en una posición favorable (con respecto a las estaciones de radiosondeo disponibles) para detectar las perturbaciones del viento en los niveles superiores. Este evento comenzó durante el atardecer del 29 de noviembre de 1982 con el desarrollo de tormentas a lo largo de los faldeos orientales de los Andes. Durante la noche ese conjunto de tormentas se fusionó en un gran sistema convectivo sobre las provincias centrales de nuestro país. La lluvia que acompañó este sistema osciló entre moderada e intensa y produjo crecidas y desbordes en los ríos de la provincia de Córdoba. Este complejo convectivo produjo también granizo y se registraron ráfagas de viento de 16 a 20 m/seg en el borde noreste del sistema. En la Figura 7 se presenta un resumen de la evolución del sistema tal como fue observado desde el satélite y reproducido en imágenes en infrarrojo realizado. Es evidente que desde la perspectiva satelital el sistema es visualmente muy similar a los documentados por Maddox (1980). También es similar la secuencia de los fenómenos de tiempo registrados en las estaciones de superficie a medida que pasa el MCC sobre estas. En la Figura 8 se muestran las observaciones horarias en la estación Paraná (32°S 60°O) cuando el centro del sistema pasaba ligeramente al norte de la estación. Se puede ver que con el arribo del borde de la ráfaga húmeda descendente (entre las 0200 y las 0300 hora local) la velocidad del viento aumentó ligeramente, la temperatura descendió y la presión subió. Durante el resto del tiempo los vientos fueron muy débiles o calmos y los cambios de presión pequeños. De particular importancia es el hecho de que las tormentas y las lluvias continuaron durante aproximadamente ocho horas y se acumularon unos

50 mm de precipitación.

Además de los fenómenos de tiempo característicos de superficie los MCCs también producen un campo de viento típico en altura. Específicamente, aparecen grandes perturbaciones anticiclónicas en la escala sinóptica del campo de vientos en las vecindades de la tropopausa, por encima del complejo. Para cuantificar y describir esta perturbación fueron utilizadas distintas técnicas. Por ejemplo, Fritsch et al. (1979) usaron un análisis de paso de banda de mesoescala de los vientos de 200 hPa para extraer la perturbación anticiclónica de mesoescala del flujo de gran escala. En un trabajo posterior de Fritsch y Maddox (1981), los vientos pronosticados a 12 horas con el modelo de área limitada de malla fina para 200 hPa, (válidos para la hora cercana al estado maduro de un MCC), fueron sustraídos del campo de vientos observados para revelar la perturbación anticiclónica. (El Modelo de Área Limitada de Malla Fina (LFM) se corría en forma operativa dos veces por día en el Centro Meteorológico Nacional (NMC) de los EEUU). Del mismo modo, usando otra técnica diferente, Maddox et al. (1981) aislaron la perturbación del campo de vientos de altura a través de dos simulaciones numéricas diferentes de una situación de MCC; una incluyó los procesos convectivos húmedos y la otra no. Los resultados de las dos simulaciones fueron entonces substraídos para determinar el impacto de la convección organizada profunda. Nuevamente, la gran perturbación anticiclónica fue claramente evidente. Wetzel et al. (1983) mostraron que la capa conteniendo la perturbación anticiclónica es relativamente de poco espesor (100-150 hPa) y altera la tropopausa. Desafortunadamente, para el hemisferio sur

no se archivan copias de los pronósticos hechos con modelos numéricos en el NMC de los campos de viento en altura cercanos a la tropopausa en forma rutinaria. Consecuentemente sólo se pudo usar el pronóstico de vientos hecho con el modelo espectral hemisférico para el nivel de 250 hPa, válido a las 1200 UTC del 30 de noviembre de 1982, para aislar la perturbación del campo de vientos. La diferencia entre los campos observados y los pronosticados se muestran en la Figura 9. Si bien en este nivel, algo bajo, la perturbación característica de los MCCs en Norte América no es ni tan fuerte ni tan bien definida, se puede notar y parece ser también un rasgo característico de los MCCs de Sud América.

Si bien tanto los sistemas de Sud América como los de Norte América tienen varios aspectos similares, también tienen diferencias significativas. La diferencia más notable es que los MCCs de Sud América son, en el promedio, un 60% más extensos que los de los de EEUU (ver Tabla 3). A la hora de máxima extensión los sistemas de Sud América tienen una cubierta nubosa con temperatura de cuerpo negro o en infrarrojo menor que  $-40^{\circ}\text{C}$ , que se extiende sobre un área de casi 500.000 km<sup>2</sup>, en tanto que para Norte América el área correspondiente es de unos 300.000 km<sup>2</sup>. Es importante recordar que la definición de MCC utilizada en este estudio es más restrictiva que la usada por Maddox (1980) en sus cálculos (ver Tabla 1), de manera que los MCCs en Sud América tienen realmente áreas mayores que las que se indican en las Tablas 2 y 3 si se comparan con las de los MCCs de EEUU. La diferencia de tamaño entre las dos poblaciones es más claramente evidente cuando se examina la frecuencia de distribución de

tamaños (Fig. 10). Lo que llama mucho la atención es la frecuencia mucho mayor de los sistemas más grandes en Sud América. Se puede notar que algunos sistemas son un 30% más extensos que los más grandes correspondientes a los EEUU. El sistema más grande documentado para los EEUU ocurrió el 7 de mayo de 1978, abarcando un área de 910.000 km<sup>2</sup> la cubierta nubosa con temperatura inferior a -32°C. Los registros asociados con este sistema indican que fue responsable de un gran número de pérdidas de vidas humanas, de personas heridas y de cuantiosos daños materiales que se evaluaron en 1000 millones de dólares, (Maddox, 1980).

Encontrar una explicación de por qué los MCCs en Sud América son mucho más grandes requiere adquirir un mejor conocimiento de las condiciones ambientales en las que se desarrollan. Una posible razón podría ser la altura de la tropopausa en la región de Sud América donde se observan normalmente los MCCs que es aproximadamente en el nivel de los 100 hPa (Velasco y Necco, 1981). Con tropopausas tan altas los toques de las grandes nubes convectivas también tienden a ser mucho más altos y consecuentemente más fríos que los correspondientes en EEUU donde la tropopausa en la estación cálida se encuentra aproximadamente entre los 200-150 hPa. Además en ciertos casos, una tropopausa más alta estaría permitiendo una continuación de arrastre en las nubes convectivas que debería estar compensado por un mayor desarrastrado de masa cerca del tope de la nube. El resultado neto de una tropopausa más alta (manteniéndose el resto de las condiciones iguales) sería un campo de nubes más extendido y más frío.

Otro factor que podría contribuir para que las cubier-

tas nubosas sean más extendidas en Sud América, es que las masas de aire que alimentan la convección profunda en latitudes medias de Sud América son más húmedas que las masas de aire análogas en los EEUU. Los complejos convectivos sobre los EEUU, se alimentan típicamente con masas de aire que se originan sobre las aguas cálidas del Golfo de México, mientras que las masas de aire que alimentan los sistemas sobre Sud América usualmente provienen de las cuencas de los ríos Amazonas y Paraná. En particular, para eventos de MCCs, los puntos de rocío en superficie, en latitudes medias de Sud América, son comunmente de alrededor de 20-24°C, y en algunos casos se han informado valores tan altos como 28°C. En cambio para las situaciones de MCCs sobre los EEUU, los valores típicos de temperaturas de rocío eran de alrededor de 18-20°C (Maddox, 1983). Dado que las temperaturas en la atmósfera libre (indicadas por los valores de 500 hPa) son de aproximadamente -10°C para los sistemas sobre los EEUU y de alrededor de -8°C para los complejos de Sud América, y que las temperaturas de superficie son casi iguales, los puntos de rocío mayores para los sistemas de Sud América implicarían que el potencial termodinámico para el desarrollo de nubes convectivas profundas podría ser ligeramente mayor en latitudes medias de Sud América que sobre Norte América. Por supuesto que factores tales como humedad en niveles medios, velocidades de arrastre, cortante del viento, etc., también deben ser analizados para una evaluación rigurosa de las diferencias en la energía convectiva.

Debe además señalarse que las diferencias en el tamaño del campo nuboso y en la duración también pueden deberse a procesos dinámicos. Por ejemplo, es posible que la corriente en

chorro de los niveles bajos de la atmósfera sea más intensa y más duradera en latitudes medias de Sud América que en regiones análogas de Norte América. Específicamente, aunque las configuraciones generales del terreno más importantes fuesen semejantes, los Andes son significativamente más altos que las Rocallosas y a su vez las pendientes orientales de los primeros son más empinadas que las de las Rocallosas. Esto podría traer aparejado un mecanismo de terreno/radiación que explicaría una corriente en chorro inferior más intensa y de mayor espesor.

Una segunda diferencia significativa que puede notarse entre los MCCs de Norte América y de Sud América se hace evidente al examinar las trayectorias de los complejos. En la Figura 5 se muestran las trayectorias (determinadas siguiendo el centro de la isoterma de  $-40^{\circ}\text{C}$  ó  $-42^{\circ}\text{C}$ ) de los MCCs de Sud América para los períodos noviembre-abril entre 1981 y 1983. Se puede notar un ligero cambio en la dirección prevalente este-oeste del final de la primavera hacia una dirección más sur-norte durante el pleno verano y luego un retorno hacia la dirección este-oeste hacia mediados del otoño. Este cambio de dirección no resulta tan evidente en los MCCs de Norte América si bien algunos de ellos, durante mediados del verano, parecen curvar su dirección hacia el Ecuador cuando alcanzan el estado maduro (Maddox, 1980; Maddox et al., 1982, Rodgers et al., 1983, 1985; Augustine y Howard, 1988 y 1991). Si bien no es posible sacar conclusiones definitivas con respecto a ese cambio de dirección con los elementos de juicio disponibles, una probable influencia sería la cortante de viento muy débil que se observa en la región donde se desarrollan los MCCs durante la estación cálida (ver por ejemplo en la Fig. 6 la

estación Resistencia). Esta conclusión está apoyada por un estudio hecho para los MCCs de EEUU (Merrit, 1985) que muestra que los sistemas, cuyos desplazamientos se desvían más marcadamente respecto del flujo medio en la capa con nube, se desarrollan en un ambiente con cortante vertical de viento significativamente más débil, que la asociada con los sistemas que se desplazan casi paralelos al viento medio. (Decir que se mueven hacia el Ecuador sería equivalente a decir que se mueven hacia la región donde se encuentra el aire cálido y húmedo en la capa inferior).

Una de las diferencias más evidentes entre las poblaciones de MCCs de Norte América y Sud América está en la migración y extensión hacia el lado polar de la región de mayor actividad. La mayoría de los de MCCs de Norte América ocurren entre los  $30^{\circ}\text{N}$  y los  $50^{\circ}\text{N}$  y ocasionalmente hasta latitudes tan altas como  $55^{\circ}\text{N}$  ó  $60^{\circ}\text{N}$ . En cambio los MCCs sobre Sud América raramente ocurren al sur de los  $35^{\circ}\text{S}$ . Esta diferencia es muy probable que esté relacionada con la diferente migración de los oestes y con la humedad del aire en la capa límite que alimenta la convección profunda. Con un continente más extendido hacia la región polar, y correspondientemente una mayor variación de temperatura inter-estacional, los oestes sobre Norte América migran norte-sur mucho más que sobre el continente Sudamericano. Como ejemplo, en la Figura 11 se muestra la evolución media mensual de la corriente en chorro polar y de las isodrosotermas medias mensuales de superficie sobre Norte América. La migración hacia el norte junto con la humedad en superficie es evidente. Se puede notar que el centro de actividad de los MCCs permanece consistentemente del lado ecuatorial de la corriente en chorro y cerca de

la isodrosoterma de 15°C. En la Figura 12 se muestra la evolución media mensual de la posición de la corriente en chorro subtropical (la polar está mucho más al sur aproximadamente en los 40°S, ver Fig. 4 y Hordij y Bordon, 1987), y las isodrosotermas medias mensuales de superficie para la región de ocurrencia de MCCs en Sud América. En este caso, sólo se nota una ligera migración de unos 5 grados hacia el polo de la corriente en chorro subtropical y del campo de humedad de superficie. Además, se observa que los MCCs sobre Sud América se generan cerca de la posición media de la isodrosoterma de 20°C y que su actividad se desarrolla consistentemente del lado ecuatorial de la corriente en chorro subtropical. También, se puede observar que para las temporadas analizadas, el centro de máxima actividad de los MCCs no migra hacia el lado polar. Esto sugeriría que la actividad estaría fuertemente relacionada con las circulaciones, que en los niveles inferiores, están condicionadas por la fisiografía.

Finalmente, hay otra diferencia algo inexplicable en la distribución estacional de los MCCs. En los EEUU la distribución estacional se corresponde muy bien con el ciclo solar (duración del día), pero en Sud América la distribución es bastante diferente (ver Fig. 13). Si bien el desfasaje entre la estación de inicio de la ocurrencia de MCCs entre ambos hemisferios no es muy grande si lo es la de terminación de la actividad. Esto último podría pensarse que es debido a que la región de Sud América donde se desarrollan los MCCs se extiende más hacia el Ecuador y quizás serían los sistemas de latitudes relativamente bajas los que extenderían la estación de los MCCs. Sin embargo, una extensión hacia los 20°N del área de dominio de los EEUU no

produce como resultado una extensión correspondiente de la estación de los MCCs hacia el otoño y tampoco es cierto que los MCCs de Sud América que se observan en el otoño estén dominados por sistemas en bajas latitudes (ver Fig. 18).

## II.5 Climatología de los MCCs de latitudes bajas

La correlación de la frecuente ocurrencia de MCCs con el pasaje de perturbaciones débiles en la zona de los oestes sugeriría que los MCCs podrían necesitar una atmósfera algo baroclínica para su desarrollo. Más aún, en un análisis compuesto del entorno de MCCs (Maddox, 1983) encontró condiciones baroclínicas débiles pero claramente evidentes, con desfases bien definidos entre los campos cinemáticos y termodinámicos. Por otra parte, Maddox también encontró numerosas características que sugieren claramente que los MCCs son sistemas que se organizan bajo el efecto del calor latente y que su desarrollo se ve favorecido en entornos debilmente baroclínicos. Específicamente, Maddox encontró que:

- 1) El perfil vertical de la divergencia durante el estado maduro de los MCCs es similar a los observados en casos de intensificación de los conglomerados tropicales

- 2) El espesor entre 500 hPa y 250 hPa muestra el desarrollo de un núcleo caliente muy marcado, mientras que el espesor entre los 250 hPa y 150 hPa muestra un pronunciado núcleo frío sobre el centro del MCC maduro

- 3) La advección de vorticidad es débil y

- 4) No hay continuidad ni espacial, ni temporal, con la

advección de los campos horizontales iniciales por encima de los 500 hPa.

El forzante continúa ligado a la advección cálida de los niveles inferiores a través de todo el ciclo de vida del MCC y el sistema se desarrolla en forma un tanto independiente del entorno levemente baroclínico de la gran escala. Esta posibilidad de que el desarrollo de un MCC no requiera una capa profundamente baroclínica esta apoyada por los estudios de Cotton et al. (1983) y Wetzell et al. (1983) quienes documentaron la ocurrencia de dos MCCs que se formaron en entornos esencialmente barotrópicos. Además, ellos demostraron que los MCCs prácticamente no producen transporte meridional de calor y concluyen al igual que Maddox que los MCCs deben básicamente desarrollarse por aceleraciones generadas por el calor latente. Por lo tanto los MCCs podrían desarrollarse con frecuencia en los trópicos. Con esta idea y usando el mismo criterio de definición de MCC (ver Tabla 1), se examinaron las imágenes en la región de Sud América al norte de los 20°S de latitud y los océanos adyacentes, para un período de dos años (mayo 1981 hasta abril 1983) y se detectaron 114 MCCs. Claramente los MCCs tropicales ocurren tan frecuentemente como los de latitudes medias, son preferentemente nocturnos y tienen ciclos de vida similares (ver Fig. 3 y 14). En el análisis de los MCCs de bajas latitudes resultó a veces difícil determinar las "primeras tormentas" pues en algunos casos los complejos se desarrollaron a partir de configuraciones convectivas preexistentes o de restos de ellas. No obstante para la mayoría de los sistemas la distribución temporal de las primeras tormentas ajusta bien con el subsecuente desarrollo del ciclo de vida. Sin

embargo, se debe notar que el ciclo de vida de los complejos de bajas latitudes comienza bastante más tarde que el de latitudes medias (unas 4 horas) y que la duración resulta algo más corta (1 a 3 horas) (ver Tabla 4 y Figura 15). También resulta evidente de la Figura 15, que la duración para estos sistemas está menos definida que para los sistemas de latitudes medias. La vida de estos MCCs puede estar reflejando el efecto del marcado ciclo diurno de la radiación y el tamaño característico de la corriente en chorro en niveles bajos que alimenta al sistema. En la Figura 15 se puede notar, además, un pico secundario en la duración de los sistemas de latitudes medias de Sud América. Esto podría deberse a que la dinámica propia de los sistemas más grandes les da una oportunidad de sobrevivir más durante el período de disipación diurno. Obviamente, la perduración de los sistemas también depende del mantenimiento de condiciones favorables en la gran escala. En ocasiones, los sistemas luego de decaer entran de nuevo en un período de desarrollo y reintensificación (como los sistemas observados entre el 18 y el 20 de noviembre de 1981 en el noreste de Argentina) y los ilustrados por Johnston (1981) y Menard et al. (1986). Para los sistemas que se desarrollan sobre tierra, factores tales como su velocidad de propagación y la escala horizontal de la lengua húmeda de capas bajas pueden fijar límites en la longevidad de la convección profunda y en el campo de nubosidad asociado.

En general los MCCs tropicales están dominados por una alta frecuencia de sistemas "pequeños" (ver Fig. 16), sin embargo, en el promedio, tienen un tamaño similar a los que ocurren sobre los Estados Unidos (ver Tabla 4). En la Figura 15 se

puede apreciar que las tres poblaciones tienen un tamaño máximo "preferido" ( $\approx 2-3 \times 10^5 \text{ km}^2$ ) y un máximo secundario ( $\approx 6-7 \times 10^5 \text{ km}^2$ ). El máximo secundario se destaca más en el caso de latitudes medias de Sud América al igual que ocurre con la duración (ver Fig. 15). Uno de esos casos en latitudes medias corresponde al ocurrido entre el 30 de noviembre y el 1 de diciembre de 1981. En la Figura 20a se muestra la imagen del complejo a la hora de máxima extensión, y en la Figura 20b un ejemplo de un MCC de bajas latitudes de gran extensión sobre la costa oeste de Colombia. También se puede observar, que al igual que en latitudes medias, la frecuencia estacional de los MCCs tropicales básicamente sigue al sol (Fig. 17), con un ligero desfase estacional, dado que la actividad comienza a aumentar cuando ya ha pasado el equinoccio de primavera y persiste por uno a dos meses después del equinoccio de otoño.

Además de las características ya mencionadas de los MCCs de latitudes bajas, hay tres observaciones más que deberían destacarse:

- 1) Específicamente, sólo alrededor de un 15% de los MCCs recorren trayectorias mayores a unos 200 km, el resto sólo produce un movimiento aparente que es el resultado simple de la expansión de la tormenta o de la fusión entre tormentas. Esto se refleja también en la velocidad media de desplazamiento. Sobre una muestra de 102 MCCs tropicales se determinó que la velocidad media de desplazamiento es cercana a los 6 m/s, valor muy inferior al obtenido por Houze y Hobbs (1982) para líneas de inestabilidad tropicales. En cuanto a la dirección de desplazamiento se observa un aumento de la componente este con respecto a lo ob-

servado en los MCCs de latitudes medias (ver Fig.4a y b)

2) En general, los MCCs tropicales tienden a desarrollarse a partir de los restos de convección provenientes de otros sistemas convectivos anteriores y se disipan dejando también conglomerados de pequeñas áreas de campos de nubes con topes fríos

3) De la población de MCCs que se observaron sobre los océanos, cuatro dieron origen al desarrollo de tormentas tropicales.

## II.6 Distribución geográfica general

Tan interesante como comparar las características físicas de los sistemas de latitudes medias con los de latitudes bajas puede resultar el examinar la distribución geográfica de la población total. En la Figura 18 se muestra la ubicación de los MCCs a la hora de máxima extensión, para dos temporadas cálidas. Para los Estados Unidos se tomaron los MCCs compilados por Maddox (1980) y Maddox et al. (1982) para los años 1978 y 1981 respectivamente y para todas las otras áreas el período que abarca desde mayo de 1981 hasta abril de 1983. De la comparación surgen en forma casi inmediata las siguientes observaciones:

1) La mayoría de los MCCs ocurren sobre los continentes

2) Algunos de los MCCs que ocurren sobre los océanos tropicales evolucionan hacia un estado de tormenta tropical, (ver Figuras 18 y 20c).

3) Las grandes concentraciones de MCCs que se producen en latitudes medias ocurren sobre áreas fisiográficamente similares de Norte y Sud América

4) La ocurrencia de MCCs sobre la región amazónica de Brasil y sudeste de Estados Unidos es casi nula

5) Existen tres regiones favorables para el desarrollo de MCCs de bajas latitudes:

i) La región oceánica de América Central que se extiende al oeste del sur de México y al oeste de Guatemala, El Salvador, Nicaragua y Costa Rica

ii) La región continental boliviana

iii) La región oceánica/continental colombiana

La menor concentración de las tres es la observada en i), en tanto que la iii) se extiende a lo largo las bandas orientales y occidentales de los Andes y sobre el área oceánica adyacente.

6) Los sistemas tienden a concentrarse inmediatamente corriente abajo de las principales cadenas montañosas y están embebidos en los cinturones de los máximos de los vientos oestes y estes. Esto es: el conjunto de los MCCs de latitudes medias se concentra al este de las principales cadenas montañosas, perpendicular a los vientos oestes y los núcleos tropicales, del lado oeste de las cadenas montañosas, perpendicular a los vientos del este.

Algunos MCCs dispersos, se pueden observar también sobre el Golfo de México, el Caribe, los Andes Peruanos y sobre el océano al noroeste de Lima (Perú). En la Figura 20d se puede observar un caso de éstos últimos.

La población de MCCs que se observa en la región de Bolivia podría ser una extensión de los sistemas de latitudes medias que aparecen más al sur de la Altiplanicie Boliviana. Sin embargo, justamente la Altiplanicie podría proveer ascenso

orográfico y una fuente elevada de calor de manera que favorecería el desarrollo convectivo que se concentra en esa región. Para hacer una distinción categórica sería necesario quizás una muestra mayor y desde ya, mayores estudios.

Además, es importante señalar que los cuatro MCCs que se desarrollaron sobre el Océano Pacífico, al noroeste de Lima (Perú), ocurrieron todos en la estación cálida 1982-1983 (ver Fig. 20d). Esto fue durante el evento de El Niño extraordinario (Quiroz, 1983), y las aguas cálidas que normalmente están confinadas al oeste de Colombia habían avanzado hacia el sur a lo largo de la costa del Perú (ver Fig. 19). No menos importante es señalar que durante ese evento (entre los meses de noviembre 1982 y junio 1983 se produjeron en Perú lluvias de extrema intensidad ( $> 100 \text{ mm} / 24 \text{ h}$ ). Las características de esas lluvias fueron estudiadas en detalle por Goldberg et al. (1987), quienes a través del análisis de imágenes GOES identificaron que un 17% de los sistemas convectivos que produjeron esas lluvias intensas calificaban como MCCs.

En forma conjunta con el desarrollo de los cuatro sistemas sobre el océano durante el episodio de El Niño 1982-83 se puede ver también en la Tabla 2 que el número de sistemas "continentales" de latitudes medias fue más del doble que el observado en la estación cálida precedente.

La documentación hecha para los MCCs de Sud América y su entorno cuando se une a las hechas en otras regiones del globo, tanto para MCCs como para MCSs, permiten establecer que los sistemas convectivos de latitudes medias pueden ser considerados como parte de un continuo global de la convección que

se extiende desde los trópicos hacia los polos en los hemisferios de verano. Por lo tanto se podría esperar que la convección en latitudes medias tenga ciertos impactos en el clima similares a la convección en los trópicos. Si bien el grueso de calor latente ocurre en los trópicos, las contribuciones desde latitudes medias en verano pueden no ser despreciables.

### III           CONDICIONES METEOROLOGICAS ASOCIADAS A MCCs DESARROLLADOS SOBRE LATITUDES MEDIAS DE SUDAMERICA

Los análisis del hemisferio sur y de la banda tropical (30°N - 30°S) producidos por el Centro Meteorológico de los EEUU y los datos de radiosondeo y superficie obtenidos a través del mismo Centro y complementados con datos del Servicio Meteorológico Nacional constituyen la base de datos utilizados en las descripciones siguientes, además de las imágenes satelitales mencionadas anteriormente.

#### III.1       MCCs ocurridos entre el 16 y el 22 de enero de 1982

Entre el 16 y el 22 de enero de 1982, el análisis de las imágenes GOES-IR horarias permitió observar el desarrollo de dos MCCs sobre el territorio argentino al norte de los 35°S de latitud. Alrededor de las 1900 UTC del día 16 se detectaron en la imagen GOES-IR algunas celdas de tormenta sobre el centro de Entre Ríos. Estas celdas crecieron rápidamente y fusionándose dieron origen a un gran mesosistema convectivo. Al oeste de este sistema, sobre el centro de la provincia de Santa Fe crecieron

otras tormentas que se unieron a las anteriores formando un MCC alrededor de las 2300 UTC. Aproximadamente, una hora más tarde se desarrollaron nuevas tormentas sobre las provincias de Córdoba y Sgo. del Estero que hacia las 0500 UTC se unieron al MCC que alcanzó la máxima cobertura nubosa hacia las 0400 UTC (ver Fig. 20e). Sobre las 1200 UTC el complejo convectivo estaba debilitándose, mientras que hacia el NO del mismo se observaba el crecimiento de un nuevo mesosistema convectivo que se fue desarrollando e independizándose del sistema inicial a medida que se desplazaba hacia Bolivia alcanzando gran tamaño con topes muy fríos (inferiores a  $-60^{\circ}\text{C}$ ). El complejo convectivo se desplazó en promedio con rumbo NNE a razón de unos 10 m/s, velocidad muy similar a la del viento medio en 500 hPa y a la intensidad del viento medio en la capa de nube (850-300 hPa), pero de dirección casi normal al anterior. Desde unas 7 horas antes del inicio de la tormenta el sondeo de Resistencia (Fig. 21a) indicaba alta inestabilidad potencial, en tanto que en Córdoba los índices indicaban menor inestabilidad (ver Tabla 5).

A las 1200 UTC se observaba en la carta de superficie un frente frío con orientación NO-SE que atravesando la provincia de Bs. As. se desplazaba hacia el NE, encontrándose alrededor de las 2300 UTC sobre el centro de Entre Ríos prolongándose zonalmente sobre Santa Fe y Córdoba. El frente adquirió un carácter estacionario sobre el continente, con avance más rápido hacia el NE sobre el océano. Al norte del frente, donde más tarde se desarrolló el sistema, se observaba una amplia región con altos valores de temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) que llegaron a superar los 365 K, (ver Fig. 22a).

En el nivel de 850 hPa un centro de baja presión localizado sobre Sgo. del Estero favorecía el flujo del NO sobre la región de génesis (por ejemplo Resistencia informaba NO/13 m/s) advectando calor y humedad ( $T = 21^{\circ}\text{C}$  y  $W = 14.5 \text{ g/kg}$ ) sobre la región de desarrollo del MCC. En la carta de 500 hPa (ver Anexo I, Fig. 1a) el flujo sobre la región de génesis era débil, aunque una vaguada con marcada curvatura se extendía desde los  $30^{\circ}\text{S}$  hacia el sur, con eje aproximado sobre la cordillera, aunque algo desviado hacia el oeste en la porción norte. En los niveles superiores (300 y 250 hPa) el flujo era marcadamente difluente sobre la región de desarrollo del complejo (Anexo I, Fig. 1b y 1c). La corriente en chorro polar, en el nivel de 300 hPa estaba ubicada sobre la parte delantera de la vaguada y se orientaba casi meridionalmente, extendiéndose más hacia el norte en el nivel de 250 hPa donde se unía a un núcleo que probablemente reflejara la corriente en chorro subtropical (Anexo I, Fig. 1b y 1c). La región difluente entre ambas corrientes según Whitney (1977) es muy favorable para el desarrollo de tormentas severas. El análisis de los espesores 1000/500 hPa (Anexo I, Fig. 1d), indicaba la presencia de una región con marcada baroclinicidad en concordancia con la corriente en chorro polar (al SO de la región de desarrollo del MCC), así como una marcada advección fría al oeste y sudoeste de la región de desarrollo del complejo y advección cálida sobre la misma. En la Figura 23a se presenta una síntesis de las condiciones más sobresalientes en los distintos niveles isobáricos mencionados.

Las observaciones horarias de la estación Resistencia, que fue alcanzada por el MCC durante la etapa de su máximo desa-

rollo se muestran en la Figura 24a, se puede notar que el borde delantero de la corriente húmeda descendente alcanzó la estación entre las 0300 y las 0400 UTC, el viento aumentó de intensidad a medida que rotó hacia el sur, la temperatura descendió y la presión aumentó. Unas seis horas después se establecía la calma y la presión no experimentó cambios significativos.

La precipitación producida por este sistema superó los 50 mm en varias estaciones, llegando a registrarse 144 mm en Villa Angela (Chaco). Las características temporales de la precipitación producidas por el sistema en Resistencia pueden apreciarse en las Figuras 24a y b, donde se puede observar que casi el 90% de la precipitación es de origen convectivo, en tanto que la precipitación estratiforme registrada corresponde a la etapa de debilitamiento del sistema. Este comportamiento contrasta con el producido por la tormenta que asociada al frente afectó la estación Ezeiza, (ver Fig. 25a y b). Puede observarse además que si bien los períodos con precipitación son semejantes el total sobre Resistencia duplica el total sobre Ezeiza, donde además el período con precipitación estratiforme es mayor.

En las Figuras 26a y b se presentan los cortes verticales espaciales a lo largo de una línea quebrada definida por las estaciones Campo Grande, Resistencia, Córdoba, Santa Rosa y Neuquén para el 16 de enero de 1982 a las 1200 UTC. Los campos de temperatura potencial y de temperatura muestran dos regiones bien diferenciadas por su baroclinicidad. Puede notarse que las tormentas que dieron origen al MCC y a su desarrollo se produjeron en la zona donde la baroclinicidad es más débil. El núcleo de altas temperaturas potenciales equivalentes ( $\theta_e > 350$  K) esta

separado de superficie por una inversión de temperatura y una capa de aire seco. Al aumentar la temperatura y el rocío durante el día este núcleo se extendió hasta superficie favoreciendo el movimiento de ascenso en la región. En la troposfera media puede observarse la intrusión de una masa de aire de  $\theta_e$  bajos que podría ser el resultado combinado del flujo con la orografía. Este tipo de estratificación vertical suprime la liberación de inestabilidad convectiva, permitiendo no obstante que la inestabilidad latente de la capa límite aumente con el tiempo.

La cortante vertical del viento, en la región de desarrollo del MCC, entre superficie y 500 hPa era débil (Tabla 5), se notaba, sin embargo, un máximo de viento en los niveles entre 900 y 700 hPa que sobre Resistencia llegó a unos 15 m/seg, (Fig. 27a y 26b). En la troposfera inferior el viento rotaba anticiclónicamente hasta unos 6000 m de altitud, confirmando la advección cálida en la troposfera inferior. En la capa superior la rotación era ciclónica pero menos marcada (ver Fig. 27d), dando así lugar a una advección térmica diferencial con la altura que contribuyó a la inestabilización de la atmósfera.

El segundo sistema se formó unos tres días más tarde, hacia las 1900 UTC del día 20. Varias celdas que se desarrollaron y fusionaron al norte de un frente frío que cruzaba sobre el centro-este de Córdoba y centro de Santa Fe dieron lugar a un nuevo complejo. Hacia las 0900 UTC del día 21 el sistema alcanzó su máxima extensión, afectando principalmente las provincias de Chaco y Formosa (ver Fig. 20f). Este sistema tuvo características de horario, duración y extensión semejantes al anterior y avanzó aproximadamente con el mismo rumbo NNE. Sin embargo, se desplazó

con mayor velocidad (unos 15 m/s), valor muy superior al viento medio de la capa nubosa y desviado levemente hacia el Ecuador. Este sistema recorrió una larga trayectoria (del orden del doble que la del sistema anterior,  $\approx$  1000 km) aunque más desplazada hacia el centro del territorio.

En las cartas de superficie la posición y avance del frente frío parecían similares al caso anterior, sin embargo, las condiciones sinópticas eran, en general, más débiles al igual que las condiciones de inestabilidad al norte del frente como lo indican los análisis. Como en el caso anterior, se observó un centro de altos valores de  $\theta_e$  aunque levemente más débiles pero que igualmente alcanzó valores de  $\theta_e$  algo superiores a los 360 K, (ver Fig. 22b). Este centro estaba desplazado hacia el oeste-noroeste con respecto al caso anterior. Separadas del complejo convectivo se produjeron ese día diversas tormentas por lo cual el campo de precipitación del día no representaba exclusivamente a la precipitación producida por el MCC. Sin embargo, un análisis cuidadoso de los datos permitió identificar que hubo una amplia zona con precipitación producida por el MCC.

En el análisis de 850 hPa de las 1200 UTC del 20 de enero de 1982 se podía notar que los vientos eran bastante más débiles que en el caso anterior, aunque análogamente se observaba un centro de baja presión algo desplazado hacia el noroeste, cuya circulación favorecía la advección de aire cálido y húmedo sobre la región central del país, que en forma de una lengua estrecha llegaba en este caso hasta Santa Rosa. El campo de 500 hPa (ver Anexo I, Fig. 2a) reflejaba la presencia de una vaguada con eje sobre la costa de Chile, con curvatura menos mar-

cada que en el caso anterior y algo más desplazada hacia el sur. En los niveles de 300 y 250 hPa se observaba nuevamente un flujo marcadamente difluente sobre la región de génesis del MCC, con la corriente en chorro dispuesta más zonalmente sobre la Patagonia central (ver Anexo I, Fig. 2b y 2c). La Figura 23b presenta una síntesis de estas observaciones.

La inspección de la carta de espesores (1000/500 hPa) (Anexo I, Fig. 2d) indica también la presencia de una zona con marcada baroclinicidad al SO de la región de génesis del MCC, aunque con gradientes más suaves y con una orientación algo más zonal y desplazada más al sur que en la situación anterior.

El análisis de temperatura y temperatura potencial en el corte vertical mostraba, para este caso, una separación menos definida del estado de baroclinicidad en las capas bajas pero se lo distinguía claramente sobre Córdoba, por encima del nivel de 700 hPa. El análisis de las temperaturas potenciales equivalentes mostraba igualmente un núcleo de valores altos sobre Resistencia, separado de superficie por una inversión de temperatura que se suprimió al avanzar el día. Sobre este núcleo de altos valores de  $\theta_e$  se observaba en los niveles medios (600-500 hPa) una capa de valores relativamente bajos de  $\theta_e$  indicando una estratificación vertical semejante al caso anterior.

En las Figuras 28a y b se muestran las observaciones registradas en dos estaciones por las que pasó el MCC durante su estado de desarrollo y madurez. En la estación Las Lomitas (24° 42'S, 60° 35'O), la precipitación observada aproximadamente entre las 2200 y 0000 (hora local), corresponde a un sistema convectivo de mesoescala que no llegó a ser un MCC y que se aproximó a la

estación desde el noreste. Puede notarse que la precipitación asociada al MCC es bastante más alta que la del sistema convectivo que lo precedió.

### III.2 El caso del 30 de noviembre de 1982

En la sección II.4 se describieron algunas características de este sistema que a diferencia de los anteriores se desplazó con rumbo este a razón de unos 19 m/s. Su velocidad de propagación tenía mayor intensidad y una débil desviación hacia el Ecuador, tanto respecto al flujo de 500 hPa como al viento medio de la capa nubosa. Si bien en extensión este sistema alcanzó valores semejantes a los anteriores, su desarrollo se inició más tarde (hacia la media noche) y persistió hasta pasado el mediodía siguiente.

En la carta de superficie de las 2300 UTC se observaba, como en los casos anteriores, la presencia de un frente estacionario que orientado zonalmente cruzaba por el sur de Uruguay y de las provincias de Entre Ríos, Santa Fe y Córdoba. Las temperaturas potenciales insinuaban un flujo de aire bastante inestable que desde el NNO alimentaba la región donde se desarrolló el MCC. El núcleo de bajos valores de  $\theta_e$  en el NE se debía a la presencia previa de otro sistema convectivo (no MCC), que favoreció el desarrollo de un marcado gradiente de estabilidad, (ver Fig. 22c). La actividad de ese sistema dió como resultado una atmósfera con estructura vertical muy húmeda como se puede apreciar en la Figura 21b.

El campo en el nivel de 500 hPa (Apendice II, Fig. 3a)

es en este caso predominantemente zonal sobre la región de desarrollo del MCC, respondiendo a la presencia de un centro de alta presión en el norte del país y a una vaguada sobre el Pacífico bastante al oeste de la costa de Chile, notándose en latitudes más altas el progreso de una perturbación menor que se acerca sobre el centro sur de la Patagonia. En los niveles superiores (300-250 hPa) la corriente en chorro con dirección ONO-ESE atraviesa la franja comprendida entre Bs. As. y Neuquén, alcanzando velocidades superiores a los 45 m/s (ver Anexo I, Fig. 3b y c). El campo de espesores era consecuentemente zonal acompañado por un flujo que indica una leve advección fría hacia el oeste de la región de desarrollo del complejo y advección cálida sobre esa región (Anexo I, Fig 3d).

A las 1200 de ese día, en el nivel de 850 hPa se notaba un centro de baja presión ubicado aproximadamente entre Córdoba y Resistencia con vientos asociados de 18 a 20 m/s que desde el NNO advectaban aire muy cálido y húmedo ( $T = 22\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $w = 15\text{ g/kg}$ ) hacia la región de desarrollo del MCC. El cambio más notable en los niveles superiores se manifiesta en la intensificación de la corriente en chorro que en el nivel de 250 hPa supera los 90 m/s y el flujo continúa siendo difluente sobre la región de crecimiento del MCC (ver Anexo I, Fig.4a, b, c y d). Estas condiciones se resumen en la Figura 23c.

Los vientos en la estación Resistencia entre las 0000 y las 1200 UTC del día 30, cerca de superficie, rotaron hacia el norte, prevaleciendo luego de ese sector entre superficie y los 2500 m de altitud y experimentando un aumento sensible en su intensidad, llegando a más del doble de sus valores iniciales (ver

Tabla 6).

Los análisis de temperatura y temperatura potencial en el corte vertical (Fig. 29a), permiten ver que también en este caso el MCC se desarrolla en la región donde la baroclinicidad es más débil. En la Figura 29b se puede observar que la estratificación vertical de las  $\theta_e$  es semejante a los dos casos anteriores.

En las Fig. 30a y b se muestran las observaciones horarias de las estaciones Paraná ( $31^{\circ}47'S$ ,  $60^{\circ}29'O$ ) y Reconquista ( $29^{\circ}11'S$ ,  $59^{\circ}42'S$ ), que fueron alcanzadas por los flancos sur y norte del MCC respectivamente. El desfase en el inicio de la actividad en ambas estaciones está vinculada a la dirección de desplazamiento del MCC (O-E) y a la posición relativa de éstas con respecto a la longitud. Sin embargo, es interesante notar que hay un período común en que ambas experimentan actividad convectiva importante pese a su distancia latitudinal. La precipitación producida por este MCC fue también predominantemente convectiva, finalizando con un corto período de lluvia débil. En las Figuras 31a y b se muestra el campo de precipitación producido por este complejo convectivo según el análisis de González y Velasco (1989) con el fin de dar una idea de la amplitud del área que recibe precipitación importante. El apéndice de máximos valores que se observa en el NO corresponde a una de las celdas de tormenta iniciales que, al fusionarse con otra ubicada más al sur, dió origen al MCC (ver Fig. 7a y b). Puede notarse que hay una región bastante extendida en el centro del país que recibe más de 50 mm de precipitación, y que coincide con la región que abarca el MCC durante su etapa de máxima extensión nubosa. De acuerdo a

un análisis hecho por Velasco y Guichandut (1986), las cubiertas nubosas frías a la hora de la máxima extensión dan un límite aproximado del área que recibe precipitación (ver Fig. 32). Estos autores calcularon que la precipitación media areal producida por este complejo convectivo era de unos 20 mm y un área de unos 200.000 km<sup>2</sup> recibió entre 25 y 50 mm de lluvia.

### III.3 Análisis comparativo de los tres casos

Las Figuras 22 (a-c) y 23 (a-c) resumen algunas de las características comunes a los tres casos descritos y en la Tabla 5 se presentan varias propiedades usualmente utilizadas en distintos estudios para caracterizar el entorno y la estructura de los sistemas convectivos.

En los niveles bajos se pudo notar que la generación de los tres MCCs estuvo asociada a la presencia de un frente casi-estacionario orientado aproximadamente en dirección zonal sobre el territorio entre los 30 y 35°S, curvándose hacia el sur sobre el océano Atlántico. En las Figuras 22(a-c), se nota la presencia de una amplia región potencialmente inestable favorable al desarrollo de actividad convectiva. Las Figuras 23 (a-c) muestran la presencia de un centro de baja presión en el nivel de 850 hPa que favorece la advección cálida y húmeda en la tropósfera inferior, condición que tanto Maddox (1983) como Cotton et al. (1989) señalan como un precursor común al desarrollo de los MCCs en EEUU. Esa advección también existe, aunque menos marcada, en el caso del 21 de enero tal como lo indicarían los datos y los análisis. En el nivel de 500 hPa se observó en los tres casos

la presencia de una vaguada corriente arriba de la región de desarrollo de los MCCs, aunque de longitud, amplitud y posición distinta, especialmente en el caso del mes de noviembre. El flujo en los niveles superiores, sobre la región de crecimiento de los complejos, era difluente, con la corriente en chorro polar ubicada hacia el sur de la región de génesis. Es posible que el desarrollo de los complejos tenga una vinculación más cercana con la corriente en chorro subtropical. En las Figuras 27 (a-c), 33 (a-c) y 34 (a-c) se pueden observar los perfiles verticales del viento en las estaciones Resistencia, Córdoba y Ezeiza que describen lo más aproximadamente posible las condiciones limitantes de la región de desarrollo de los complejos. En el caso del 30 de noviembre se muestra además el perfil de Córdoba del día 29, que podría agregar información respecto a las condiciones previas a la formación del sistema. En el caso del 16 de enero, tanto Ezeiza como Resistencia alcanzan el valor máximo de viento aproximadamente a 14000 m (150 hPa) que estaría insinuando la corriente en chorro subtropical y en Ezeiza, el máximo secundario observado alrededor de los 6000 m de altitud estaría reflejando la corriente en chorro polar asociada al frente en superficie. En el caso de 20 de enero se observan nuevamente los vientos máximos en ambas estaciones en niveles, que aunque algo más bajos que en el caso anterior (12000 m), corresponderían a la corriente en chorro subtropical (ver Velasco y Necco (1981) y Hordij y Bordón, (1987)). Las condiciones para el 30 de noviembre parecen similares (comparar Fig. 27 (a-c), 33 (a-c) y 34 (a-c) en cuanto al máximo de viento en los niveles más altos a lo descripto para los otros dos casos, sin embargo, la estructura

del viento en la troposfera media refleja cierta característica estacional. Por otra parte, para los tres complejos, se puede observar en los niveles inferiores de la estación Resistencia un máximo de viento que estaría reflejando la corriente en chorro de capas bajas.

Si bien a grandes rasgos se pueden identificar algunas condiciones de gran escala comunes, se puede apreciar, sin embargo, que combinaciones de campos algo diferentes generan sistemas que observados con satélite tienen características de aspecto, duración, ocurrencia estacional, etc., similares. Queda por dilucidar en que manera estas condiciones se combinan con otras de menor escala para dar lugar a la organización de un MCC u otro tipo de sistema convectivo de mesoescala. Para esto sería necesario realizar estudios a través de simulaciones numéricas y de experimentos que incluyan observaciones con radar y una mesored en la región de desarrollo de los MCCs, que según sugieren este y otros estudios, es muy favorable para el desarrollo de distintos sistemas convectivos.

En cuanto a los fenómenos asociados, como la mayoría de los MCCs muestreados estos tres complejos se manifestaron fundamentalmente como prolíficos sistemas convectivos precipitantes.

#### III.4 Estructura y organización de los MCCs de latitudes medias

Con miras a obtener información sobre la organización y la estructura interna de los MCCs en latitudes medias de Sud América y al no disponer de observaciones con radar se calcularon

algunos parámetros que podrían sugerir o dar información sobre estas características y que se resumen en la Tabla 5.

La cortante vertical del viento es un factor que influencia la formación y organización de los sistemas convectivos. Estos sistemas están formados por celdas, que pueden ser identificadas como tales en las imágenes de radar y que dieron origen a la clasificación de las tormentas hecha por (Chisholm y Renicks, 1972) en: tormentas unicelulares, multicelulares y de supercelda y que fueron y siguen siendo tema de amplia investigación. Algunos autores como Moncrieff y Green (1972), Weisman y Klemp (1982) y Bluestein y Jain (1985) encontraron que el número de Richardson generalizado puede dar mayor información sobre los entornos que dan origen a distintas organizaciones convectivas en la mesoescala, pues este número combina el efecto de cortante con la inestabilidad vertical. El número de Richardson aplicado por esos autores está definido por:

$$Ri = CAPE / 0.5U^2$$

donde U representa la diferencia entre los vientos medios de los primeros 6 y 0.5 km más bajos y CAPE representa la inestabilidad potencial disponible calculada por:

$$CAPE = 287 \int_{p_1}^{p_2} (T' - T) d(-\ln p)$$

siendo T' la temperatura de la parcela que asciende desde el

nivel de libre convección,  $T$  la temperatura del entorno,  $p_1$  la presión del nivel de libre convección, y  $p_2$  la presión del nivel de equilibrio. El nivel de libre convección es calculado con la relación de mezcla media ( $w$ ) y la temperatura potencial media ( $\theta$ ) obtenidas por mezcla vertical de los primeros 50 hPa. Weisman y Klemp (1982) obtuvieron a partir de observaciones y de simulaciones numéricas que valores bajos de  $Ri$  ( $\approx 15-35$ ) favorecían el desarrollo de superceldas, mientras que valores mayores que 40 favorecían el desarrollo de tormentas multicelulares. Bluestein y Jain (1985) efectuando una clasificación de líneas de inestabilidad observadas con radar encontraron que para las configuraciones de tormentas que ellos identificaron como "línea quebrada" los valores de  $Ri$  eran tan altos (111) como en las tormentas multicelulares. Por otra parte, Lin (1986), encontró que los valores de  $Ri$  para MCCs sobre EEUU, en los que prevalecía la estructura multicelular, estaban en los cientos. Para los tres casos analizados sobre Argentina se calculó  $Ri$  en Resistencia, (ver Tabla 5). Como los sondeos disponibles corresponden a la observación de la mañana, se recalcularon los valores de CAPE teniendo en cuenta la temperatura de convección ( $T_c$ ) calculada con la relación de mezcla media de la capa superficial de 50 hPa de espesor (para los dos casos de enero) por cuanto era  $T_c < T_{max}$ , y en el caso de noviembre con la  $T_{max}$ , ya que en este caso era  $T_c > T_{max}$ . Los valores de  $Ri$  resultantes (ver Tabla 5) son del orden de los obtenidos por Lin (1986).

Para los tres casos estudiados, se calcularon y compararon los valores de las cortantes verticales del viento horizontal (Tabla 5) con los valores hallados por otros autores

(Marwitz, 1972 y Bluestein y Jain, 1985) para tormentas multicelulares y se encontró, que en general, las cortantes verticales del viento horizontal (entre superficie y 250 hPa) calculadas son bastante inferiores (un 40% o más), en tanto que las cortantes en la capa sub-nube son del mismo orden.

Por otra parte el contenido de humedad, expresado por el agua precipitable, que da una buena medida del vapor de agua en la columna de aire (Bluestein y Parks, 1983), resultó en general más alto ( $\approx 30\%$ ), en tanto que los valores de inestabilidad (CAPE) y del número de Richardson resultaron bastante cercanos a los de algunos tipos de las tormentas multicelulares.

En cuanto a las hodógrafas, se puede observar en las Figuras 27d-f, que el cambio de curvatura es muy marcado en los niveles inferiores. En EEUU se encontró que es un hecho común observar rotaciones marcadas del viento en los niveles inferiores en las proximidades del desarrollo de tormentas de supercelda, especialmente de aquellas que producen tornados (Maddox, 1976). Según Davies-Jones (1984), una marcada curvatura en la hodógrafa está vinculada con ambientes de gran helicidad y Lilly (1986), demostró que circulaciones con gran helicidad (ver definición en Apéndice 1), como las asociadas a tormentas de supercelda, tienden a suprimir la disipación turbulenta asegurando así su naturaleza de larga duración. Esta característica de marcada curvatura en la hodógrafas se observa en Resistencia en los tres casos (Fig. 27d-f). Esto se debería, a semejanza de lo que ocurre por ejemplo en EEUU y China, a que el flujo de las capas inferiores viene de latitudes tropicales (del sector norte en Sud América) y en los niveles más altos el flujo es de los oestes.

En resumen, los casos analizados aquí podrían tener una estructura multicelular en cuanto a las características de corrientes y de su combinación con la estabilidad estática. Sin embargo, las curvaturas de las hodógrafas se asemejarían a las de los entornos que dan origen a tormentas de supercelda. Dilucidar si los MCCs de latitudes medias de Sud América responden a uno u otro tipo de estructura requeriría contar con métodos de observación que no ignoren la incorporación del radar meteorológico.

La estructura multicelular, que puede organizarse en líneas o conglomerados, está definida en general como un conjunto de celdas en la que ninguna es una "supercelda". Sin embargo, Schmidt y Cotton (1988), usando información de radar Doppler, han documentado el caso de una línea de inestabilidad de desplazamiento rápido (21 m/s) de estructura multicelular, pero con uno de sus elementos convectivos de tipo supercelda. En este caso  $R_i$  toma valores correspondientes a supercelda (31), lo que indicaría que  $R_i$  no es condición necesaria y suficiente para definir la estructura interna de un sistema convectivo. Por otra parte, estudios de MCCs realizados con radar (ver por ejemplo McAnelly y Cotton, 1986) indicarían que estos pueden estar formados por conglomerados de celdas o por las llamadas líneas de inestabilidad ordinarias de escala meso- $\beta$  (Cotton y Anthes, 1989), con lo cual  $R_i$  podría no ser concluyente respecto a la estructura interna en el caso de sistemas convectivos tipo MCC, de acuerdo a estos autores.

En las Figuras 35a y b se muestran dos imágenes GOES-IR realizadas y presentadas con falso color que permiten distinguir

algunas celdas internas (elementos convectivos), constituyendo en un caso, un MCC de latitudes medias y en el otro, uno de bajas latitudes. Los elementos convectivos que constituyen un MCC, aparentemente pueden tomar una variedad de formas y por lo tanto esta no sería una propiedad que los distingue, pero si lo es su característica cobertura nubosa (forma, tamaño, duración) detectable en las imágenes satelitales.

Una acotación final relacionada con la marcada curvatura de la hodógrafa observada en estos tres casos tiene que ver con la duración de los complejos. Según dos referencias citadas por Lilly (1986), el cuadrado medio de la helicidad está sujeto a una cascada escala arriba. Con esta misma idea, los autores sugieren que distintas perturbaciones de mesoescala, incluyendo los conglomerados tropicales, los complejos convectivos de mesoescala y las líneas de inestabilidad se organizan a partir de fuentes de energía en la escala convectiva. Entonces, se sugiere que el efecto de la helicidad es reducir los efectos disipativos de la turbulencia, influenciando por lo tanto, en la duración de las tormentas con rotación.

#### IV DISCUSION DE LOS RESULTADOS

Las características físicas y la distribución geográfica y estacional de los MCCs sugieren que estos sistemas son generados en condiciones predominantemente barotrópicas y con inestabilidad hidrostática. Aunque aparentemente estos sistemas no usan a la baroclinicidad como fuente de energía, parecen requerir un entorno algo baroclínico para obtener un flujo

localizado y sostenido con altos valores de  $\Theta_e$ . En la Figura 18 se puede ver que hay regiones favorables donde ocurrirían esas condiciones. Es interesante destacar que esas regiones, sin embargo, no se corresponden con las regiones climatológicas de máxima convección.

Por ejemplo, los análisis de los datos satelitales de radiación de onda larga saliente (OLS) (que son una medida de la cobertura nubosa extendida en los niveles altos) indican para enero, febrero y marzo, un máximo de actividad convectiva sobre la cuenca del río Amazonas en Brasil, en tanto que sobre latitudes medias ( $20^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{S}$ ) de Sud América la señal en la OLS es menos importante (ver por ej.: Gruber y Winston, 1978; Heddinghans y Krueger, 1981; Winston et al., 1979). Esto es muy significativo, dado que muy pocos MCCs fueron observados sobre la cuenca del Amazonas y en cambio se observa un notable máximo de ocurrencia de MCCs sobre la zona de latitudes medias (Fig. 18).

Mas aún, una comparación de la distribución de albedo con la localización de las zonas de génesis de los MCCs indica que los MCCs tienden a formarse en regiones con albedos relativamente bajos, esto significa regiones con menor nubosidad que las áreas adyacentes. En la mayoría de los días, se observa en las imágenes satelitales la formación de numerosas áreas de pequeña extensión con actividad convectiva sobre una gran parte de la cuenca del Amazonas (ver por ej.: Figuras 7 y 20e-f). Sin embargo, estas áreas, rara vez alcanzan los requerimientos de tamaño de la definición de MCC dada en el Capítulo II. En ciertos casos el requerimiento de tamaño se alcanza, sin embargo, la condición de duración no. En contraste, en latitudes medias, la

aparición de la actividad convectiva se inicia sobre una región mucho más pequeña, crece explosivamente y luego gradualmente se organiza en una estructura bien definida. Por lo tanto, deben existir condiciones muy especiales (que son mucho más complejas que simplemente una atmósfera condicionalmente inestable con convección profunda) las que son necesarias para el desarrollo de un MCC.

Un factor posiblemente importante, que parece ser común en cada una de las zonas donde hay alta frecuencia de actividad de MCCs, es la presencia de frecuentes períodos de flujo relativamente fuerte y sostenido en niveles bajos, con altos valores de  $\theta_e$ . Específicamente, Hering y Borden (1962), Bonner (1968) y otros han documentado la presencia de una bien definida corriente en chorro nocturna en los niveles bajos sobre la región de las Grandes Planicies en los EEUU. Análogamente, J. Paegle et al. (manuscrito no publicado, 1982) y Virji (1981) usando datos del FGGE (First GARP Global Experiment) encontraron una corriente en chorro en los niveles bajos que proveniente del norte se extiende al este de los Andes, sobre las planicies adyacentes durante el verano del Hemisferio Sur. Esta corriente en chorro se encuentra en regiones fisiográficas análogas con respecto a la corriente en chorro sobre los EEUU. Pitchford y London (1962) encontraron que la localización de la corriente en chorro nocturna en los EEUU estaba fuertemente correlacionada con la localización de las tormentas nocturnas. En algunos casos de MCCs de latitudes medias incluidos en este estudio, se ha observado una corriente en chorro en los niveles inferiores sobre la región donde luego se formó un MCC y se midieron velocidades de 20 y 25 m/seg.

Esta corriente puede experimentar el desarrollo de máximos nocturnos debido, entre otros factores, a la oscilación diurna de la viscosidad turbulenta haciendo que el viento se torne supergeostrófico (Blackadar, 1957). Según Pitchford y London (1962), estas corrientes parecen favorecer el desarrollo de tormentas nocturnas, pues producen en la mesoescala, además de cambios en la estabilidad térmica debida a la advección diferencial de calor y humedad, campos de convergencia en la región de salida del núcleo. Si bien estos máximos nocturnos en capas bajas, no son ni condición necesaria ni suficiente para el desarrollo de tormentas, al menos proveen una explicación posible de un mecanismo que puede contribuir a sostener y/o desarrollar la actividad convectiva nocturna asociada a los MCCs.

También existe una corriente en chorro o un máximo de viento en la vecindad de la región de alta frecuencia de MCCs en latitudes bajas. Específicamente, en la Figura 36a, se muestra al viento medio resultante para agosto en latitudes bajas. Se puede observar un máximo de viento, bien definido, con convergencia en el área general de actividad de los MCCs (comparar Fig. 18 y 36a). Se puede notar también que la costa de Colombia es la única región de la costa oeste de Sud América donde hay un significativo flujo hacia la costa y pendiente arriba. Cuando estos factores son considerados conjuntamente con las temperaturas medias de la superficie del mar (ver Fig. 36b), la preponderancia de convección bien organizada en esa región parece muy razonable. Sin embargo, no resulta inmediatamente obvio porque se forman solamente unos pocos MCCs en el lado este de las continentes de latitudes medias de América donde hay pronunciada convergencia

y/o flujo pendiente arriba. Quizás se deba simplemente a que el flujo de niveles bajos con altas  $\theta_e$  es bloqueado por el terreno a medida que los sistemas migran hacia el oeste en las montañas (Apalaches, Sierras de Brasil).

Sobre la base de los resultados presentados en este y en otros numerosos estudios de MCCs se enuncian una serie de observaciones, comentarios y especulaciones o hipótesis, con el propósito de contribuir al desarrollo de una definición dinámica preliminar de un MCC y para tratar de entender porque los MCCs se forman sólo en determinadas regiones del globo de todas aquellas que son afectadas por convección profunda:

1) La atmósfera es débilmente baroclínica. Esto significa que la estructura circular de los sistemas convectivos refleja el predominio de un flujo vertical de masa sobre una deformación horizontal y de cortante de gran escala (la advección de vorticidad es frecuentemente débil pero la advección térmica en niveles bajos es fuerte)

2) En la región de desarrollo existe un flujo (sostenido y localizado) de alto  $\theta_e$  en niveles bajos (corriente en chorro de niveles bajos)

3) La energía potencial hidrostática es relativamente alta con respecto a la observada en las áreas que rodean la región de desarrollo, (por ejemplo los valores del índice LI observados típicamente son  $\leq -4$  y en ocasiones  $\leq -7$ ; y del índice "total total" fueron usualmente  $\geq 50$  y en ocasiones cercanos a los 60)

4) El máximo desarrollo se alcanza usualmente durante la noche

5) La gran mayoría de los sistemas se forman en bandas latitudinales de los vientos este y oeste y a sotavento de las cadenas de montañas.

Además se plantean las hipótesis siguientes para los MCCs que están en latitudes mayores que  $10^{\circ}\text{S}$ :

1) Las perturbaciones de onda corta (como por ej. máximos relativos de vorticidad ciclónica o núcleos de la corriente en chorro) que se propagan en los este y en los oeste alternativamente suprimen o fuerzan la convección de manera que grandes cantidades de energía potencial son obtenidas y luego liberadas cuando la supresión cambia a forzante.

2) Los intensos y con frecuencia explosivos desarrollos de convección profunda, resultan de manera que deben ocurrir ajustes en la gran mesoescala en respuesta a los grandes calentamientos convectivos.

3) Los MCCs reflejan las condiciones atmosféricas en donde la convección profunda ocurre sobre un área y durante un tiempo suficientes como para generar una respuesta dinámica de mesoescala en la forma de un vórtice de núcleo caliente de mesoescala. Johnston (1981) ha documentado la ocurrencia de un gran número de estos vórtices que se desarrollaron asociados con MCCs. La existencia de los núcleos calientes en esos vórtices fue documentada a través de vuelos que los atravesaron en un experimento llevado a cabo en 1985 (Pre-STORM) y con sondeos efectuados con gran resolución. También, estudios de varios MCCs hechos con datos de radar y de satélite han revelado repetidamente un vórtice de mesoescala en los niveles medios dentro de la región de precipitación "estratiforme", (Houze,

1977; Fortune, 1980; Gamache y Houze, 1982; Leary y Rappaport, 1987; Houze y Rappaport, 1986; Smull y Houze, 1985). Además, Zhang y Fritsch (1986) al simular numericamente un MCC encontraron que se desarrolló un mesovórtice de núcleo caliente en la región de precipitación estratiforme.

4) La rotación contribuye a la generación y conservación de la estructura circular característica de los complejos convectivos (ver Fig. 37) y en algunos casos la circulación se hace lo suficientemente intensa como para adquirir estabilidad inercial. En esos casos, los vórtices pueden persistir varios días y pasar por distintos ciclos de MCCs (Johnston, 1981). Se debe notar que el calor latente liberado producirá localmente un calentamiento mayor si ocurre en una región con rotación y estabilidad inercial; (ver por ejemplo Paegle, 1978; Schubert et al., 1980, Ooyama, 1982; Schubert y Hack, 1982; Schapiro y Willoughby, 1982, Hack y Schubert, 1986). Por lo tanto, la mayor parte del calor latente es usado en la producción de una circulación balanceada (por ej. un mesovórtice) en lugar de perderse a través de ondas gravitoinerciales. Esto podría ayudar a explicar porque los MCCs tienden a formarse en ambientes donde hay un máximo relativo de vorticidad ciclónica (perturbaciones débiles migratorias) pero que una vez formados parecen independizarse o más aún, absorber la perturbación inicial que apoyó su desarrollo.

5) Las líneas de inestabilidad, con grandes áreas de precipitación en mesoescala, aparentan tener varios aspectos en común con los MCCs. En la Figura 38a-d se muestra la evolución de un sistema convectivo en cuatro estados distintos captados por

los satélites NOAA 11 y 12 entre los días 22 y 23 de diciembre de 1992. Las imágenes corresponden al infrarrojo térmico y fueron realizadas de acuerdo a la escala de temperaturas propuesta por Bartels et al. (1984). Puede notarse que en el transcurso de su duración este sistema presenta primero una configuración lineal y unas 7 horas después una configuración circular. Los MCCs parecen ser compatibles con cierto grado de baroclinicidad, pero se hipotetiza que, si esa baroclinicidad aumenta (particularmente la cortante vertical del viento), entonces la convección tiende a organizarse en la típica estructura de la línea de inestabilidad clásica.

Existen distintas hipótesis posibles sobre la organización dinámica de los MCCs. Por ejemplo, los sistemas pueden organizarse a partir de vórtices generados por las montañas corriente arriba (Kuo et al., 1986) o por vórtices producidos por la liberación de calor latente que proveerían la débil baroclinicidad que es requerida para la liberación de la inestabilidad hidrostática. Cabe recordar que la actividad de los MCCs parece estar embebida dentro de las bandas latitudinales de corrientes predominantemente zonales (ya sean estas u oestes) y que todas las áreas de mayor actividad de los MCCs están justamente a sotavento de las cadenas montañosas orientadas nortesur. Más aún, cabe recordar que la actividad de los MCCs migra con los oestes polares sobre Norte América y permanece casi estacionaria con la casi-estacionaria corriente en chorro subtropical sobre Sud América. Con esta idea, Cotton et al. (1983) y Tripoli (1986) han desarrollado una hipótesis sofisticada que directamente vincula la génesis de las MCCs a circulaciones de

mesoescala inducidas topográficamente. Inicialmente, las circulaciones de mesoescala forzadas por terreno están acopladas con la convección profunda en una manera sinérgica. Sin embargo, la convección se propaga hacia el este y eventualmente se desacopla de las circulaciones forzadas por el terreno. A medida que el sistema se va hacia el este, son los efectos diabáticos de la convección, asociados con las circulaciones de las ondas de gravedad los que inician nueva convección, produciéndose así una rápida amplificación de los sistemas de mesoescala.

Obviamente alguno de los aspectos arriba mencionados son especulativos y es necesario continuar las investigaciones para clarificar dinámicamente lo que es un MCC. Sin embargo, experimentos de campo que incluyen observaciones con vuelos, radar y radiosondeos, así como estudios hechos con modelos numéricos muestran el desarrollo de mesovórtices de núcleo caliente dentro de los complejos convectivos, lo que podría aparecer como un elemento unificador de los MCCs. Pero teniendo en cuenta el alto número de MCCs observados en latitudes menores que 10°, este elemento de unificación puede ser cuestionable o permitirá establecer una diferencia entre las poblaciones que están a mayores o menores latitudes, aún cuando desde los requerimientos establecidos por la definición basada en características satelitales sean similares.

Por último, se espera que a través de la documentación de la ocurrencia y de las características de los MCCs en distintas regiones del mundo se alcance un mayor conocimiento sobre la naturaleza de su desarrollo y sea posible encontrar su relación con la gran escala. La documentación global de la población de

MCCs facilitará una estimación de su contribución al balance troposférico global de energía y al ciclo hidrológico y contribuirá a incorporar sus efectos en los modelos globales del clima.

## V RESUMEN Y CONCLUSIONES

Para dos estaciones cálidas (noviembre-abril) 1981-1982 y 1982-1983, se observaron 78 MCCs en la región de latitudes medias de Sud América. La mayoría de las características de estos sistemas son similares a las de los MCCs de Estados Unidos. En particular, la frecuencia, duración y hora local de iniciación y terminación son muy similares, aunque se nota que los MCCs en Sud América tienden a desarrollarse un poco más tarde y duran algo más. En forma similar a los sistemas de EEUU, alrededor de un 30% tienen sus raíces en los faldeos orientales de las cadenas montañosas. La diferencia más notable entre ambas poblaciones es que las cubiertas nubosas más frías de los sistemas de Sud América son, en promedio, un 60% más grandes que las de los sistemas de EEUU. Otra diferencia interesante es que la localización general de los sistemas de Sud América permanece casi-estacionaria (con la corriente en chorro subtropical) a través de toda la estación cálida, mientras que los sistemas en Norte América migran hacia el polo acompañando a la corriente en chorro polar. También es interesante notar que la "estación de las MCCs" en latitudes medias de Sud América tiene una duración de 8 meses en tanto que para los EEUU es sólo de 5 meses.

Además de los numerosos casos de MCCs documentados para

latitudes medias de Sud América, también se encontró un gran número de sistemas en latitudes bajas. Al igual que los sistemas de latitudes medias, estos sistemas son típicamente nocturnos y tienen ciclos de vida similares, aunque su ciclo de vida comienza entre tres o cuatro horas más tarde y su duración es en promedio más corta en unas tres horas. Algunos de los sistemas que ocurren sobre agua evolucionan hacia tormentas tropicales. En general, los sistemas de bajas latitudes tienen una mayor frecuencia de sistemas más pequeños, aunque en el promedio, son similares en tamaño a los que se observan sobre EEUU. A igual que lo observado para latitudes medias, los MCCs de latitudes bajas "siguen al sol" y están concentrados en un período de 8 meses que acompaña aproximadamente al solsticio de verano. También existen áreas preferenciales para el desarrollo de estos sistemas. Una con mayor actividad está a lo largo de la costa oeste de Colombia, donde las aguas cálidas, junto al ascenso orográfico y la convergencia en niveles bajos generada por la gran escala se combinan para concentrar y realzar la convección profunda, otra se encuentra hacia el sudoeste de la costa de México y una tercera está ubicada en la altiplanicie boliviana.

En general, se observa que los MCCs son sistemas de tiempo preferentemente nocturnos y continentales; es decir, la gran mayoría ocurren durante la noche y sobre tierra. Las poblaciones mayores de MCCs se observan en áreas de latitudes medias fisiográficamente similares de Norte América y Sud América donde se desarrolla frecuentemente una corriente en chorro en capas bajas. Prácticamente, no se observan casi MCCs sobre la cuenca del Amazonas o sobre el sudeste de EEUU, aún cuando en

esas regiones se observa una gran cantidad de actividad convectiva profunda. Además, se observa que los centros con máxima actividad de MCCs se encuentran en cinturones latitudinales afectados por los oestes o los estes y concentrados a sotavento de las mayores cadenas montañosas.

Uno de los dos años de datos estudiados fue el de El Niño 1982-1983. Durante el período de El Niño, el número de MCCs observado en latitudes medias fue más del doble del número del año no El Niño. Más aún, durante ese episodio se formaron varios MCCs sobre las aguas anormalmente cálidas a lo largo de la costa del Perú. Si bien la base de datos es muy pequeña para tener resultados concluyentes podría llegar a haber alguna conexión entre la ocurrencia de MCCs y episodios de El Niño ya que al alterarse las condiciones de circulación de la gran escala podrían originarse perturbaciones conducentes a la formación de MCCs. Una posibilidad sería que en conjunción con estos episodios se produzca una circulación anticiclónica en los niveles superiores, que resultaría en una intensificación de la corriente en chorro superior (ver por ej.: Virji, 1982 y Silva Días et al., 1983) o quizás un desplazamiento del máximo de dicha corriente. Esto afectaría el entorno de la gran escala en latitudes medias y por lo tanto podría producir configuraciones de circulación favorables a la producción de MCCs.

Los resultados obtenidos en este y otros estudios sugieren que la estructura y comportamiento de algunos MCCs reflejan el desarrollo (en distintos grados) de un vórtice de núcleo caliente generado por la liberación de calor latente. En la estación cálida, cuando se desarrollan los MCCs, las con-

diciones dinámicas de la gran escala son débiles, la humedad absoluta es alta y el calor latente liberado puede competir con o aún superar la dinámica de la gran escala.

Finalmente, el gran número de sistemas convectivos de mesoescala documentado y sus características podrían contribuir en forma sustancial al balance global de masa, humedad, energía y cantidad de movimiento, haciendo entonces que estos sistemas requieran cierta prioridad de investigación.

Claramente, algunas de las hipótesis presentadas requieren una investigación mayor, sin embargo, quedan aquí presentados los MCCs en Sud América y su entorno y explicados y documentados varios aspectos característicos de ellos.

## VI REFERENCIAS

- Agustine, J. A. and K. W. Howard, 1988: Mesoscale Convective Complexes over the United States during 1985. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 685-701.
- Agustine, J. A. and K. W. Howard, 1991: Mesoscale Convective Complexes over the United States during 1986 and 1987. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1575-1589.
- Altinger de Schwarzkopf, M. L., 1983: Registro de tormentas severas y tornados sobre Argentina durante 1981 y 1982, FCEyN-UBA, CONICET, Buenos Aires, Argentina.
- Altinger de Schwarzkopf, M. L., and L. C. Rosso, 1982: Severe storms and tornadoes in Argentina. Preprints, 12th Conference on Severe Local Storms, San Antonio, 59-62, Amer. Meteor. Soc., Boston, Mass..

- Arkin, P. A., J. D. Kopman, and R. W. Reynolds, 1983: 1982-1983 El Niño Southern Oscillation event quick look atlas, 78 pp., NOAA, Natl. Wea. Serv., Natl. Meteor. Cent., Clim. Anal. Cent., Washington, D. C..
- Bartels, D. L., J. M. Skradski and R. D. Menard, 1984: Mesoscale Convective Systems: A satellite-data-based climatology. NOAA Tech. Memo. ERL ESG-8. 58 pp.
- Blackadar, A. K., 1957: Boundary Layer Wind Maxima and Their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions. Bull. Amer. Meteor. Soc., 38, 283-290.
- Bleeker, W., and M. J. Andre, 1951: On the diurnal variation of precipitation, particularly over central U.S.A. and its relation to large scale orographic circulation systems. Q. J. R. Meteor. Soc., 77, 260-271.
- Bluestein, H. B. and C. R. Parks, 1983: A synoptic and photographic climatology of low-precipitation severe thunderstorms in the Southern Plains. Mon. Wea. Rev., 111, 2034-2046.
- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985: The formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J. Atmos. Sci. 42, 1711-1732.
- Bonner, W. D., 1968: Climatology of the low-level jet. Mon. Wea. Rev., 96, 833-850.
- Bosart, L. F., and F. Sanders, 1981: The Johnstown flood of July 1977: A long-lived convective system. J. Atmos. Sci., 38, 1616-1642.
- Catuogno, G. A. e I. Velasco, 1986: Agua precipitable sobre la República Argentina. Volumen de estadísticas 1958-1972. Publi-

- cado por el Dpto. de Meteorología, FCEyN-UBA, 56 pgs..
- Cavalcanti, I. F. A., N. J. Ferreira, and V. E. Kousky, 1982: Case study of convective activity associated with squall line in south and south-eastern Brazil (in Portuguese). Proceedings of the 2nd Brazilian Meteorological Congress, Vol. 4, 67-87, Brazilian Meteorological Society, Rio de Janeiro.
- Cotton, W. R., R. L. George, P. J. Wetzel and R. L. McAnelly, 1983: A long-lived mesoscale convective complex, 1, The mountain generated component. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1893-1918.
- Cotton, W. R. and R. A. Anthes, 1989: *Storm and Cloud Dynamics*. International Geophysics Series Vol. 44. Academic Press. Inc. New York, London. 883 pp.
- Cotton, W. R., M. S. Lin, R. L. McAnelly and C. J. Tremback, 1989: A composite model of mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 765-783.
- Cunning, J. B., 1986: The Oklahoma-Kansas preliminary regional experiment for STORM-Central. *Bull. Amer. Meteo. Soc.*, 67, 1478-1486.
- Chisholm, A. J. and Renicks, J. H., 1972: The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms. Alberta Hail Studies. Research Council of Alberta Hail Studies, Report 72-2, 24-31.
- Davies-Jones, R., 1984: Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2991-3006.
- Fortune, M., 1980: Properties of African disturbance lines inferred from time-lapse satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 153-168.
- Fortune, M., W. R. Cotton and R. L. McAnelly, 1992: Frontal-

- wave-like evolution in some Mesoscale Convective Complexes. Mon. Wea. Rev., 120, 1279-1300.
- Fritsch, J. M. and J. M. Brown, 1982: On the generation of convectively driven mesohigs aloft. Mon. Wea. Rev., 110, 1554-1563.
- Fritsch, J. M. and R. A. Maddox, 1981: Convectively driven mesoscale weather systems aloft. I: Observations. J. Appl. Meteor., 20, 9-19.
- Fritsch, J. M., R. A. Maddox, L. R. Hoxit, and C. F. Chappell, 1979: Convectively driven mesoscale pressure systems aloft. Preprints. Conference on Numerical Weather Prediction, Silver Spring, Maryland, pp. 398-406, Amer. Meteor. Soc., Boston, Mass..
- Fritsch, J. M., R. J. Kane, and C. R. Chelius, 1986: The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm-season precipitation in the U.S.. J. Clim. Appl. Meteor., 25, 1333-1345.
- Galway, J. G., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. Bull. Amer. Meteor. Soc., 37, 528-529.
- Gamache, J. F., and R. A. Houze, 1982: Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. Mon. Wea. Rev., 110, 118-135.
- George, J. J., 1960: Weather Forecasting for Aeronautics. N.Y. Academic Press. 407-415.
- Goldberg, R. A., G. Tisnado and R. A. Scofield, 1987: Characteristics of extreme rainfall events in northwestern Peru during the 1982-1983 El Niño period. J. of Geophysical Research, 92, 14225-14241.

- González M. H. and I. Velasco, 1989: Rainfall estimation using satellite imagery over Argentina. 3rd Int. Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 291-292.
- Gruber, A., and J. S. Winston, 1978: Earth atmosphere radiative heating based on NOAA scanning radiometer measurements. Bull. Amer. Meteor. Soc., 59, 1570-1573.
- Guedes, R. L., and M. A. F. Silva Dias, 1984: Case study of severe storms associated with the subtropical jet in South America (in Portuguese). in Proceedings of the 3rd Brazilian Meteorological Congress, vol. 1, 289-296, Brazilian Meteor. Soc., Rio de Janeiro.
- Hack, J. J. and W. H. Schubert, 1986: Nonlinear response of atmospheric vortices to heating by organized cumulus convection. J. Atmos. Sci., 43, 1559-1573.
- Heddinghaus, T. R. and A. F. Krueger, 1981: Annual and interannual variations in outgoing longwave radiation over the tropics. Mon. Wea. Rev., 109, 1208-1218.
- Hering, W. S. and T. R. Borden, Jr., 1962: Diurnal variations in the summer wind field over the central United States, J. Atmos. Sci., 19, 81-86.
- Heymsfield, G. M., and S. Schotz, 1985: Structure and evolution of a severe squall line over Oklahoma. Mon. Wea. Rev., 113, 1563-1589.
- Hordij, J. H. y S. Bordón, 1987: Localización de las corrientes en chorro en relación con los frentes en superficie en América del Sur. Anales II Congreso Interamericano de Meteorología - V Congreso Argentino de Meteorología. CAM-SBMET-AMS-OMMAC-SOCOLMET. pp 6.11.1 - 6.11.5.

- Houze, R. A., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1540-1567.
- Houze, R. A., 1982: Cloud clusters and large-scale vertical motions in the tropics. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 60, 396-410.
- Houze, R. A. and P. V. Hobbs, 1982: Organization and structure of precipitating cloud systems. *Advances in Geophysics*, 24, 225-315.
- Houze, R. A., and E. N. Rapaort, 1984: Air motions and precipitation structure of an early summer squall line over the eastern tropical Atlantic. *J. Atmos. Sci.*, 41, 553-574,.
- Johnson, R. H., 1986: The development of organized mesoscale circulations within Oklahoma-Kansas Pre-STORM convective systems. Preprints, International Conference on Monsoon and Mesoscale Meteorology, Taiuwan, pp. 100-104, Amer. Meteor. Soc., Boston, Mass..
- Johnson, R. H., 1993: Midlatitude Convective Systems. NCAR Colloquium on Clouds and Climate. Available at Dept. of Atmospheric Sc. Colorado State University, Fort Collins 80523.
- Johnston, E. C., 1981: Mesoscale vorticity centers induced by mesoscale convective complexes, M. S. Thesis, 54 pp., Univ. of Wisc., Madison,.
- Kuo, Y.-H., L. Cheng, and R. A. Anthes, 1986: Mesoscale analysis of the Sichuan flood catastrophe, 11-15 July 1981. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1784-2003.
- Leary, C. A. and E. Rapaort, 1987: The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, in press.
- Lichtenstein, E. R. y M. L. A. Schwarzkopf, 1966: Squall-lines in

- Argentina. Weather, 21 (5), 181-186.
- Lichtenstein, E. R. y M. L. A. Schwarzkopf, 1970: Aspectos estadísticos de las líneas de inestabilidad en la Argentina. Meteorológica. Vol. Nº1, 1-3.
- Lilly, D. K., 1986: The structure, energetics and propagation of rotating convective storms. Part II: Helicity and storm stabilization. J. Atmos. Sci., 43, 126-140.
- Lin, M. S., 1986: The evolution and structure of composite meso- $\alpha$ -scale convective complexes. Ph. D. Thesis, Colorado State University.
- Maddox, R. A., 1976: An evaluation of tornado proximity wind and stability data. Mon. Wea. Rev., 104, 133-142.
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. Bull. Am. Meteor. Soc., 61, 1374-1387.
- Maddox, R. A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with mid-latitude, mesoscale convective complexes. Mon. Wea. Rev., 111, 1475-1493.
- Maddox, R. A., C. F. Chappell, and L. R. Hoxit, 1979: Synoptic and mesoscale aspects of flash flood events. Bull. Amer. Meteor. Soc., 60, 115-123.
- Maddox, R. A., D. J. Perkey, and J. M. Fritsch, 1981: Evolution of upper tropospheric features during the development of mesoscale convective complexes, J. Atmos. Sci., 38, 1664-1674.
- Maddox, R. A., D. M. Rodgers, and K. W. Howard, 1982: Mesoscale convective complexes over the United States during 1981 - Annual summary. Mon. Wea. Rev., 110, 1501-1514.
- Marwitz, J. D. 1972b: The Structure and Motion of Severe Hailstorms. Part 2 - Multi-cell Storms, Mon. Wea. Rev., 11,

180-188.

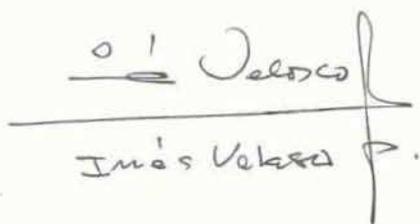
- McAnelly, R. L. and W. R. Cotton, 1986: Meso-beta-scale characteristics of an episode of meso-alpha-scale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.* 114, 1740-1770.
- Menard, R., J. Merritt, J. M. Fritsch and P. Hirschberg, 1986: Mesoanalysis of a convectively-generated inertially-stable mesovortex, Preprints, 11th Conference on Weather Forecasting and Analysis, Kansas City, pp. 194-199, Amer. Meteor. Soc., Boston, Mass..
- Merritt, J., 1985: The synoptic environment and movement of mesoscale convective complexes over the United States, M. S. thesis, 129 pp., Penn. State Univ., University Park.
- Miller, R. C., 1967: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Military Weather Warning Center. Tech. Report 200, AWS, USAF.
- Moncrieff, M. W. and S. A. Green, 1972: The propagation and transport properties. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 98, 336-352.
- Newton, C. W. and S. S. Katz, 1958: Movement of large convective rainstorms in relation to winds aloft. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 39, 129-143.
- Ogura, Y. and M. T. Liou, 1980: The structure of a mid-latitude squall line: A case study. *J. Atmos. Sci.*, 37, 553-567.
- Ooyama, K., 1982: Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 60, 369-379.
- Paegle, J., 1978: The transient mass-flow adjustment of heated atmospheric circulations, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1678-1688.
- Paegle, J., C. E. Ereño, y E. A. Collini, 1978: Variaciones diurnas de tormentas y la convergencia en la capa límite sobre

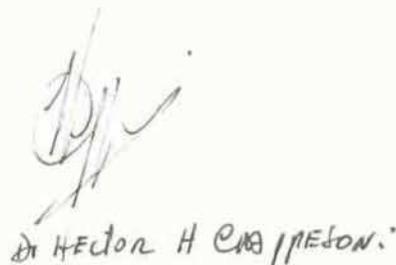
- Argentina, Meteorológica, 8/9, 455-463.
- Pitchford, K. L., and J. London, 1962: The low-level jet as related to nocturnal thunderstorms over midwest United States. *J. Appl. Meteor.*, 1, 43-47.
- Quiroz, R. S., 1983: SEASONAL CLIMATE SUMMARY. The climate of "El Niño" Winter of 1982-83. - A Season of Extraordinary Climatic Anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, 11, 1685-1705.
- Rodgers, D. M., K. W. Howard and E. C. Johnston, 1983: Mesoscale convective complexes over the United States during 1982. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2363-2369.
- Rodgers, D. M., Magnano, M. J. and J.H. Arns, 1985: Mesoscale Convective Complexes over the United States during 1983. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 88-901.
- Sadler, J. C., 1986: Analysis strategy for COADS and some comparison of products. Proceedings of COADS Workshop, Boulder, Colorado, NOAA Tech. Memo. ERL ESG-23, pp. 116-120, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Boulder.
- Schmidt and Cotton, 1989: A High Plains squall line associated with severe surface winds. *J. Atmos. Sci.*, 46, 281-302.
- Schubert, W. H. and J. J. Hack, Inertial stability and tropical cyclone development, 1982: *J. Atmos. Sci.*, 39, 1687-1697.
- Schubert, W. H., J. J. Hack, P. L. Silva Dias and R. S. Fulton, 1980: Geostrophic adjustment in an axisymmetric vortex. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1464-1484.
- Scofield, R.A. and V. J. Oliver, 1977: A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery. NOAA Tech. Memo. NESS-86, 47 pp., Natl Oceanic and Atmos. Admin., Washington, D.C..

- Scolar, J. and M. A. F. Silva Dias, 1982: Pre-frontal squall lines and their dependence on synoptic conditions (in Portuguese), in Proceedings of the 2nd Brazilian Meteorological Congress, Vol. 4, pp. 88-102, Brazilian Meteorological Society, Rio de Janeiro.
- Shapiro, L. J. and H. E. Willoughby, 1982: The response of balanced hurricanes to local sources of heat and momentum. *J. Atmos. Sci.*, 39, 378-394.
- Showalter, A. K., 1953: A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 34, 250-252.
- Silva Dias, P. L., W. H. Schubert and M. De Maria, 1983: Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2690-2707.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1985: A mid-latitude squall line with a trailing region of stratiform precipitation: Radar and satellite observations. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 117-133.
- Smull, B. F. and J. A. Augustine, 1993: Multiscale Analysis of a Mature Mesoscale Convective Complex. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 103-132.
- Srivastava, R. C., T. J. Matejka and T. J. Lorello, 1986: Doppler radar study of the trailing anvil region associated with a squall line. *J. Atmos. Sci.*, 43, 356-377.
- STORM-CENTRAL - Preliminary Program Design, 1984: prepared by Zipser, E. J., NOAA, 147 pp..
- The GOES user's guide, 1983: 156 pp., U. S. Department of Commerce, NOAA-NESDIS, Washington, D. C.
- Trier, S. B. and D. B. Parsons, 1993: Evolution of Environmental Conditions Preceding the Development of a Nocturnal Mesoscale

- Convective Complex. Mon. Wea. Rev., 121, 1078-1098.
- Tripoli, G. J., 1986: A numerical investigation of an orogenic mesoscale convective system. Ph. D. dissertation, 290 pp., Color. State Univ., Fort Collins.
- Velasco, I., and G. V. Necco, 1981: Características del campo térmico de la atmósfera libre de la República Argentina. Meteorológica, 12, 7-22.
- Velasco, I and J. M Fritsch, 1986: Meoscale Convective Complexes over South America. Preprints 2nd. International Conf. on Southern Hemisphere Meteorology, pp. 453-456, Wellington, N. Zealand, Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass..
- Velasco, I. y M. E. Guichandut, 1986: Resultados preliminares sobre los campos de precipitación asociados a Complejos Convectivos de Mesoescala. Anais 3, I Congreso Interamericano de Meteorología, IV Congreso Brasileiro de Meteorologia. Brasilia, 105-110.
- Virji, H., 1981: A preliminary study of summer time tropospheric circulation patterns over South America from cloud winds. Mon. Wea. Rev., 109, 599-610.
- Virji, H., 1982: An estimate of the summertime tropospheric vorticity budget over South America. Mon. Wea. Rev., 110, 217-224.
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. Mon. Wea. Rev., 110, 504-520.
- Wetzel, P. J., W. R. Cotton, and R. L. McAnelly, 1983: A long-lived mesoscale convective complex. II: Evolution and structure of the mature complex. Mon. Wea. Rev., 111, 1919-1937.

- Winston, J. S., A. Gruber, T. I. Gray, Jr., M. S. Varadore, C. L. Earnest, and L. P. Mannello, 1979: Earth-atmosphere radiation budget analysis derived from NOAA satellite data, June 1974-February 1978. Vol. 1, 344 pp., Natl. Environ. Satell. Serv., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Washington, D. C..
- Wölcken, K. G., 1954: Algunos aspectos sinópticos de la lluvia en la Argentina. Meteoros, Vol. IV, Nº4, 327-366.
- Zhang, D. L. and J. M. Fritsch, 1986: Numerical simulation of the mesoscale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. I: Model description and verification. J. Atmos. Sci., 43, 1913-1943.
- Zipser, E. J. and T. J. Matejka, 1982: Comparison of radar and wind cross sections through a tropical and a midwestern squall line. Preprints, 12th Conference on Severe Local Storms, San Antonio, 342-345, Amer. Meteor. Soc., Boston, Mass..

  
José Velasco

  
Dr. Hector H. Casapersona

APENDICE I

## DEFINICIONES

### \* Línea o frente de ráfaga o línea de inestabilidad

Según el Glosario de Meteorología del año 1959, una línea de ráfaga (squall line), es "toda línea o banda no frontal de tormentas eléctricas activas -con o sin ráfagas- es decir una línea de inestabilidad". Posteriormente una línea de inestabilidad fue definida como: "cualquier línea o banda no frontal de actividad convectiva en la atmósfera". Ambas definiciones han sido objeto de grandes discusiones tanto en trabajos presentados en reuniones o congresos como en publicaciones especializadas. Por ejemplo ninguna de las dos definiciones precedentes tiene en cuenta la estructura del campo de lluvia que a veces es continuo a lo largo de una línea y otras puede tener estructuras de celdas aisladas entre sí, pero alineadas.

### \* Banda de lluvia

Es un área con un campo de nubosidad y de precipitación suficientemente alargada como para asegurarle una orientación. Con esta definición una línea de ráfaga podría resultar incluida, para diferenciarlas se agrega entonces que las bandas de lluvia producen lluvia no convectiva o débilmente convectiva.

\* Indices de inestabilidad

1) Indice de Showalter (Showalter, 1953)

$$SI = T_{500} - T'_{500}$$

donde  $T_{500}$  es la temperatura del entorno en 500 hPa y  $T'_{500}$  es la temperatura que alcanza la parcela del nivel de 850 hPa cuando es ascendida adiabaticamente hasta el nivel de 500 hPa.

2) Indice de ascenso (Lifted Index), (Galway, 1956)

$$LI = T_{500} - T'_{500}$$

donde en este caso la parcela asciende desde un nivel de condensación determinado considerando la humedad específica media de la capa de los primeros 3000 pies (unos 1000 m) y la curva adiabática correspondiente a la temperatura máxima pronosticada. En este trabajo se utilizó en lugar de la temperatura máxima pronosticada, la temperatura máxima registrada.

3) Indice K, (George, 1960)

$$IK = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

donde los subíndices indican el nivel isobárico de la temperaturas (T) o temperaturas de rocío (Td).

4) Índice "Total - Totals", (Miller, 1967)

$$TT = T_{350} + T_{d350} - 2T_{500}$$

donde la simbología es la misma de los otros índices.

\* Helicidad

$$H = (V - C) \cdot \nabla \times V$$

donde  $V$  es el viento del entorno y  $C$  es el vector velocidad de la tormenta.

## ANEXO I

Las cartas incluidas en este anexo reproducen el sector sudamericano del hemisferio sur de los análisis del hemisferio sur preparados por el "National Meteorological Center" de EEUU y archivados en microfilms. Las flechas superpuestas indican aproximadamente la trayectoria del MCC siguiendo el centro de la isoterma de  $-42^{\circ}\text{C}$ .



Figura 1a. 16-01-82, 1200 UTC. Análisis de 500 hPa, líneas llenas: geopotenciales en dam, líneas cortadas: isotermas en nudos.

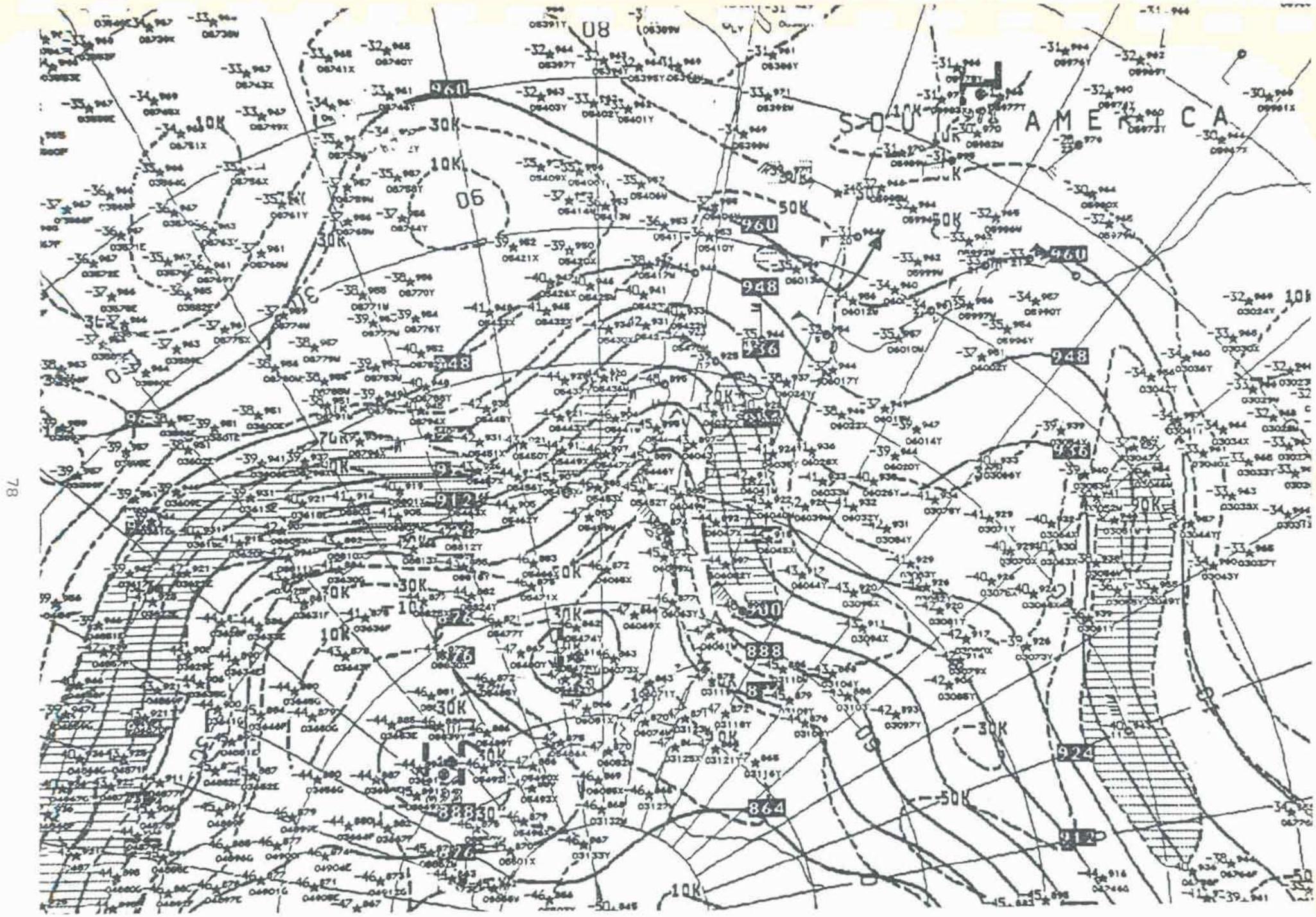


Figura 1b. 16-01-82, 1200 UTC .Idem 1a para 300 hPa.

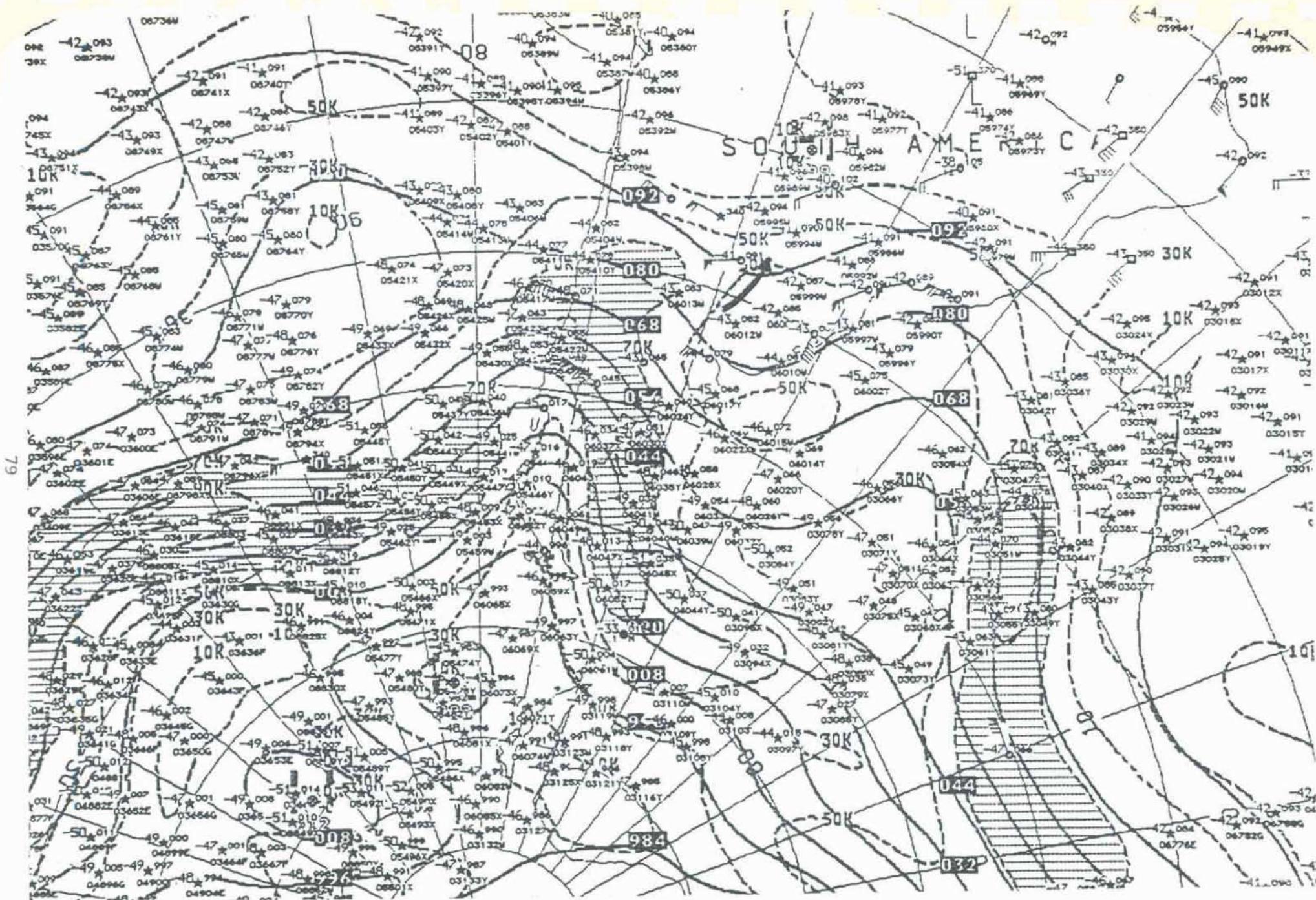


Figura 1c. 16-01-82, 1200 UTC. Idem 1a para 250 hPa.

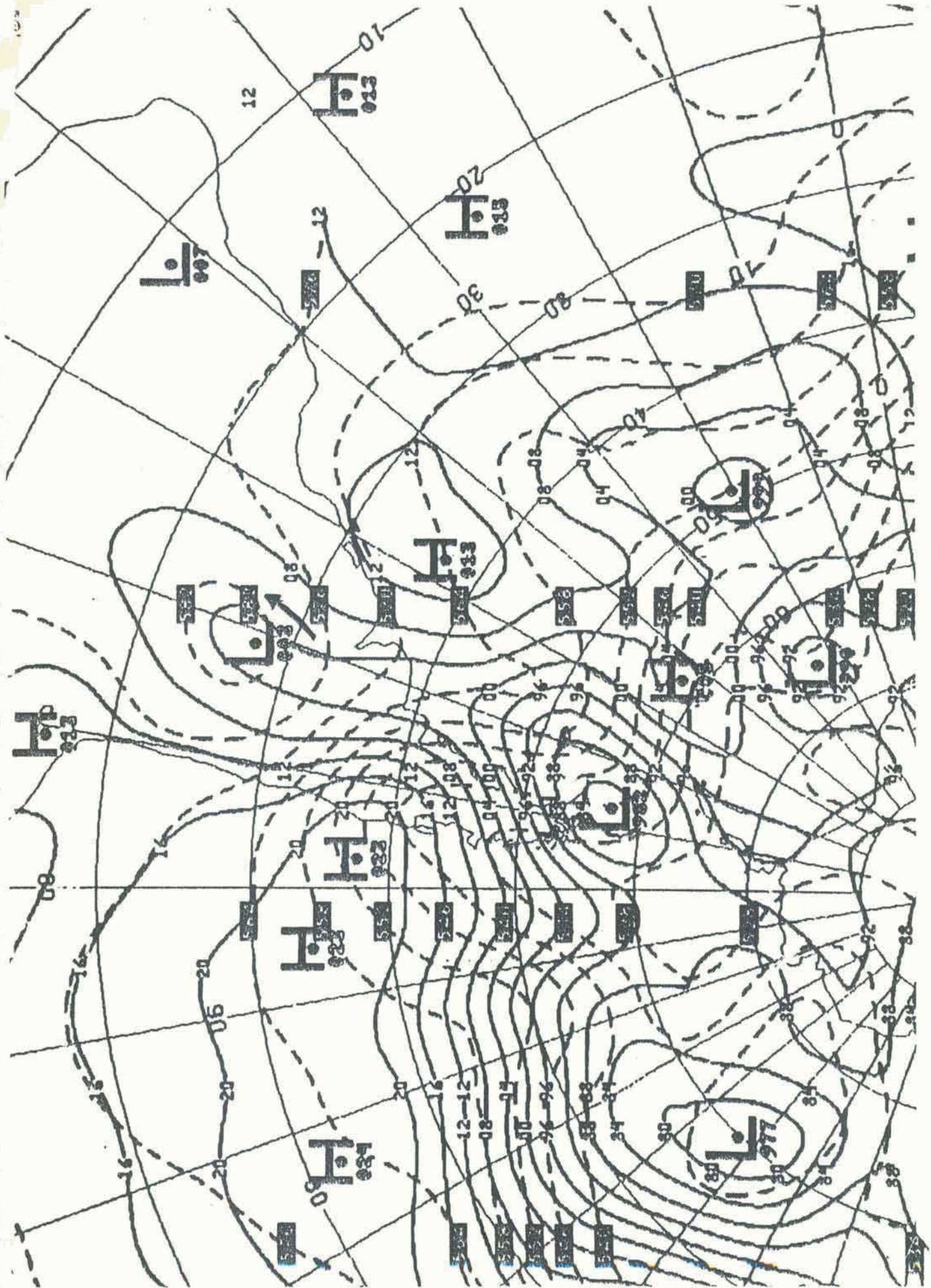


Figura 1d. 16-01-82, 1200 UTC. Análisis de superficie y espesores 1000/500 hPa en dam.

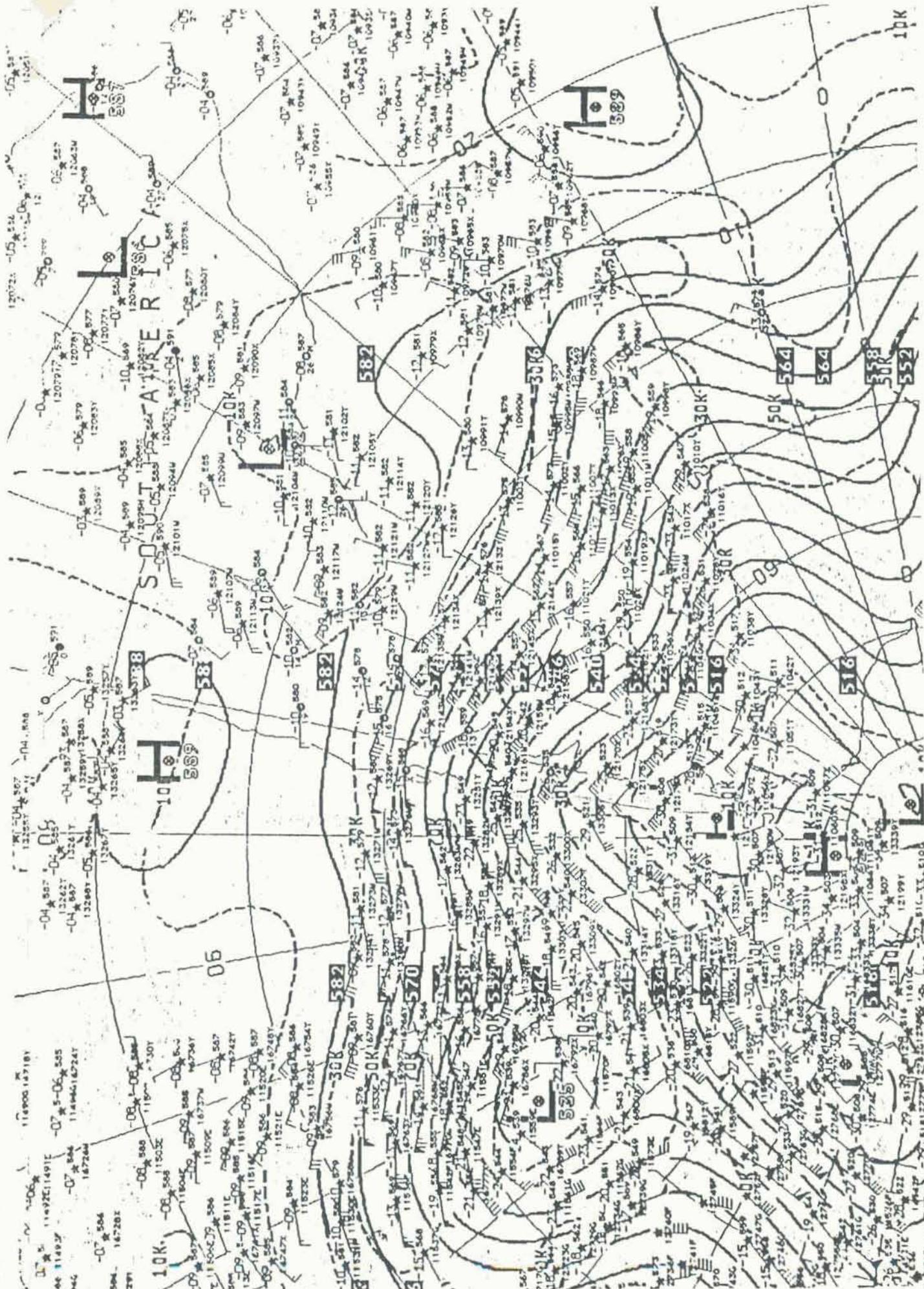


Figura 2a. 20-01-82, 1200 UTC. Idem 1a.



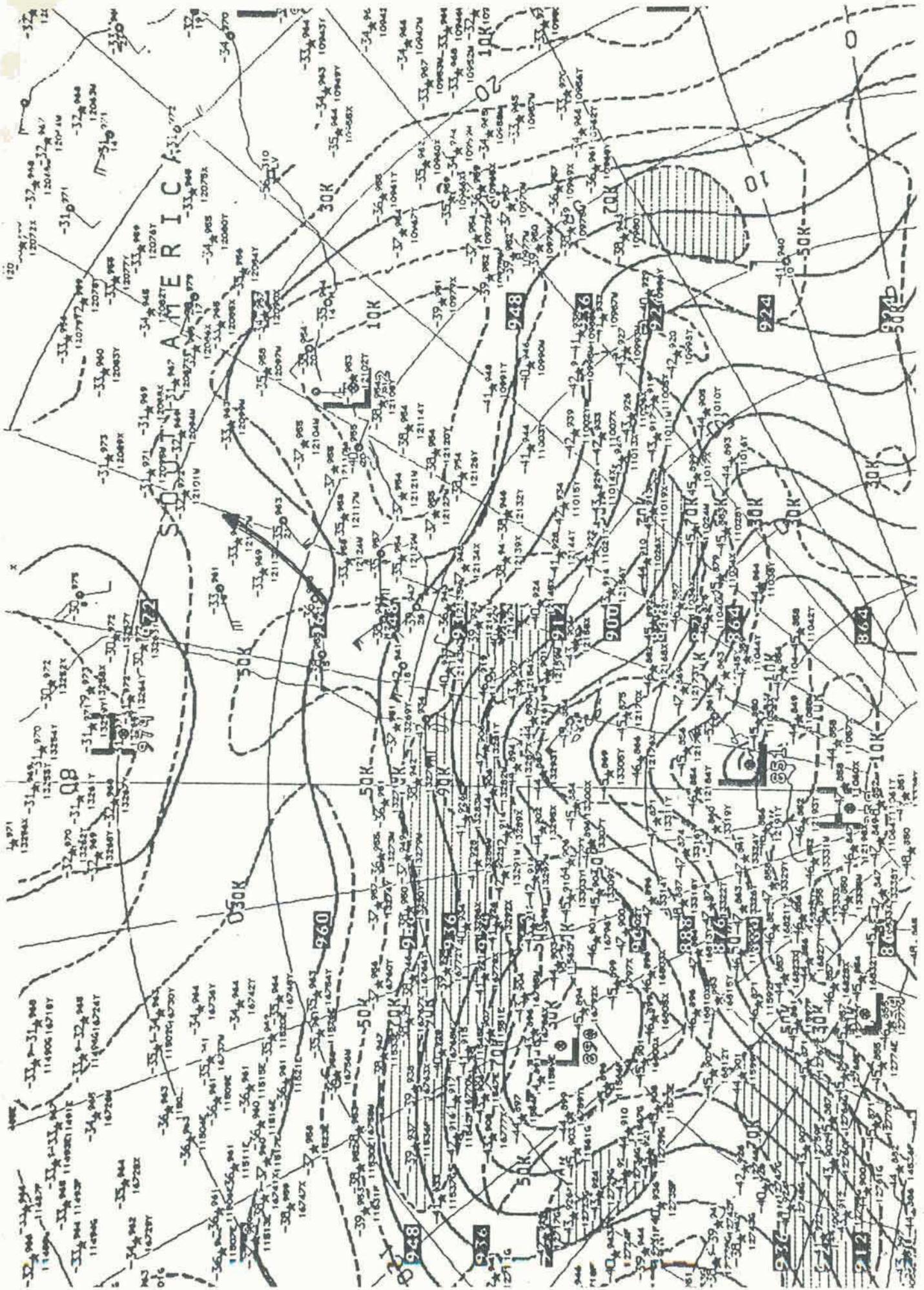


Figura 2b. 20-01-82, 1200 UTC. Item 1b.

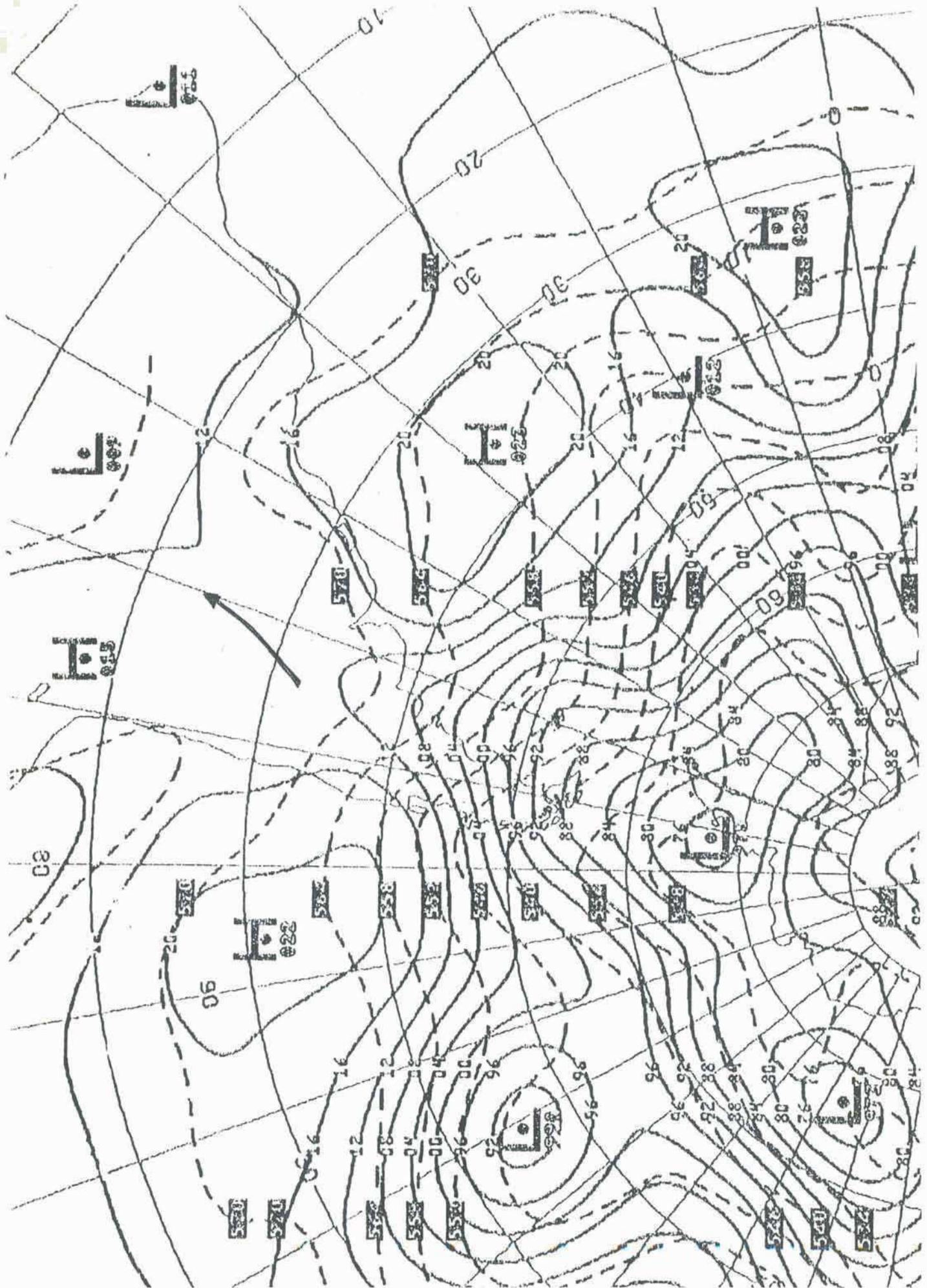


Figura 2d. 20-01-82, 1200 UTC .Idem 1d.

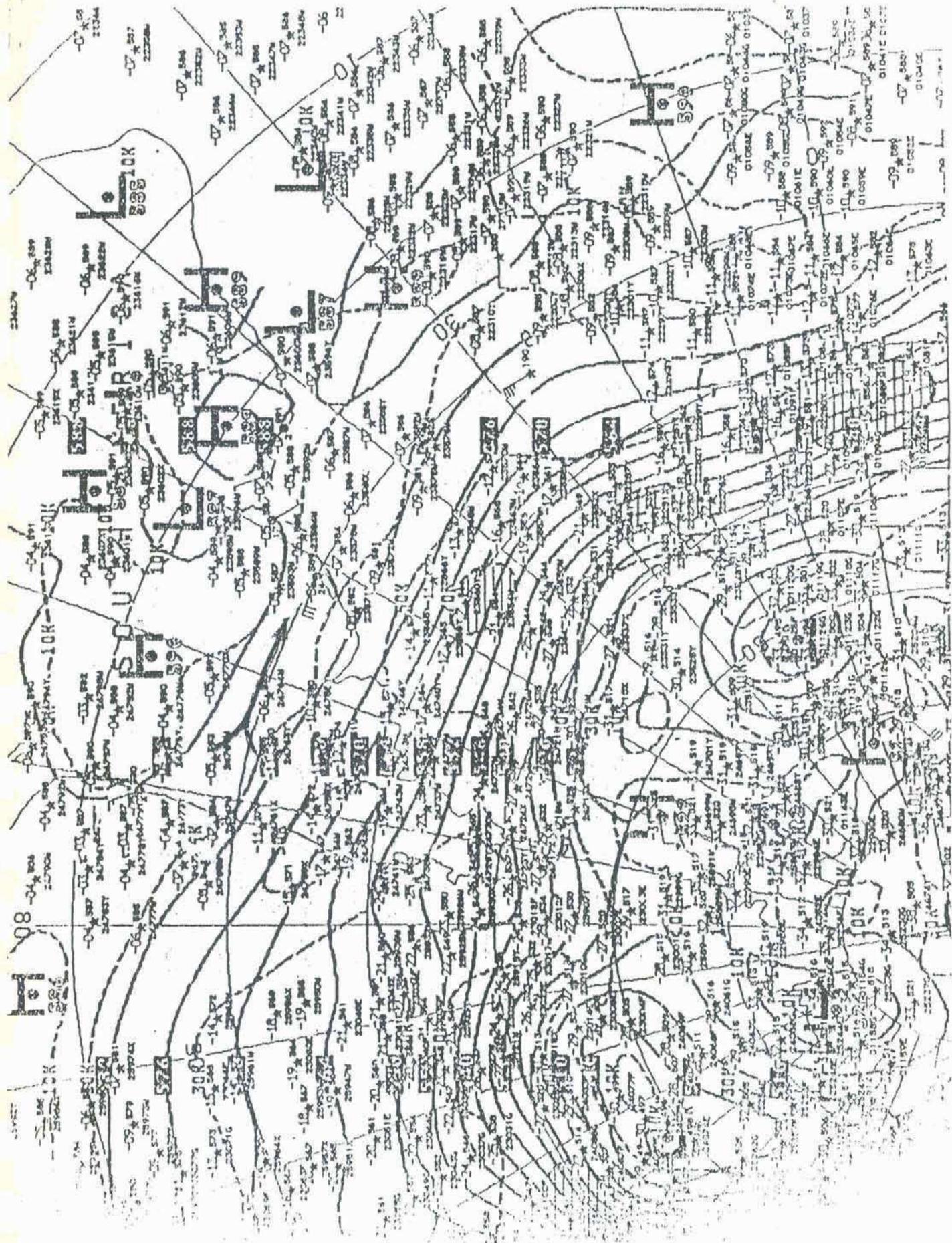


Figura 3a. 30-11-82, 0000 UTC Idem 1a.

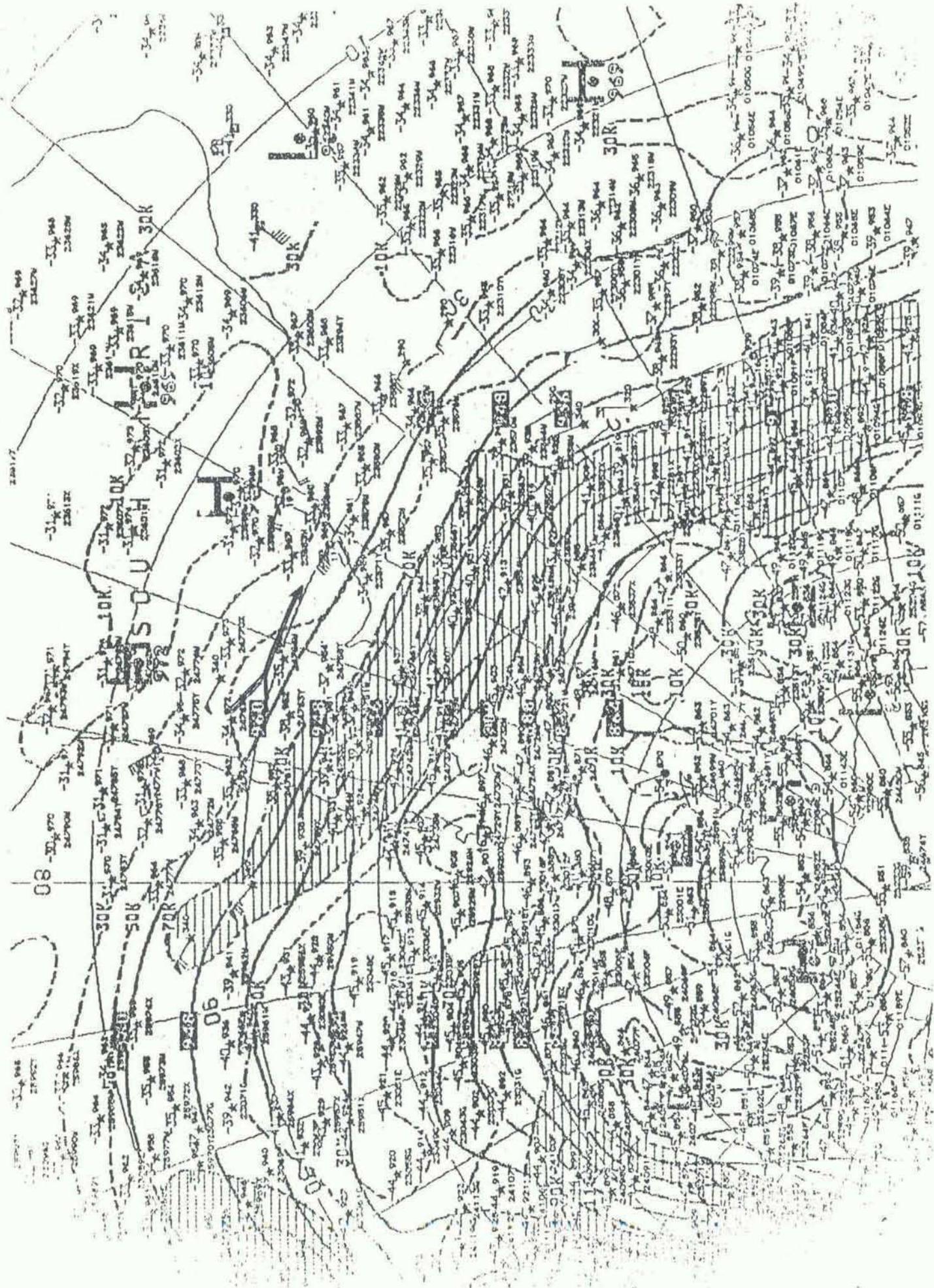


Figura 3b. 30-11-82, 0000 UTC. Idem 1b.

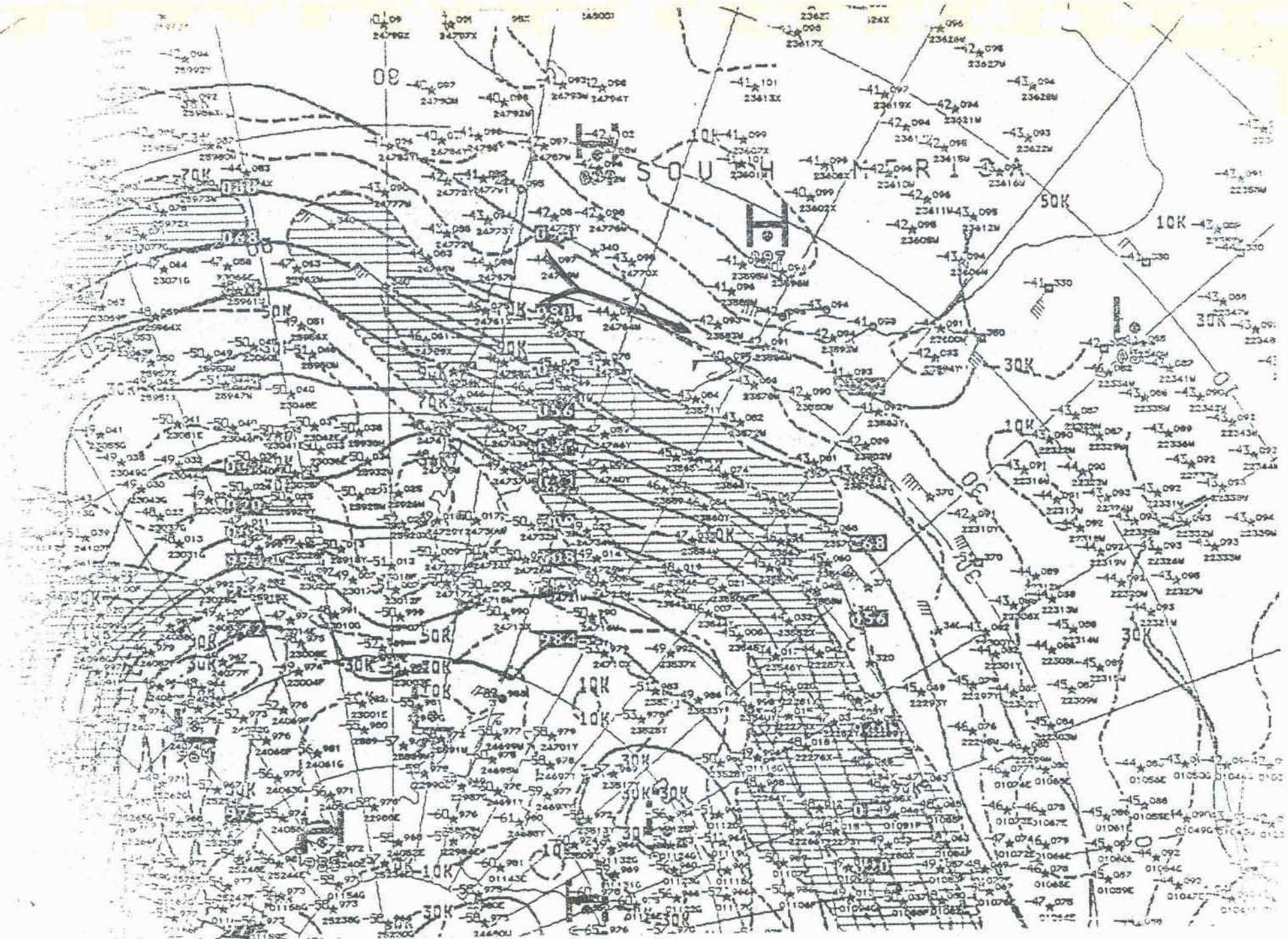


Figura 3c. 30-11-82, 0000 UTC. Idem 1c.



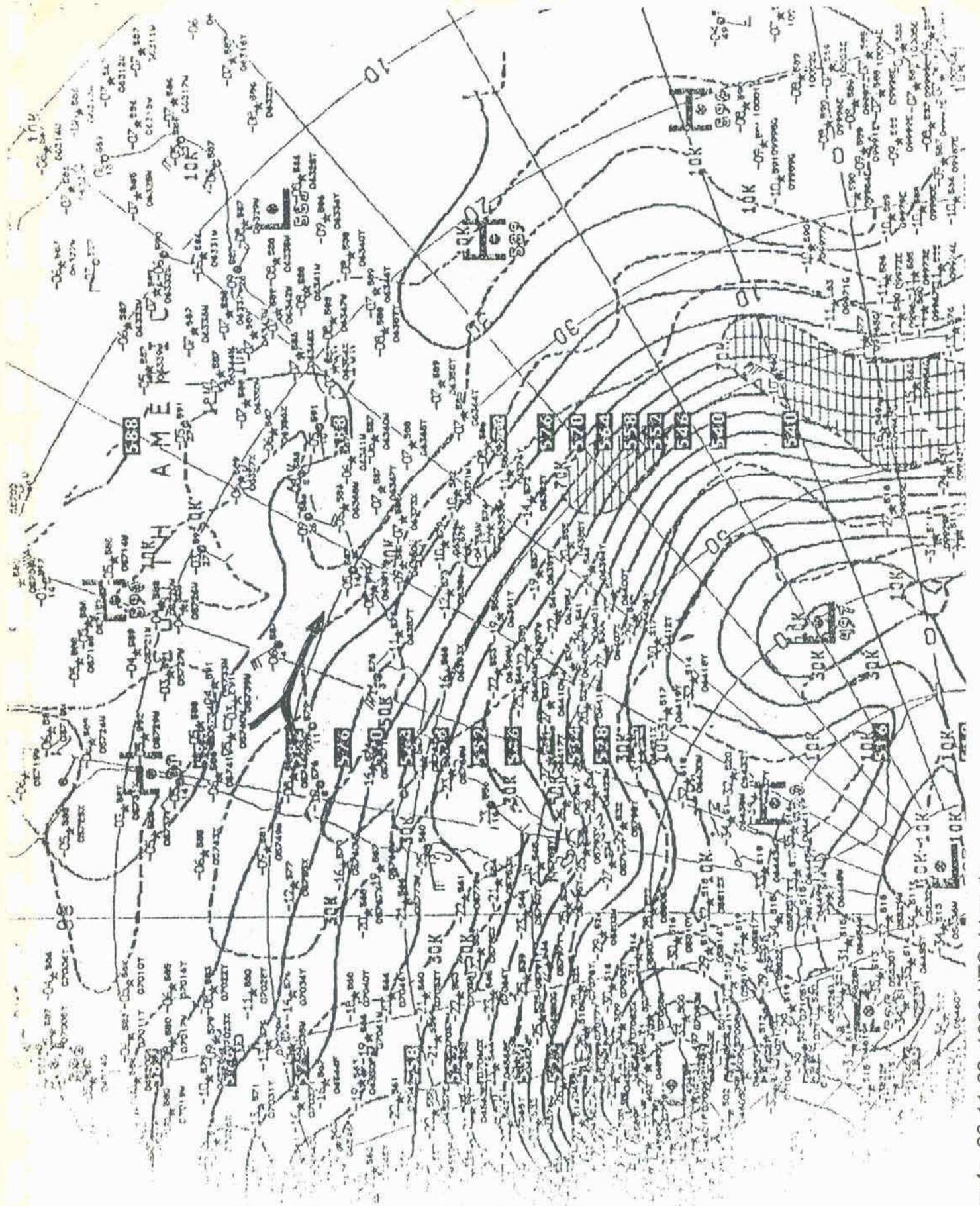


Figura 4a. 30-11-82, 1200 UTC. Idem 1a.

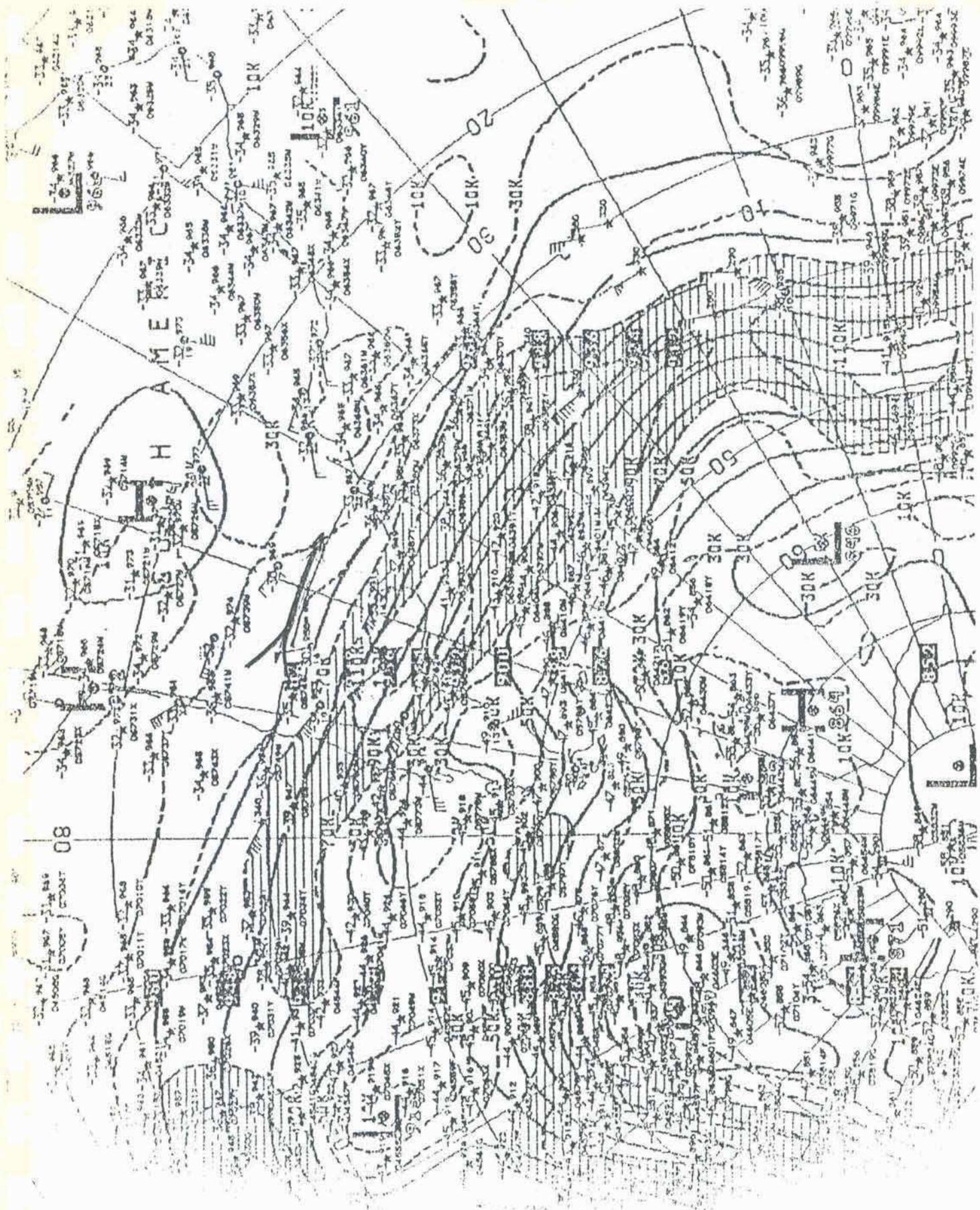


Figura 4b. 30-11-82, 1200 UTC. Idem 1b.



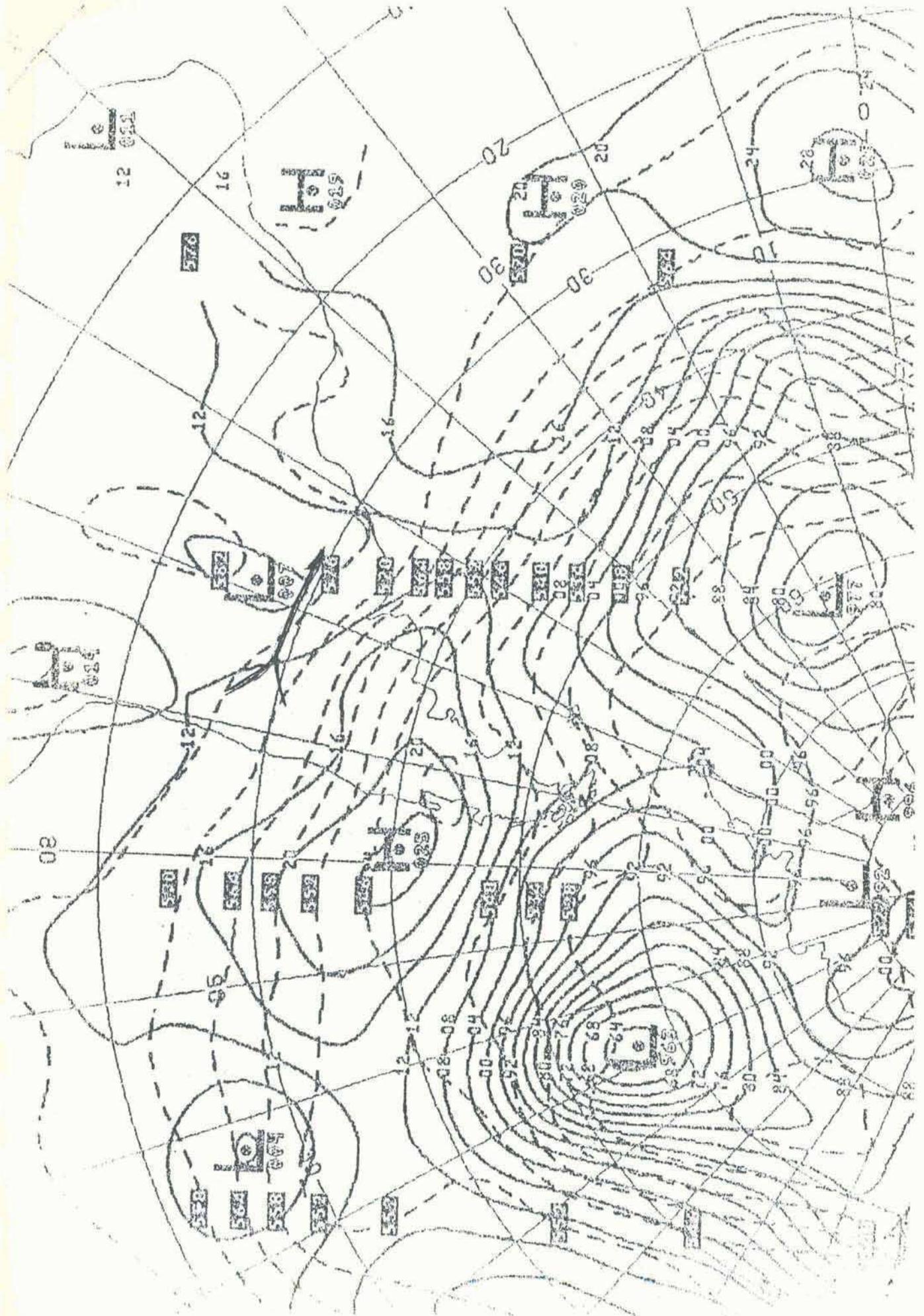


Figura 4d. 30-11-82, 1200 UTC. Idem 1d.

TABLAS

TABLA 1

Complejo Convectivo de Mesoescala (MCC)

Criterio	Características físicas
Tamaño (*)	A: La cobertura nubosa continua con temperatura IR $\leq -32^{\circ}\text{C}$ debe tener un área $\geq 100000$ km <sup>2</sup> . B: La región nubosa interior con temperatura IR $\leq -52^{\circ}\text{C}$ debe tener un área $\geq 50000$ km <sup>2</sup> .
Duración	Las definiciones de tamaño A y B deben observarse simultáneamente por un período $\geq 6$ horas.
Máxima extensión	El campo de nubosidad contigua (temperatura IR $\leq -32^{\circ}\text{C}$ ) alcanza su máximo tamaño.
Forma	Exentricidad (eje menor / eje mayor) $\geq 0.7$ en el momento de máxima extensión.

(\*) La iniciación corresponde al momento en que las condiciones A y B se satisfacen por primera vez y duran luego 6 o más horas simultáneamente. La terminación se establece cuando las condiciones A Y B de tamaño ya no se satisfacen.

Esta definición tomada de Maddox (1980) se basa en el análisis de imágenes GOES-IR con realce. En el presente trabajo las imágenes fueron realzadas con las curvas que se muestran en las Figuras 1a y 1b, (ver explicación en el texto).

TABLA 2

MCCs sobre Sud America para los periodos noviembre-abril 1981 / 1982 y 1982 / 1983

No.	Fecha	Hora UTC				Area 1	Area 2	Durac.	Eventos sign.
1981 / 1982									
1	nov 3/4	1900	2300	0500	1300	310	230	14	
2	nov 5/6	0700	2100	0600		600	330		P
3	nov 18/19	1700	2100	0000	0900	610	260	11	
4	nov 27/28	2200	0100	0700	1400	750	370	13	P,H,1M
5	nov 30	0300	0600	1400	1800	380	200	12	P
6	nov 30/dic 1	1800	2100	0300	1300	770	320	16	P
7	dic 6/7		0500	0100	0700	690	290	26	
8	dic 13	0000	0700	1500	2100	260	100	14	P
9	dic 20/21	1700	2200	0700	1200	710	380	14	
10	ene 16/17	1900	2200	0400	1400	410	210	16	P,V,H,1M
11	ene 20/21	1900	2300	0900	1600	400	120	17	
12	ene 30/31	1500	1800	0900	1400	260	150	20	
13	feb 3	0000	0300	0500	1100	170	110	8	P
14	feb 7	0000	0300	0800	1000	150	50	7	P
15	feb 7/8	0800	1600	0300	0900	690	270	17	P
16	feb 22		0200	0600	1000	340	160	8	
17	mar 18	0100	0700	1000	1600	190	90	9	
18	mar 23	0200	0600	0800	1400	200	110	9	
19	abr 4	0400	0700	1200	1500	140	50	8	
20	abr 4/5	1900	2100	2300	0600	280	90	9	
21	abr 24	0300	0700	1000	1300	210	100	6	
22	abr 24/25	1300	1600	0000	0300	230	180	11	
1982 / 1983									
1	nov 1/2	1900	2100	0100	0400	350	100	7	P
2	nov 1/2	2300	0200	0800	1500	650	200	13	P
3	nov 3	0100	0400	0900	1300	550	300	9	PP
4	nov 10	1000	1300	1700	2100	520	200	8	
5	nov 10/11	2000	2300	0600	1600	1000	450	17	
6	nov 12			0800	1100	350	150		
7	nov 18/19	1500	2100	0600	1500	1300	450	18	PP
8	nov 20	0200	0500	1000	1400	650	200	9	PP
9	nov 23	0000	0300	0500	1100	250	80	8	P
10	nov 25/26	1800	0000	0600	0700	350	100	7	P,I,V

TABLA 2 (contin.)

No.	Fecha	Hora UTC				Area 1	Area 2	Durac.	Eventos sign.
		1982 / 1983 (contin.)							
11	nov 26	0800	0900	1300	1700	450	200	8	P,I,V
12	nov 26/27	1700	1900	2300	0200	500	160	7	P
13	nov 27	0300	0500	0700	1300	280	80	8	P
14	nov 28	0900	1100	1400	1700	400	100	6	P
15	nov 28/29	1700	2100	0030	0500	550	180	8	PP,I
16	nov 29	0030	0200	0500	1200	260	80	10	P
17	nov 30	0000	0300	1400	1800	650	280	15	P,I
18	nov 30/dic 1	1800	2100	0100	0900	450	180	12	P
19	dic 1		0900	1200	1700	480	180	8	P,I
20	dic 5/6	1800	2200	0430	0900	800	280	11	
21	dic 12	0100	0200	0400	0800	340	180	6	P,I,V
22	dic 13/14	2300	0200	0800	1100	600	200	9	P
23	dic 16/17	0200	0400	1200	1700	600	250	13	P
24	dic 18	0000	0400	0600	1000	300	60	6	P
25	dic 18	0600	0800	1200	1700	220	80	8	P
26	dic 19	1600	0100	0500	1700	480	150	16	P
27	ene 2/3		0000	0900	1600	660	250	16	P
28	ene 8	0400	0700	1100	1300	300	160	6	
29	ene 12	0000	0400	0900	1500	320	180	11	P
30	ene 13/14	1600	1900	0100	0800	800	320	13	P
31	ene 14	0200	0400	0900	1700	480	200	13	P
32	ene 23/24	1100	1400	0600	2200	950	300	32	PP,I,V,10M
33	ene 25/26	1800	2100	0200	1300	640	320	16	P
34	ene 25/26	2300	0100	0500	1300	480	150	12	P
35	ene 30/31	1700	2200	1200	1800	420	230	18	P
36	feb 11	0230	0700	1000	1300	260	70	6	
37	feb 11/12	2000	2300	1000	1400	460	220	15	
38	feb 25	0100	0600	1000	1400	290	80	8	P
39	feb 25/26	2200	2300	0300	0900	240	80	10	P
40	feb 26	0300	0800	1000	1800	440	160	11	P
41	feb 26/27	2100	0100	0400	0900	230	80	8	PP,I
42	feb 26/27	2300	0400	1100	1800	580	220	12	PP,I
43	mar 2/3	2200	0100	0300	1100	350	120	10	
44	mar 13	0630	0800	0300	1100	310	80	10	
45	mar 16	0630	0700	1200		550	250		

TABLA 2 (contin.)

No.	Fecha	Hora UTC				Area 1	Area 2	Durac.	Eventos sign.
		1982 / 1983 (contin.)							
46	mar 16/17	0000	0900	1700	560	260	17		
47	mar 17/18	1800	2100	0900	620	220	16		
48	mar 31	0630	0900	1400	370	50	9	PP,I,T,H,1M	
49	abr 1	0300		1200	260	50			
50	abr 2/3	2100	0200	0700	940	390	16		
51	abr 3/4	1900	0630	1000	500	150	8		
52	abr 13/14			0300	500	150			
53	abr 17/18	1800	2200	0300	660	250	10		
54	abr 18	0400	0700	1200	860	290	11		
55	abr 18/19	1900	2300	0400	650	230	11		
56	abr 28	0900	1000	1500	300	80	8	PP,I	

Latitud media se tomo al sur de los 20 grados sur. En hora UTC la primera columna indica la hora en que detectaron en las imagenes satelitales las primeras tormentas asociadas al desarrollo del MCC, la segunda, tercera y cuarta columnas indican la hora de inicio, maxima extension y disipacion respectivamente segun se definen estos estados en la Tabla 1. Area 1 define las areas delimitadas por la isoterma de -40 C para el periodo 1981 / 1982, y las areas delimitadas por la isoterma de -42 C para el periodo 1982 / 1983 y Area 2 define las areas delimitadas por las isotermas de -62 C y -64 C en los respectivos periodos y estan expresadas en miles de km<sup>2</sup>. Los eventos de tiempo tiempo se codificaron asi: P: lluvia entre 25 y 100 mm, PP: lluvia superior a 100 mm, I: Inundacion, T: tornado, V: vientos fuertes, H: heridos, M: muertos.

TABLA 3

Comparacion entre las características satelitales de los MCCs de latitudes medias de Sud y Norte America

	No. MCCs	Hora local				Durac.	Area 1	Area 2
Estados Unidos (1978)	43	1400	1930	0130	0630	11.0	308	139
Estados Unidos (1981)	23	1640	2300	0300	0730	8.5	310	192
Estados Unidos (1982)	37	1530	2100	0100	0530	8.5	281	181
Sud America (1981/82)	22	1830	2030	0200	0900	12.5	397	189
Sud America (1982/83)	56	1930	2200	0330	0930	11.0	518	187

Las temperaturas que delimitan las areas para Estados Unidos son -32 C y -52 C respectivamente, para las demas variables todo es como en Tabla 2. La duracion esta redondeada a la media hora.

TABLA 4

Resumen de las características de los MCCs en y alrededor de las Americas

	No. MCCs	Hora local				Durac.	Area 1
EEUU (a)	14	1500	2100	0130	0630	9.5	299
Sud America (b)	39	1900	2130	0300	0900	11.5	484
Bajas latit. (c)	57	2300	0200	0530	1030	8.5	320
s / continente	(28)	(2230)	(0100)	(0530)	(0930)	(8.5)	(323)
s / oceanos(*)	(29)	(0000)	(0230)	(0630)	(1130)	(9.0)	(316)
TOTAL (a+b+c)	130	2000	2300	0400	0900	10.0	364

Los MCCs de EEUU corresponden a 1978, 1981 y 1982, lo demas como en tablas anteriores.

(\*) Incluye 10 sistemas que se formaron a lo largo de las costas y 4 que se convierten en tormentas tropicales. El Nro. de MCCs corresponde al promedio por estacion.

TABLA 5

Propiedades determinadas en las tres estaciones de radiosondeo que delimitan la region donde se desarrollan los tres MCCs descriptos. Resumen de algunas características determinadas con satélite.

1) Caso del 16/17 enero 1982

Estacion de radiosondeo		Resistencia	Cordoba	Ezeiza
Cortante vertical media del viento (x .001/s)	Sup. - 850 hPa	3.8	(11.5)	2
	850 - 250 hPa	0.5	SD	1
	0.5 - 6 km	0.8	(1.6)	3.9
	Sup. - 250 hPa	0.4	SD	0.5
Viento medio (m/s)	850 - 300 hPa	275/9	SD	305/14
	Sup. - 6 km	330/6	(310/8)	330/12
Agua precipitable (mm)	(Sup. - 400 hPa)	46 [39]	26 [30]	47 [29]
Indices de inestabilidad (ver Apendice I)	SI	-4	2	-1
	LI	-4	-2	-2
	K	35	35	34
	TT	48	43	45
Otros parametros definidos en el texto	CAPE (m2/s2)	594 {1235}	(1)	(1)
	PI	56 {117}	(1)	(1)
	Tmax (C)	41	29	26
Características del MCC	Horario	1900 - 2200 - 0400 - 1400 UTC		
	Duracion (horas)	16		
	Area (T < - 42 C)x1000 km2	410		
	Area (T < -64 C)x1000 km2	210		
	Velocidad media del MCC (m/s)	190/10		

Los valores encerrados indican:

( ) Valor estimado

[ ] Valor medio estadístico (Catuogno y Velasco, 1986)

{ } Valor calculado con la  $T_c$  que es menor que  $T_{max}$ .

(1) Valores de CAPE muy pequeños o negativos y

SD indica sin dato,  $T_{max}$  la temperatura máxima y  $T_c$  la temperatura de conveccion determinada con la relacion de mezcla media en los primeros 50 hPa de espesor:

TABLA 5 (cont.)

2) Caso del 20/21 enero 1992

Estacion de radiosondeo		Resistencia	Cordoba	Ezeiza
Cortante vertical media del viento (x .001/s)	Sup. - 850 hPa	2	(3)	2.5
	850 - 250 hPa	0.6	SD	0.5
	0.5 - 6 km	0.5	SD	0.5
	Sup. - 250 hPa	0.4	SD	0.4
Viento medio (m/s)	(850 - 300 hPa)	220/8	SD	280/7
	(Sup. - 500 hPa)	340/1.6	SD	340/5
Agua precipitable (mm)	(Sup. 400 hPa)	36[39]	40[20]	24[29]
Indices de inestabilidad (ver Apendice I)	SI	1	-1	-1
	LI	-3	-6	0
	K	34	28	34
	TT	44	43	44
Otros parametros definidos en el texto	CAPE (m2/s2)	516{1537}'	(1)	(1)
	Ri	113{338}'	(1)	(1)
	Tmax ( C)	30	27	24
Caracteristicas del MCC	Horario	1900 - 2200 - 0400 - 1400 UTC		
	Duracion (horas)	17		
	Area (T < -42 C)x1000 km2	400		
	Area (T < -64 C)x1000 km2	120		
	Velocidad media del MCC (m/s)	200/15		

Los valores encerrados indican:

( ) Valor estimado

[ ] Valor medio estadístico (Catuogno y Velasco, 1986)

{ }' Valor calculado con la Tmax que es menor que Tc

(1) Valores de CAPE muy pequeños o negativos y

SD indica sin dato, Tmax la temperatura maxima y Tc la temperatura de conveccion determinada con la relacion de mezcla media en los primeros 50 hPa de espesor.

TABLA 5 (cont.)

3) Caso del 30 noviembre 1982

Estacion de radiosondeo		Resistencia	Cordoba	Ezeiza
Cortante vertical media del viento ( $\times .001/s$ )	Sup. - 850 hPa	3	(4)	1.9
	850 - 250 hPa	0.4	0.8	0.7
	0.5 - 6 km	1.2	(1.6)	(1.2)
	Sup. - 250 hPa	0.4	0.3	0.3
Viento medio (m/s)	850 - 300 hPa	315/14	290/12	275/14
	Sup. - 6 km	330/13	200/2	260/7
Agua precipitable (mm)	(Sup. - 400 hPa)	44[34]	34[26]	30[25]
Indices de inestabilidad (ver Apendice I)	SI	-5	0	1
	LI	-6	1	-2
	K	42	35	27
	TT	46	43	49
Otros parametros definidos en el texto	CAPE (m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	973{1929}'	(1)	(1)
	Pi	42{83}	(1)	(1)
	Tmax (°C)	29	19	25
Caracteristicas del MCC	Horario	0000 - 0300 - 1400 - 1800 UTC		
	Duracion (horas)	15		
	Area (T < - 42 °C)x1000 km <sup>2</sup>	450		
	Area (T < -64 °C)x1000 km <sup>2</sup>	180		
	Velocidad media del MCC (m/s)	270/19		

Los valores encerrados indican:

( ) Valor estimado

[ ] Valor medio estadistico (Catuogno y Velasco, 1986)

{ }' Valor calculado con la Tmax que es menor que Tc

(1) Valores de CAPE muy pequenos o negativos y

SD indica sin dato, Tmax la temperatura maxima y Tc la temperatura de conveccion determinada con la relacion de mezcla media en los primeros 50 hPa de espesor.

TABLA 6

Estación Resistencia 30 noviembre 1982					
0000 UTC			1200 UTC		
Altura (m)	dd	ff	Altura (m)	dd	ff
55	100	4	55	020	10
304	120	8	304	005	15
609	010	16	609	355	36
914	350	12	914	340	40
2133	355	16	2133	335	31
2438	340	16	2438	330	25

FIGURAS

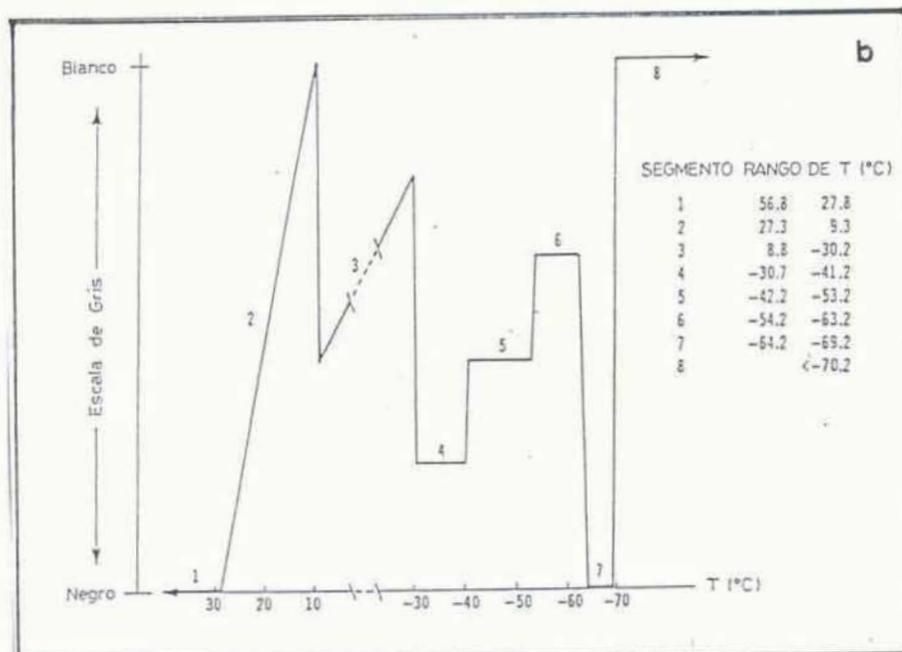
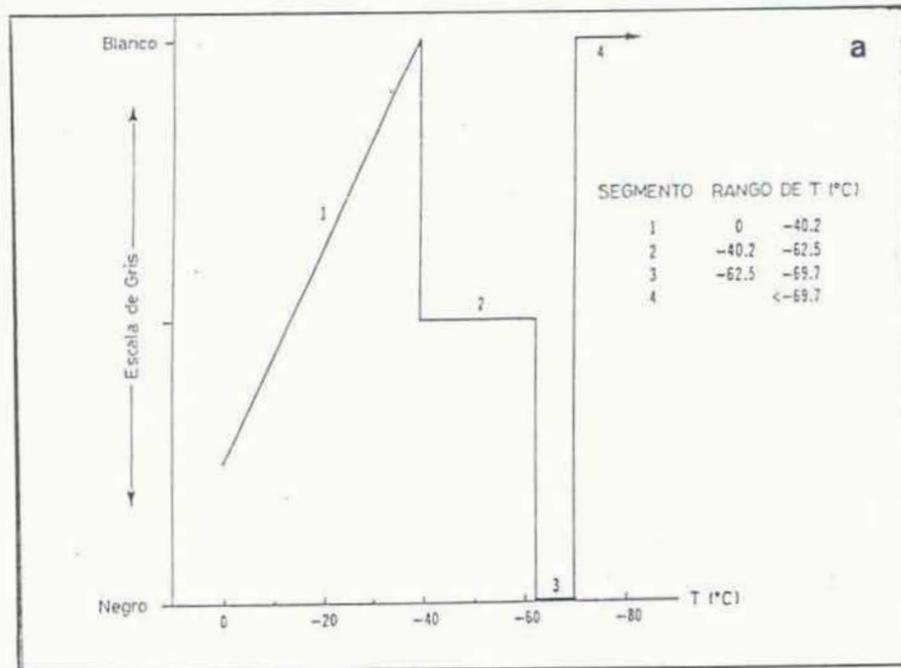


Fig. 1. a) Curva de realce MB modificada, b) Curva de realce BD modificada (adaptadas de "The GOES User's Guide, NOAA, 1983").



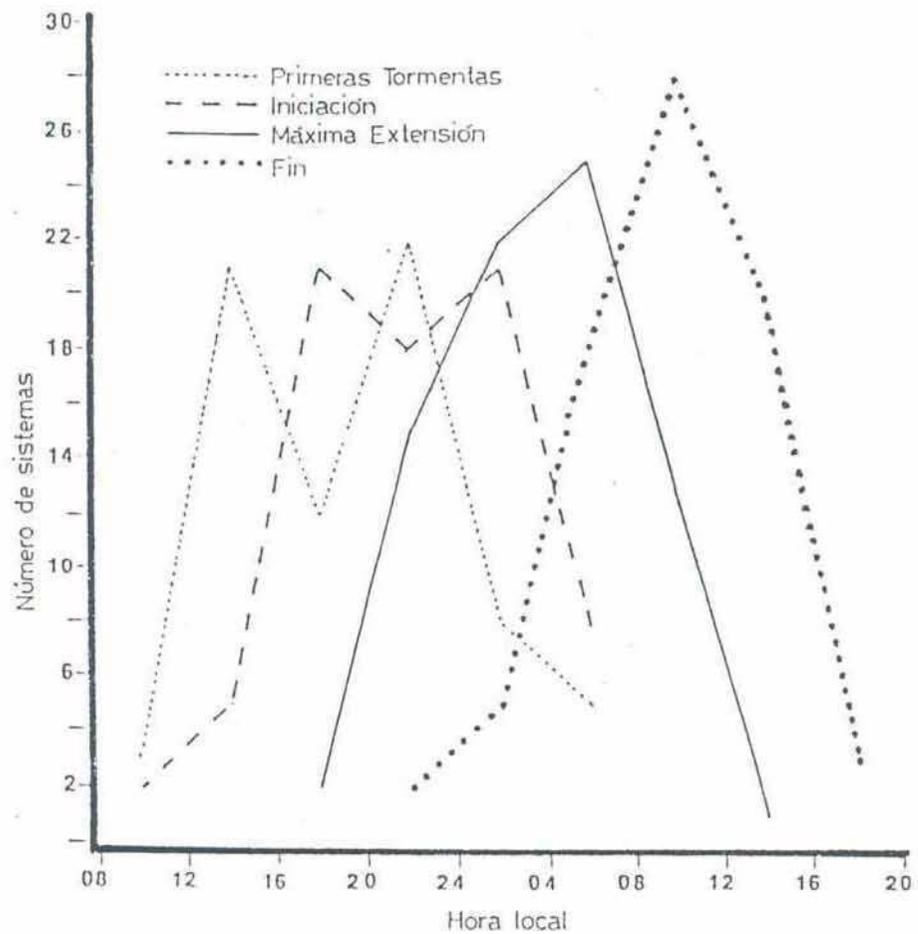


Fig. 3. Ciclo de vida de los MCCs sobre latitudes medias de Sud América para las estaciones cálidas 1981-1982 y 1982-1983, (ver Tabla 1).

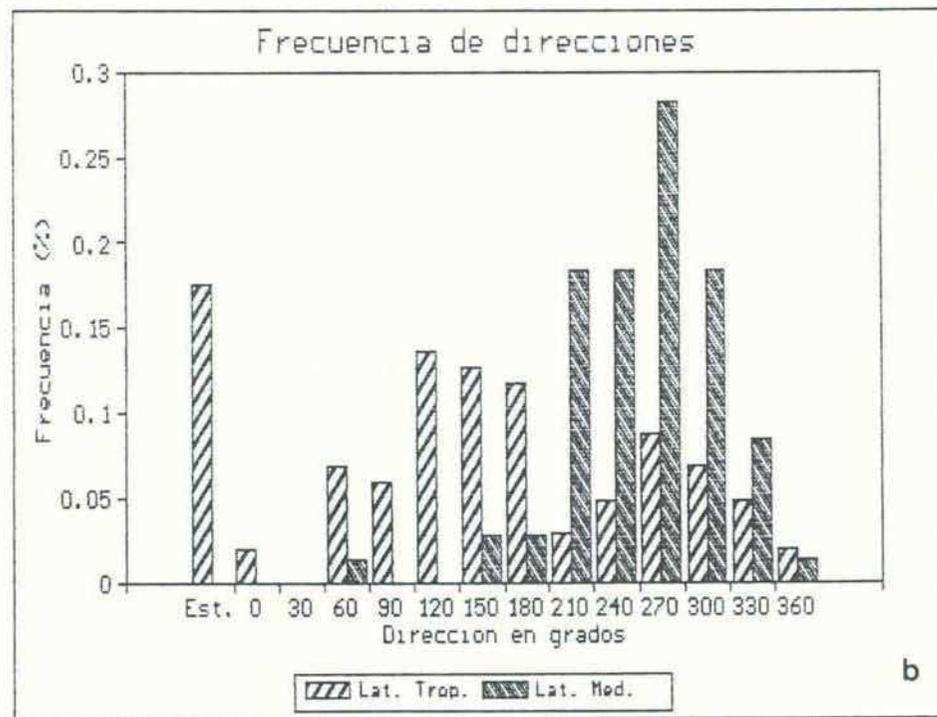
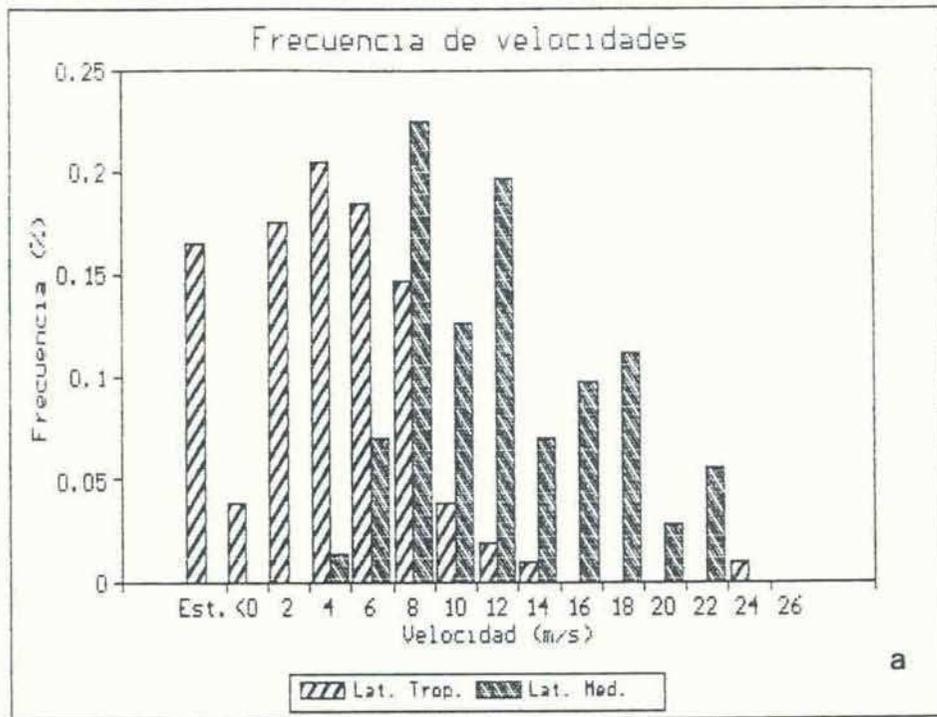


Fig. 4. Frecuencias de velocidad de desplazamiento de MCCs en latitudes tropicales y medias (al sur de 20°S), a) intensidades, b) direcciones. (Los vectores de velocidad de los MCCs están definidos con el mismo criterio que el vector viento).

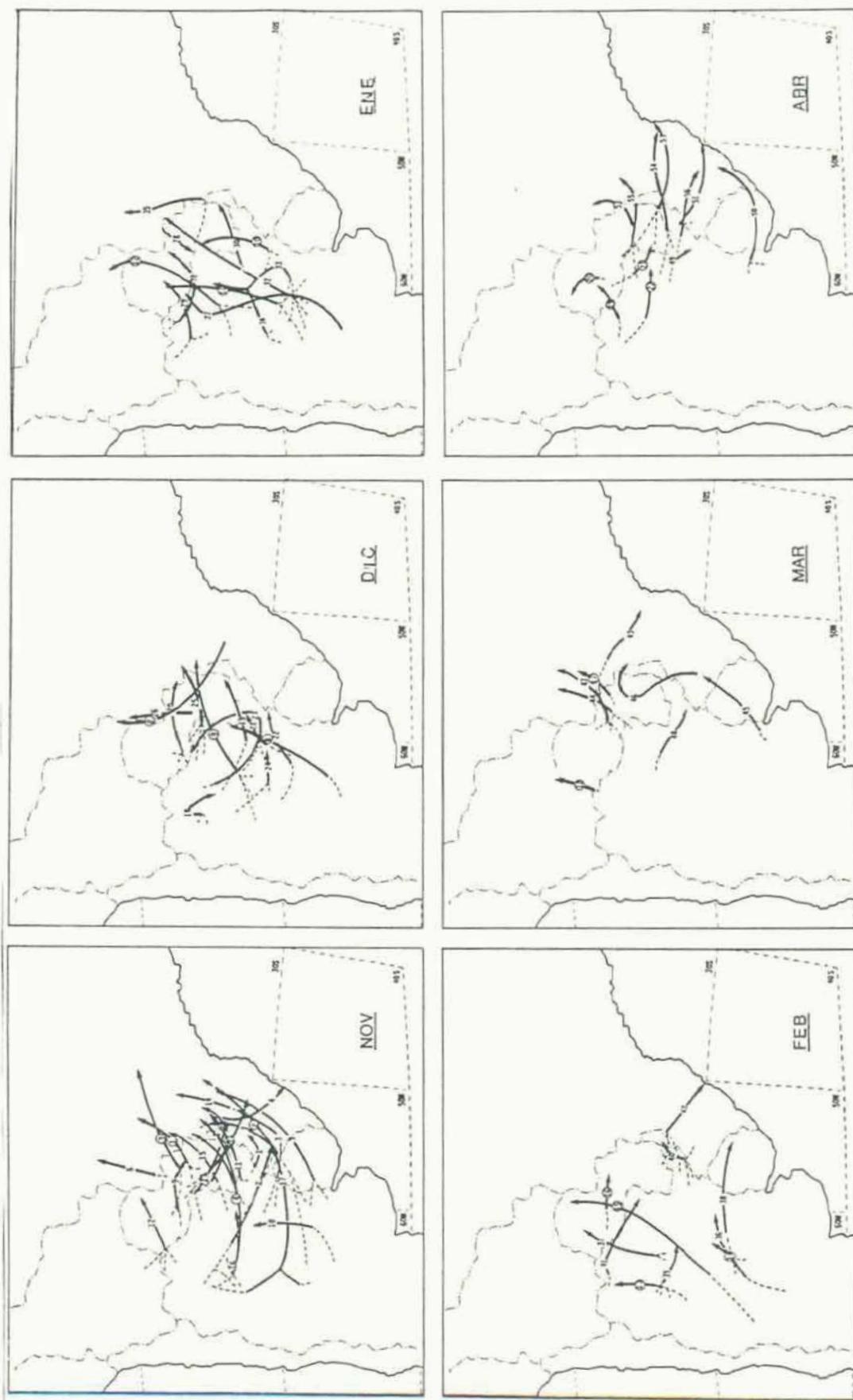


Fig. 5. Trayectorias de los MCCs muestreados al sur de los 20°S sobre Sud América para dos estaciones cálidas (1981-1982 y 1982-1983). Los números se corresponden con los listados en la Tabla 2, con círculo para la primer estación cálida y sin círculo para la segunda. La posición del número coincide con la posición del centro del MCC a la hora de máxima extensión de la cobertura nubosa fría.

Estación	Ubicación	Nivel de Presión (hPa)	Viento Medio					
			Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr
Resistencia	27° 27'S 59° 03'O	200						
		500						
		850						
Córdoba	31° 19'S 64° 13'O	200						
		500						
		850						
Ezeiza	34° 49'S 58° 32'O	200						
		500						
		850						
Santa Rosa	36° 34'S 64° 16'O	200						
		500						
		850						
Comodoro Rivadavia	45° 47'S 67° 30'O	200						
		500						
		850						

Fig. 6. Distribución mensual y latitudinal del viento medio sobre Argentina, (una barba = 5m/s, un triángulo = 25m/s). Fuente de datos: Monthly Climatic Data for the World, 1971-1980, publicado por WMO-NOAA.

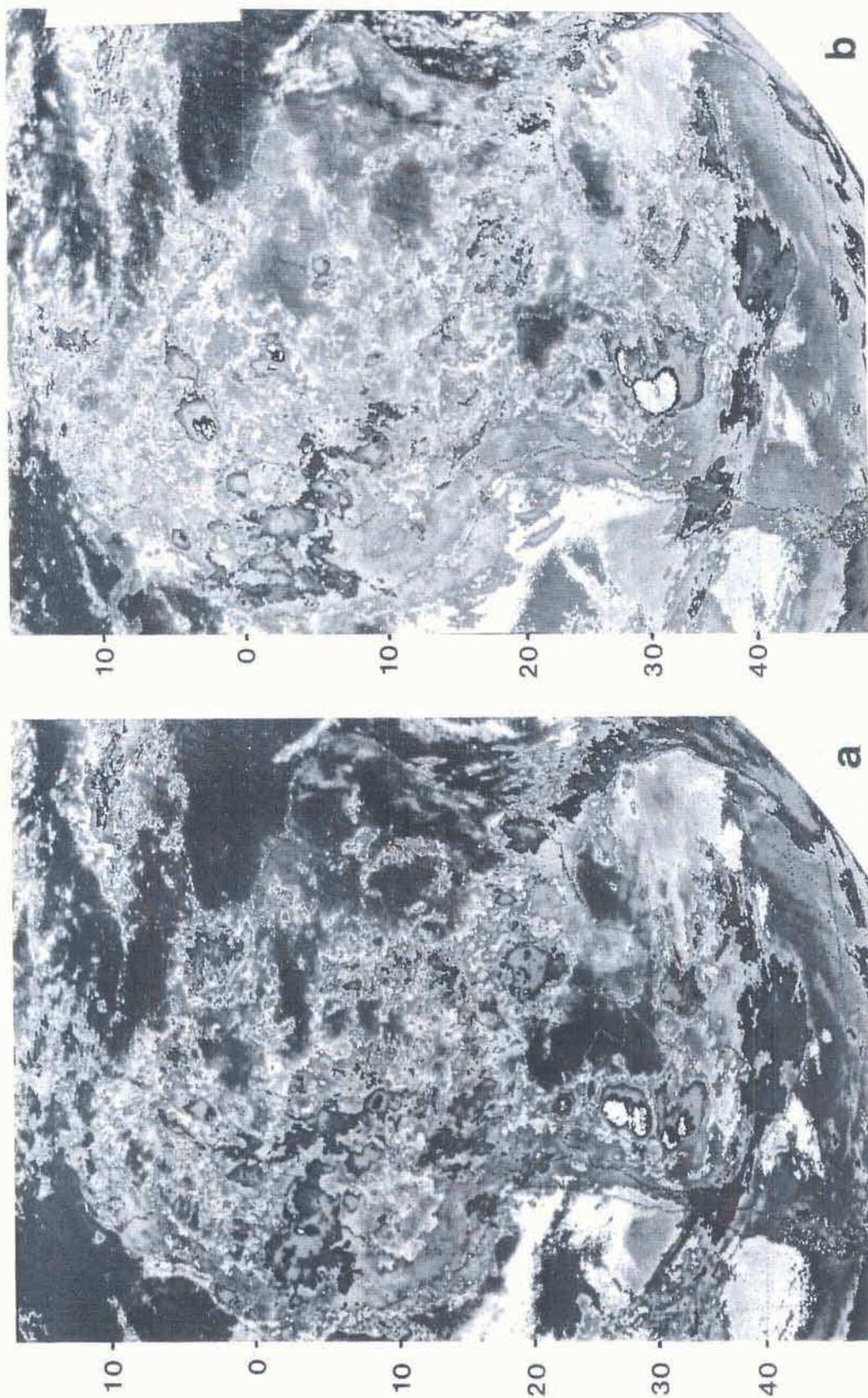
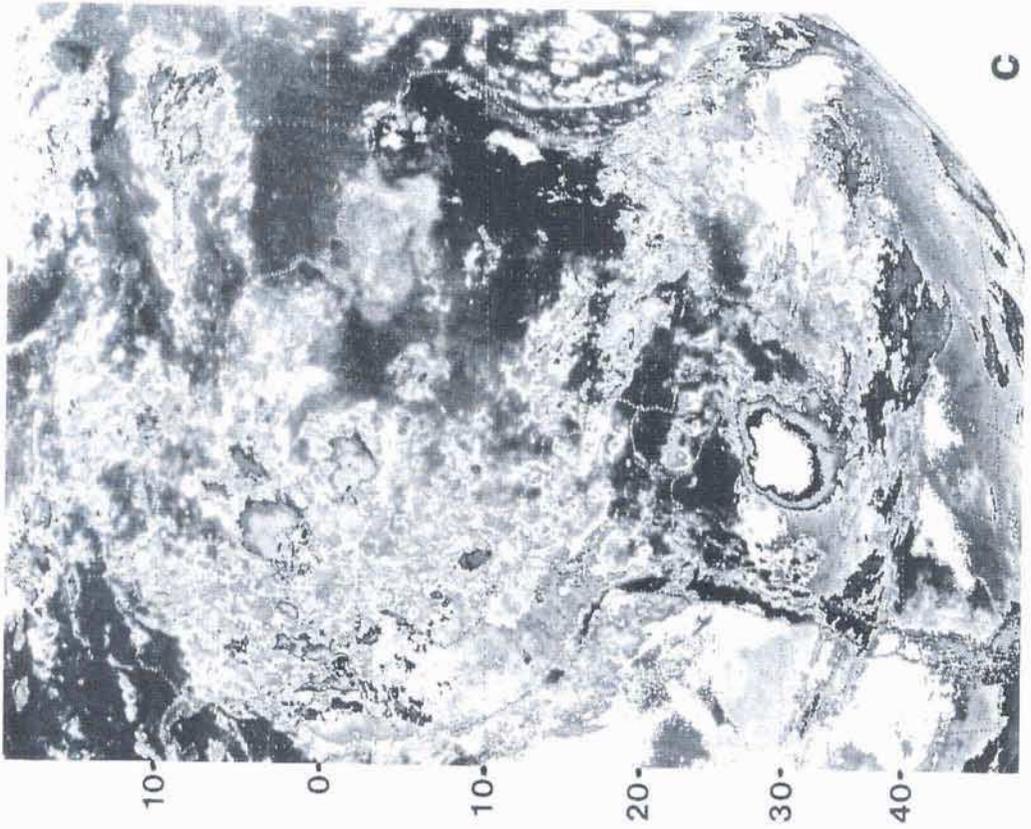
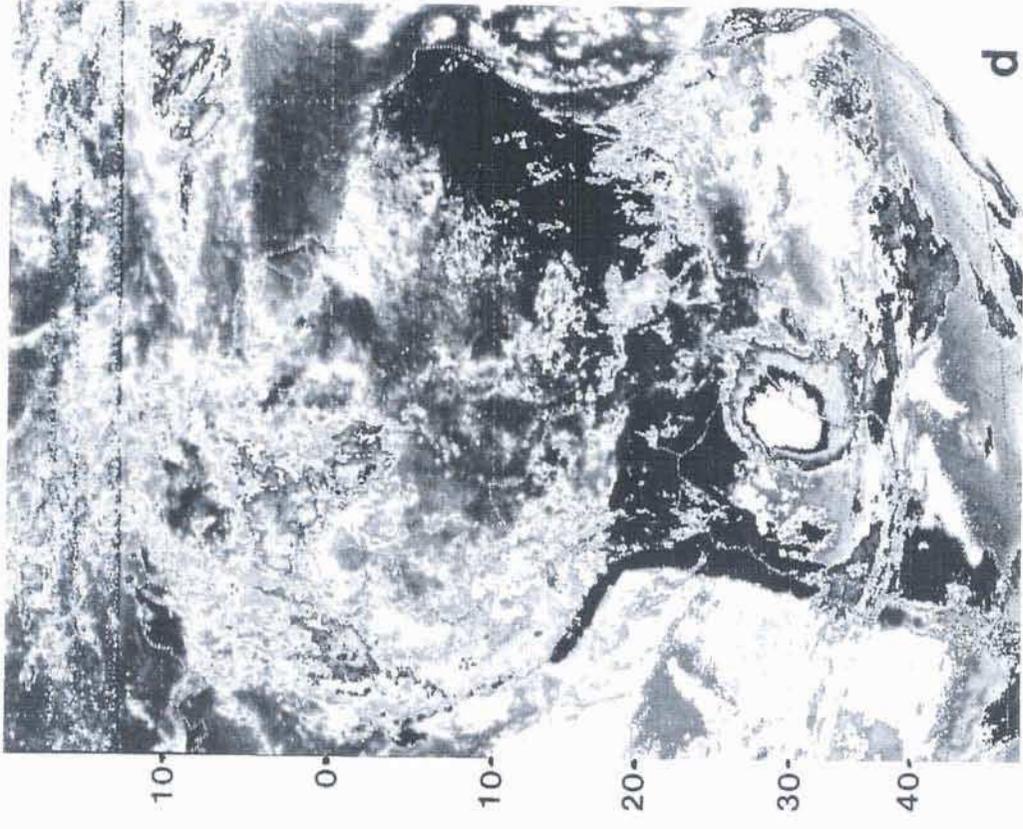


Fig. 7. Imágenes infrarrojas realizadas del 30 de noviembre de 1982. a) 0300 UTC, b) 0800 UTC, c) 1200 UTC, d) 1500 UTC, e) 1800 UTC y f) 2100 UTC.



C



d

Fig. 7. (continuación)

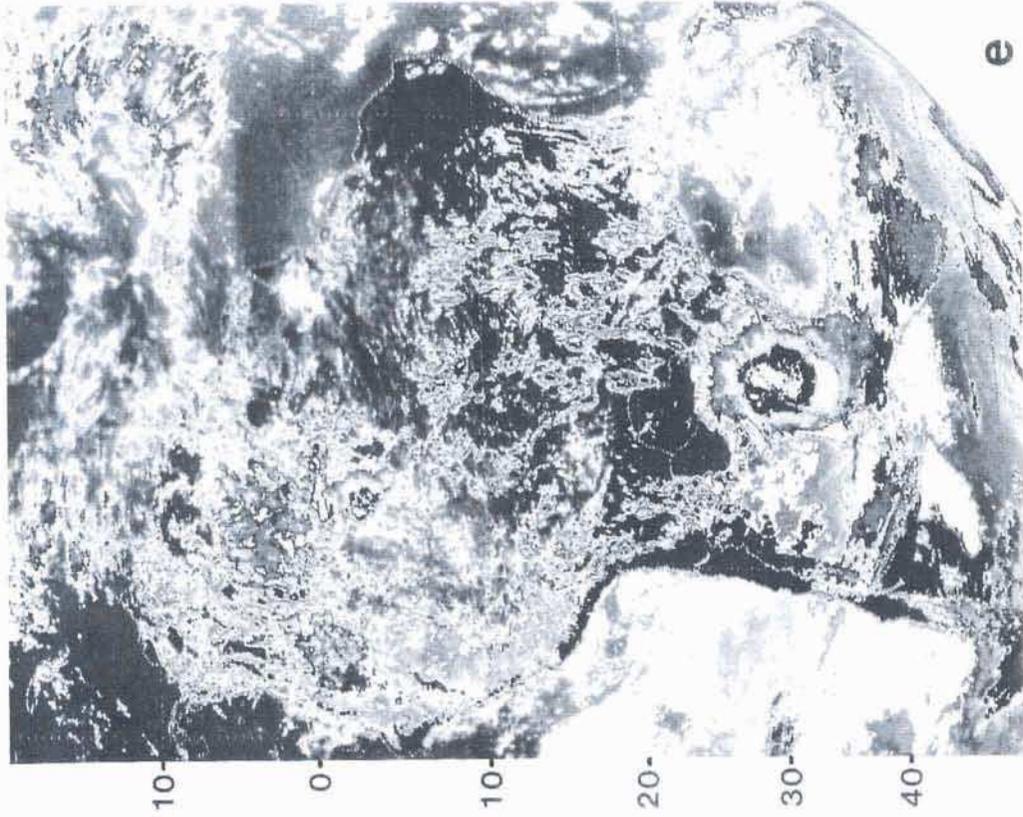
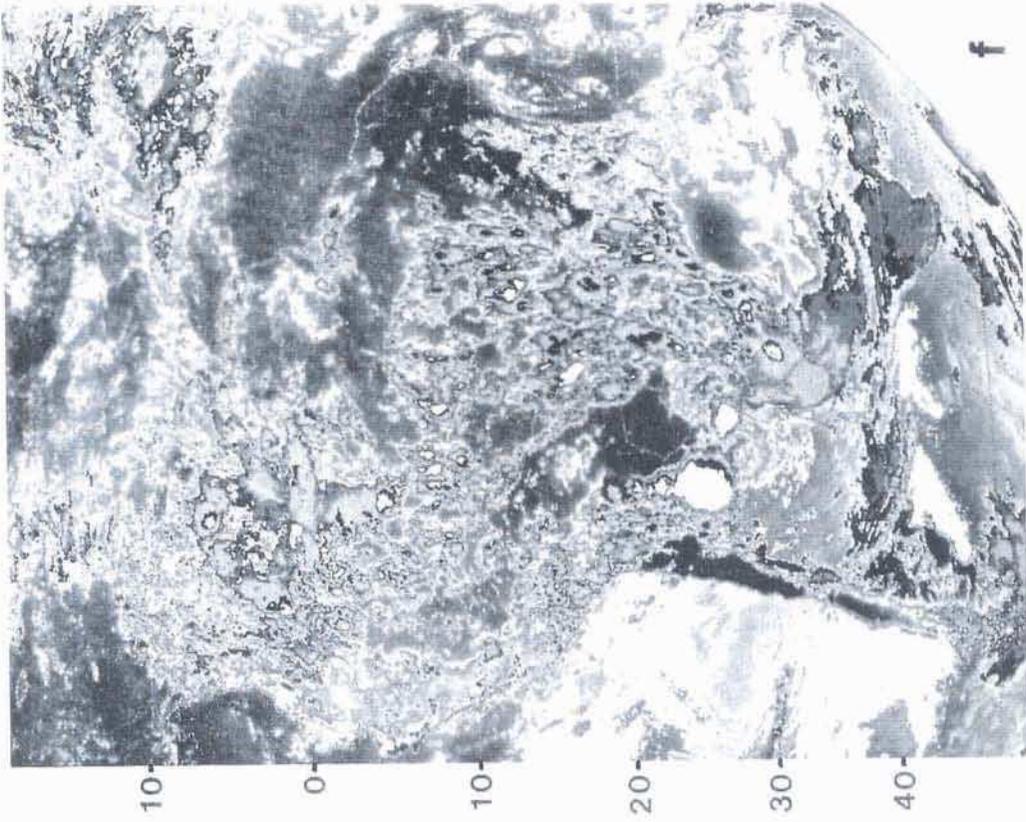


Fig. 7. (continuación)

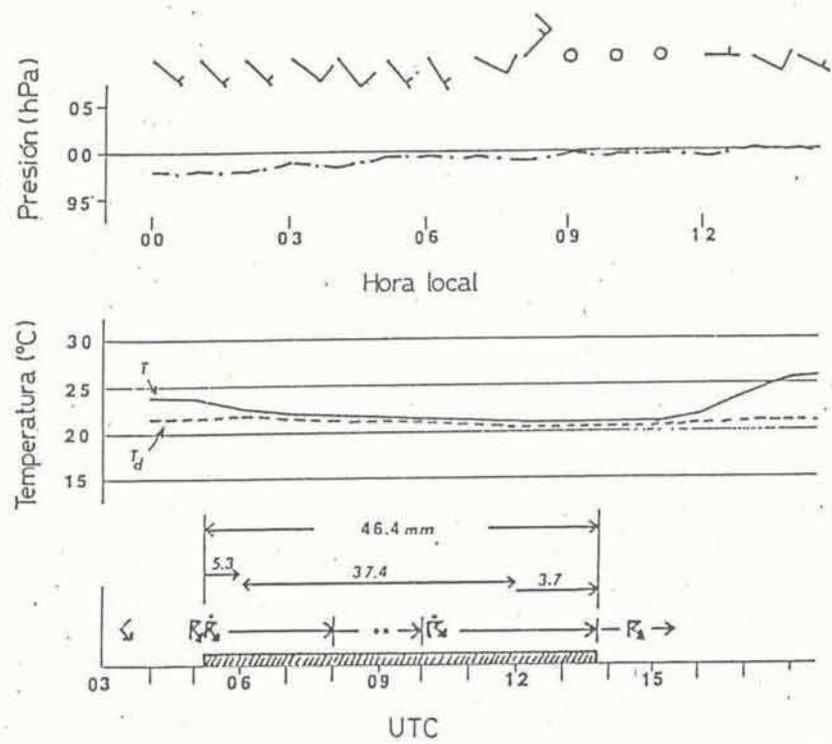


Fig. 8. Secuencia horaria de las condiciones de superficie en la estación Paraná, el 30 de noviembre de 1982.

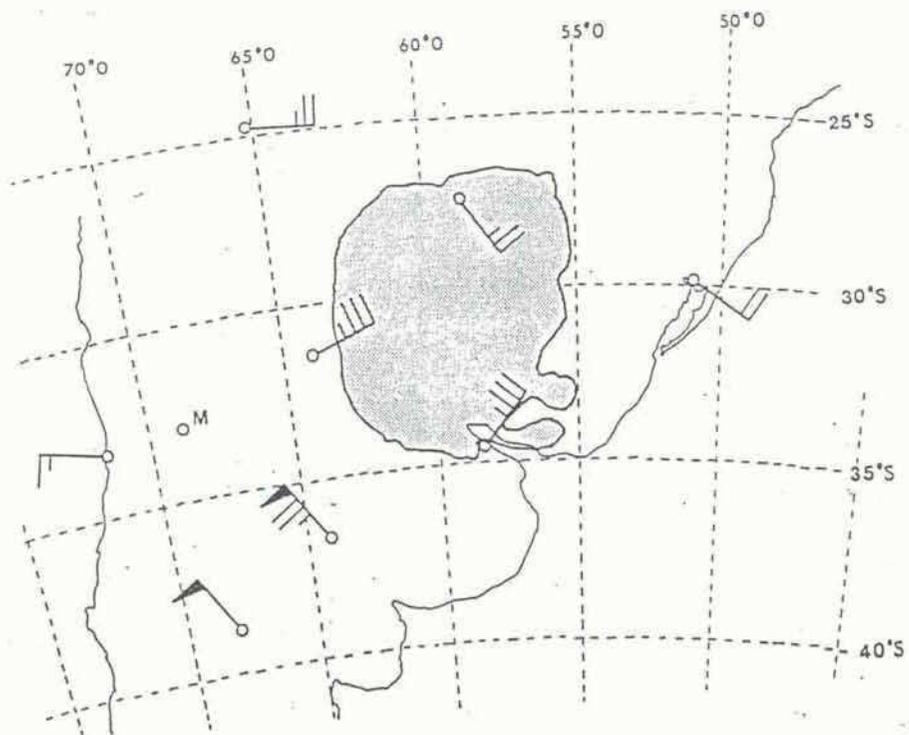


Fig. 9. Vectores diferencia entre los vientos observados y los pronosticados a 12 horas con el modelo espectral del NMC para el nivel de 250 hPa del 30 de noviembre de 1982. El área grisada corresponde a  $T_{bb} < -42^{\circ}\text{C}$ . M indica observación perdida.

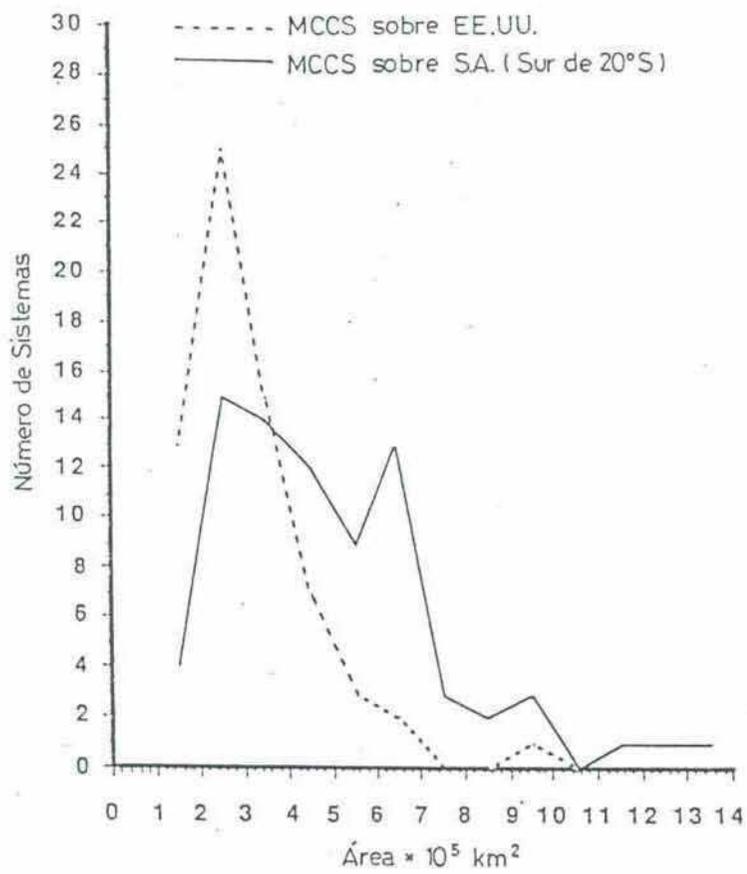


Fig. 10. Frecuencia de distribución de áreas con cobertura nubosa fría para latitudes medias de Norteamérica y de Sudamérica (al sur de 20°S) asociadas con MCCs, (ver sección II.1).

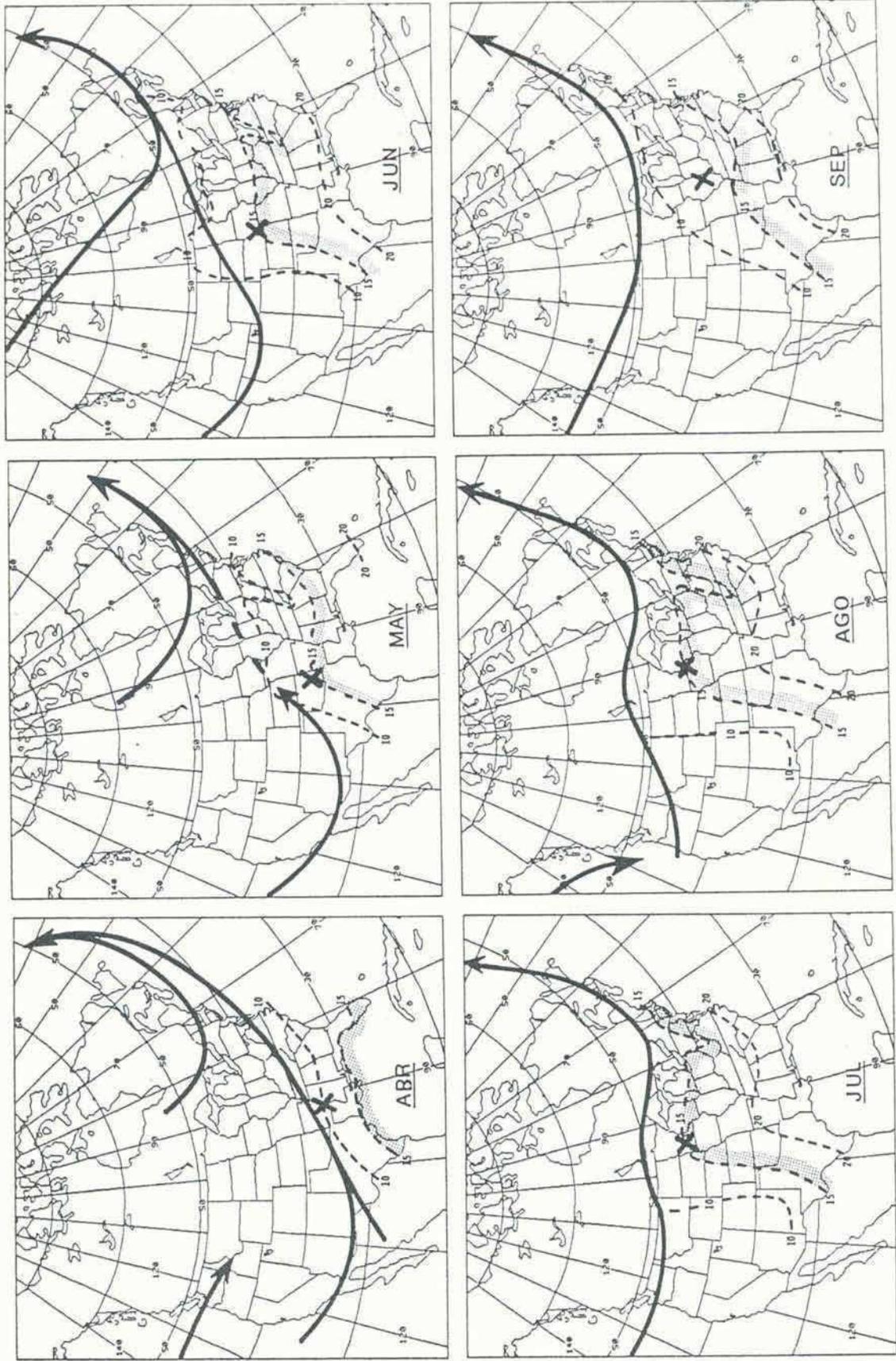


Fig. 11. Evolución mensual de la posición de la corriente en chorro polar (flechas), isodrosotermas de superficie en °C (líneas cortadas) y centro aproximado de actividad de los MCCs (cruz) en Norteamérica. (Ver Maddox, 1980; Maddox et al., 1982 y Rodgers et al., 1983 y 1985).

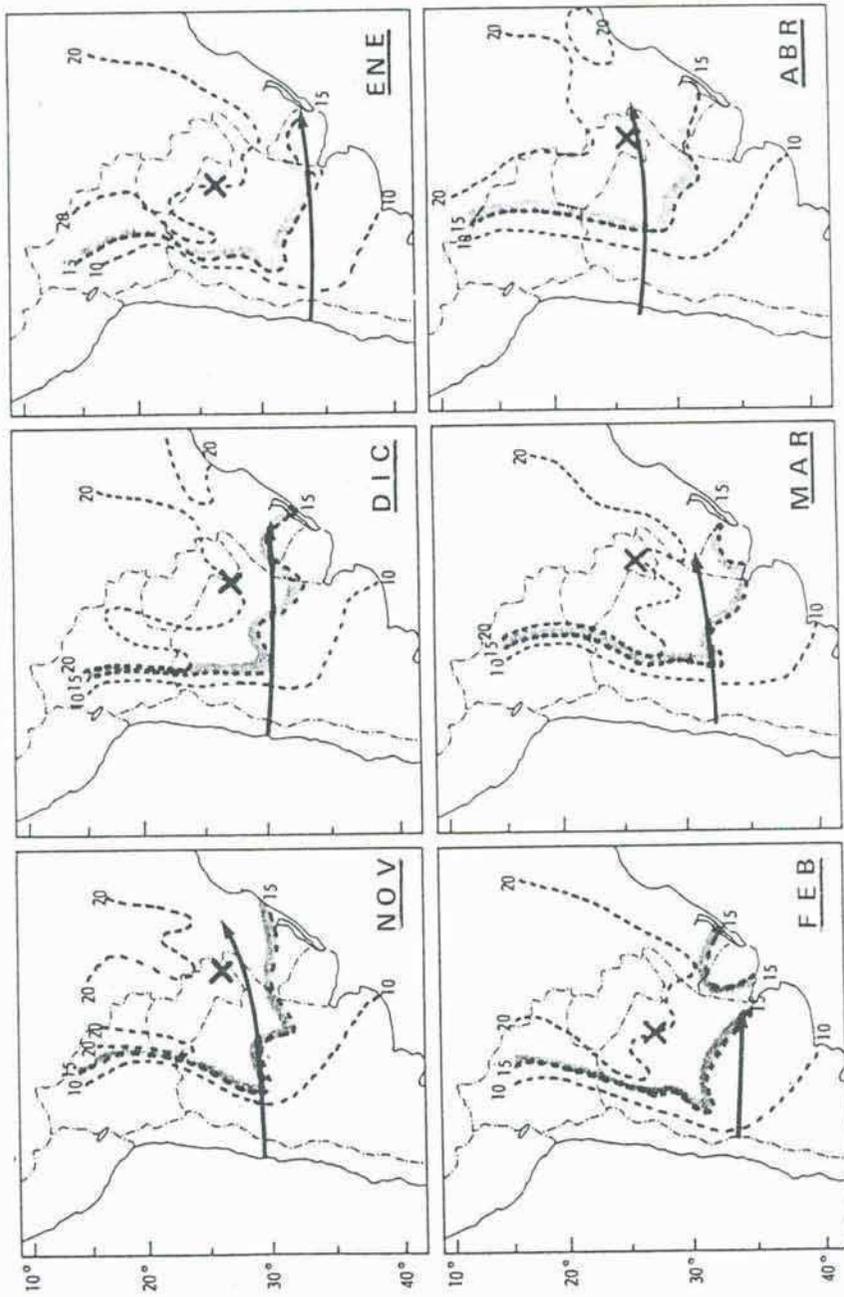


Fig. 12. Evolución mensual de la posición de la corriente en chorro subtropical (flechas), de las isodrosotermas de superficie (líneas cortadas) y centro aproximado de actividad de los MCCs (cruz). Exceptuando los centros, los resultados corresponden a la elaboración de 10 años de datos (ver Fig. 6).

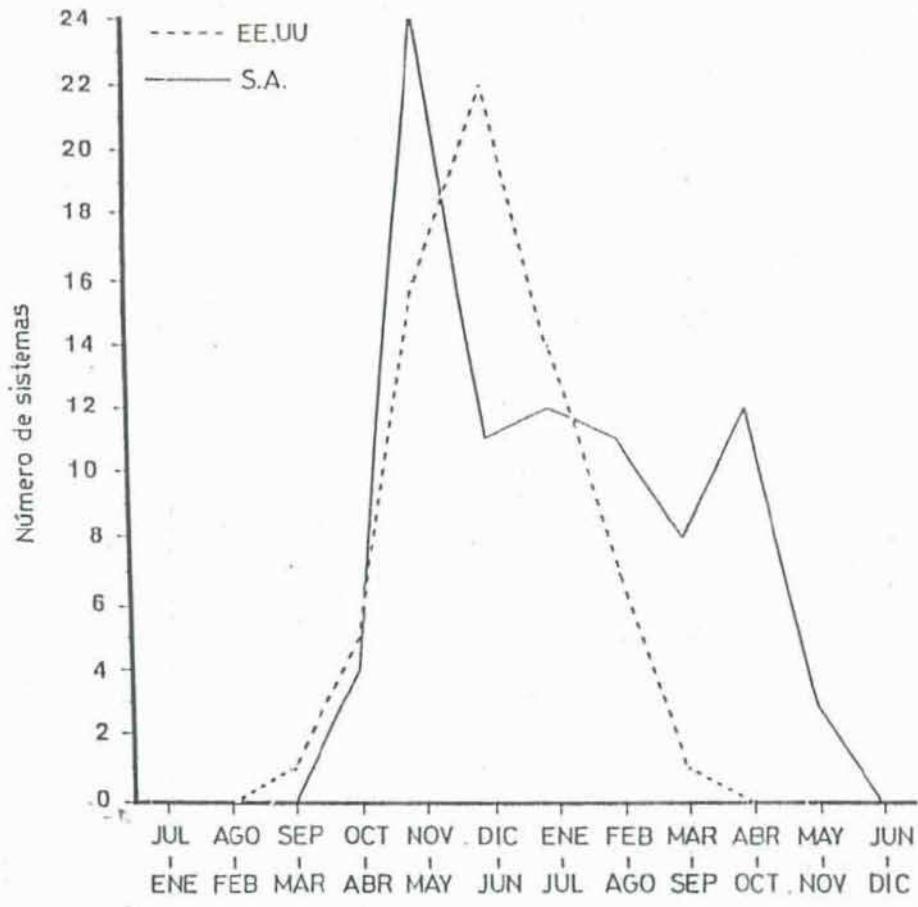


Fig. 13. Distribución mensual de MCCs en latitudes medias de Sud y Norteamérica, para dos años.

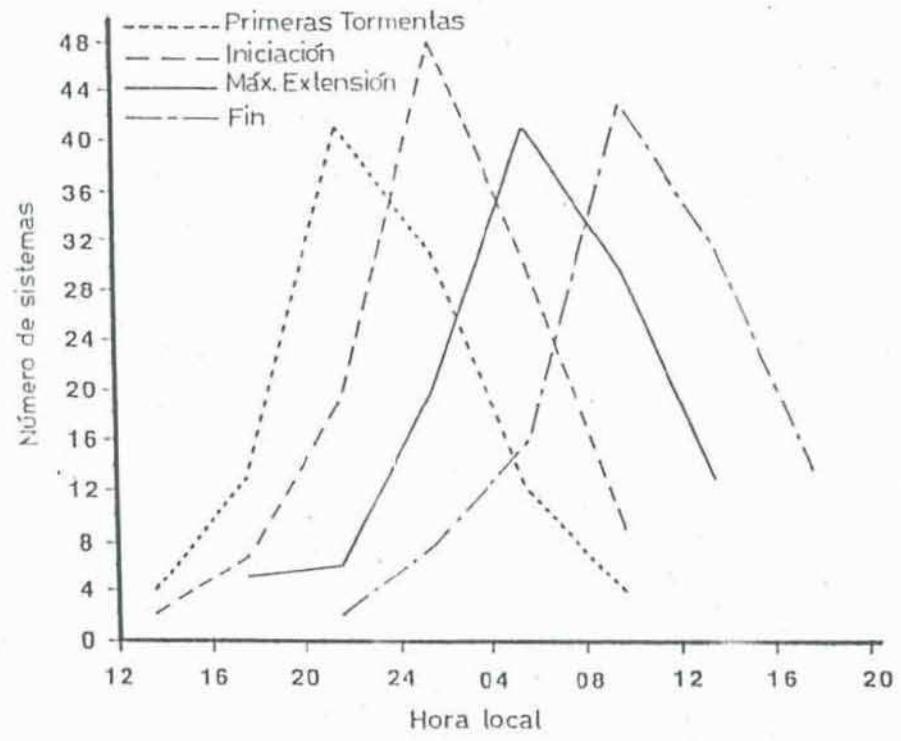


Fig. 14. Ciclo de vida de MCCs de latitudes tropicales para el período mayo 1981 - abril 1983.

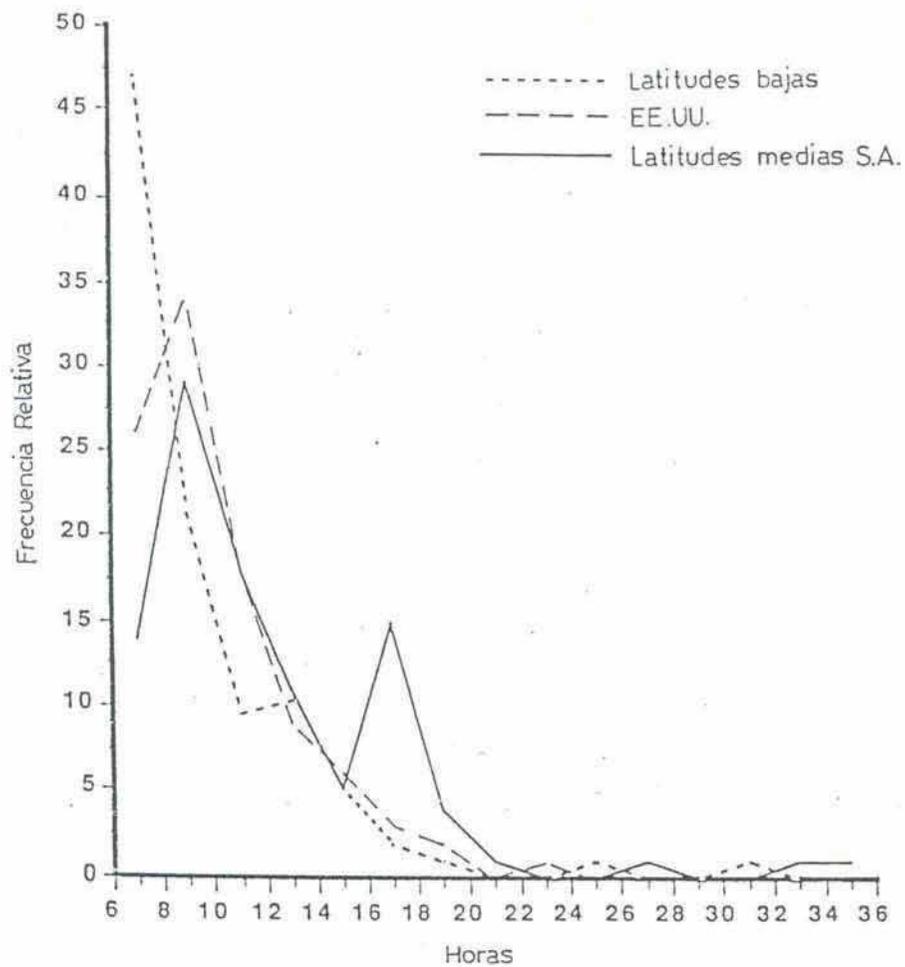


Fig. 15. Duración de los MCCs de Estados Unidos, latitudes tropicales y latitudes medias de Sudamérica. La población de Estados Unidos es para las estaciones cálidas de 1978 y 1981, el resto como ya se especificó en el texto.

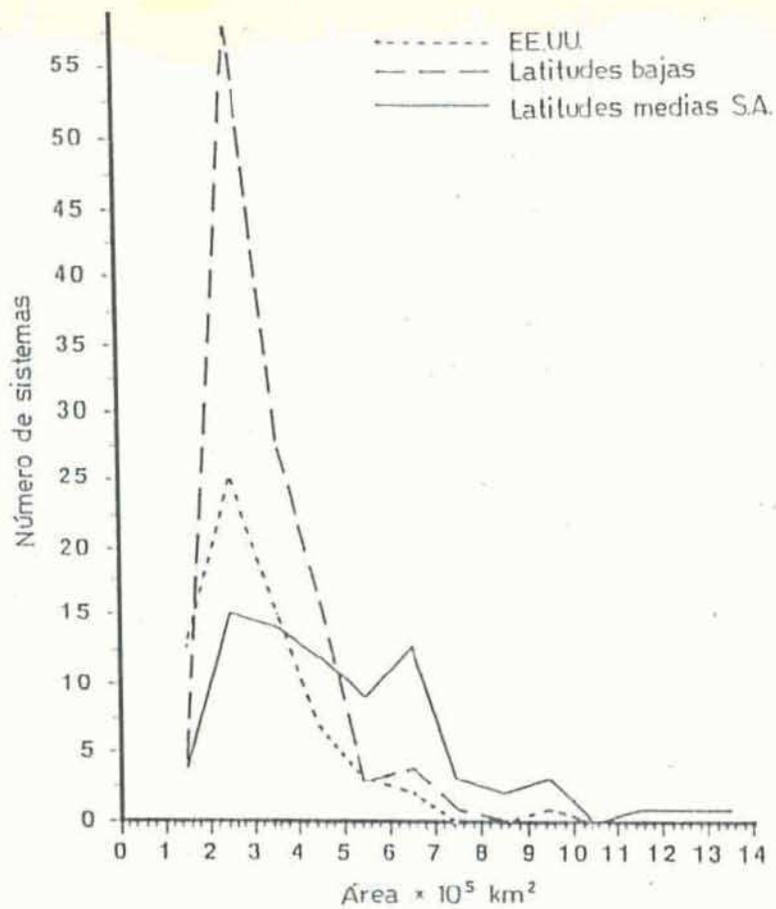


Fig. 16. Distribución de frecuencias de áreas de cobertura nubosa fría de máxima extensión según se definen en el texto.

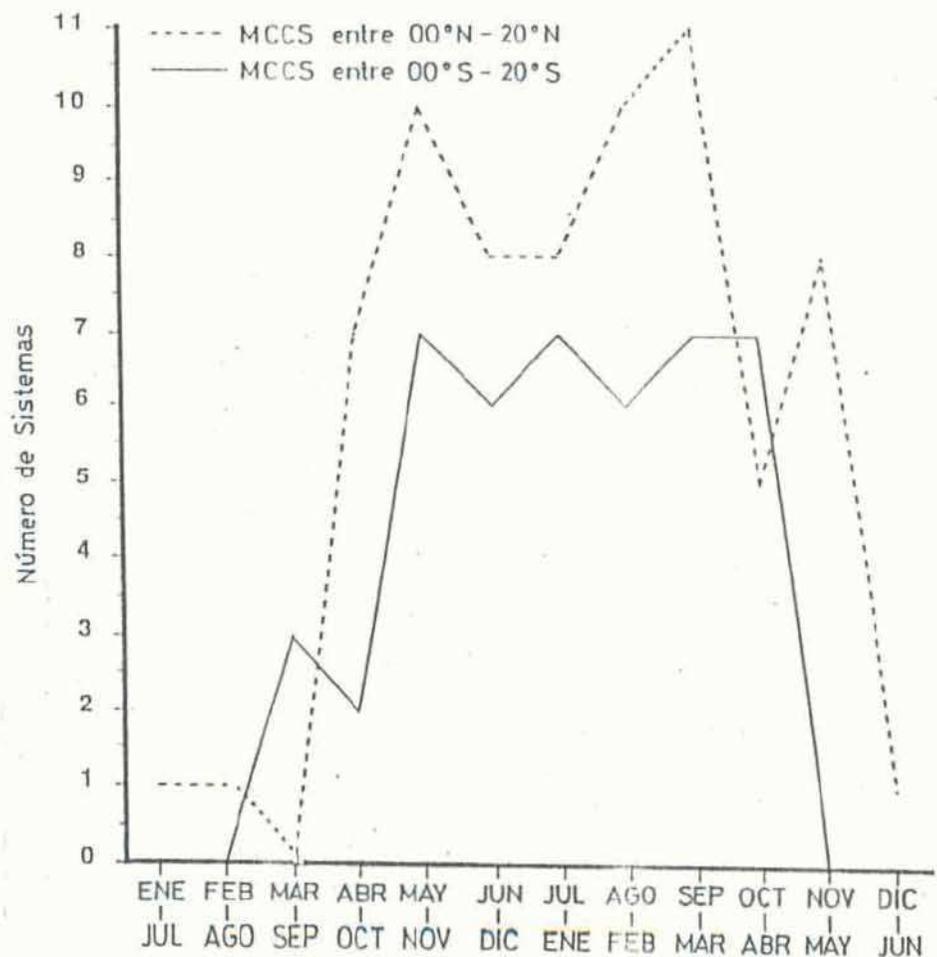


Fig. 17. Distribución mensual de MCCs de bajas latitudes durante el período mayo 1981 - abril 1983.

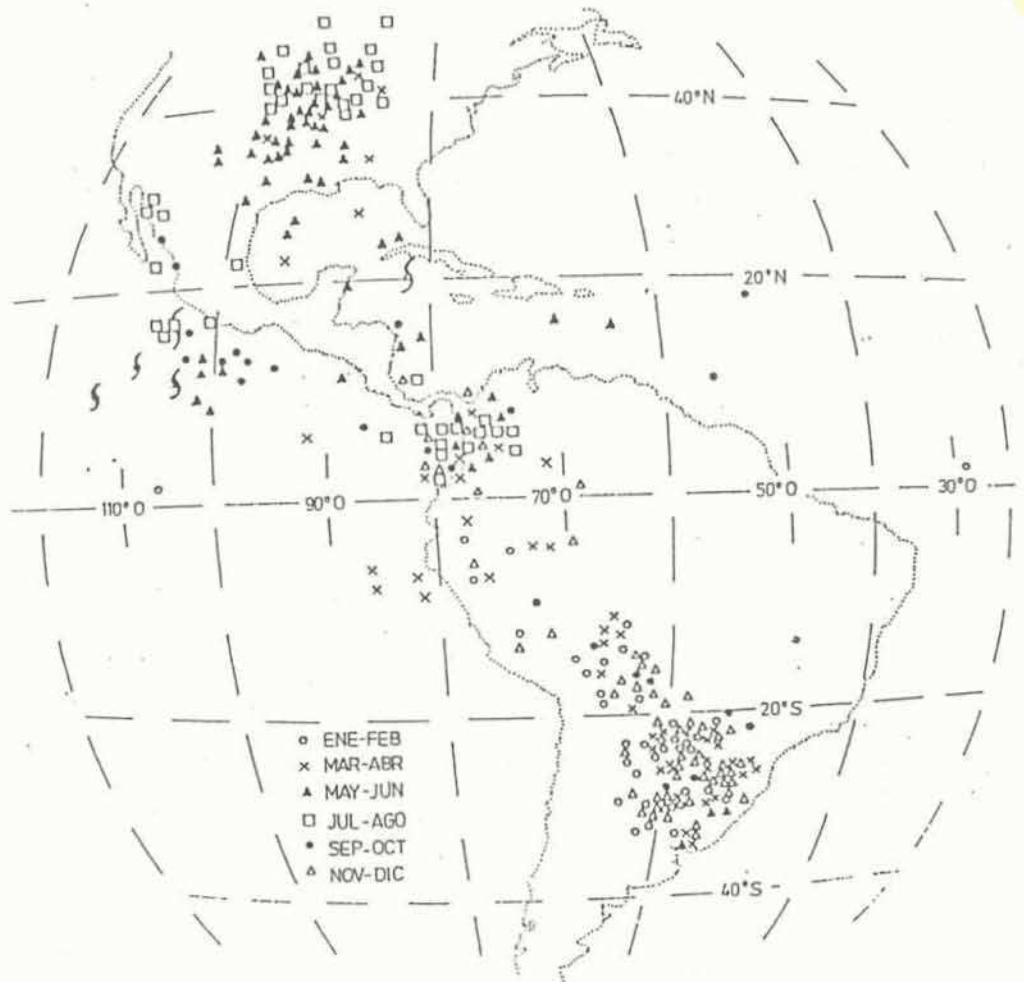


Fig. 18. Distribución geográfica y mensual de los MCCs. Las posiciones se corresponden con el centro de la cobertura fría a la hora de máxima extensión. El símbolo de huracán corresponde a MCCs que dieron origen a una tormenta tropical. La muestra es siempre sobre dos años.

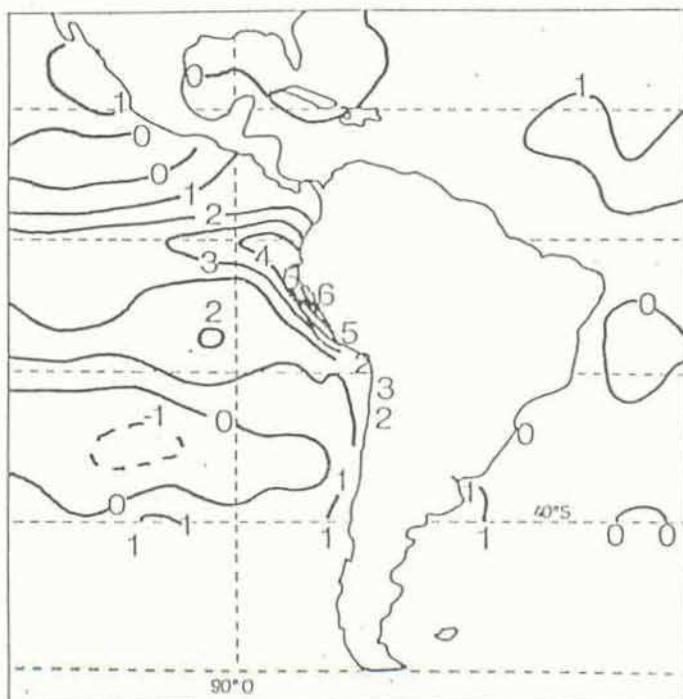
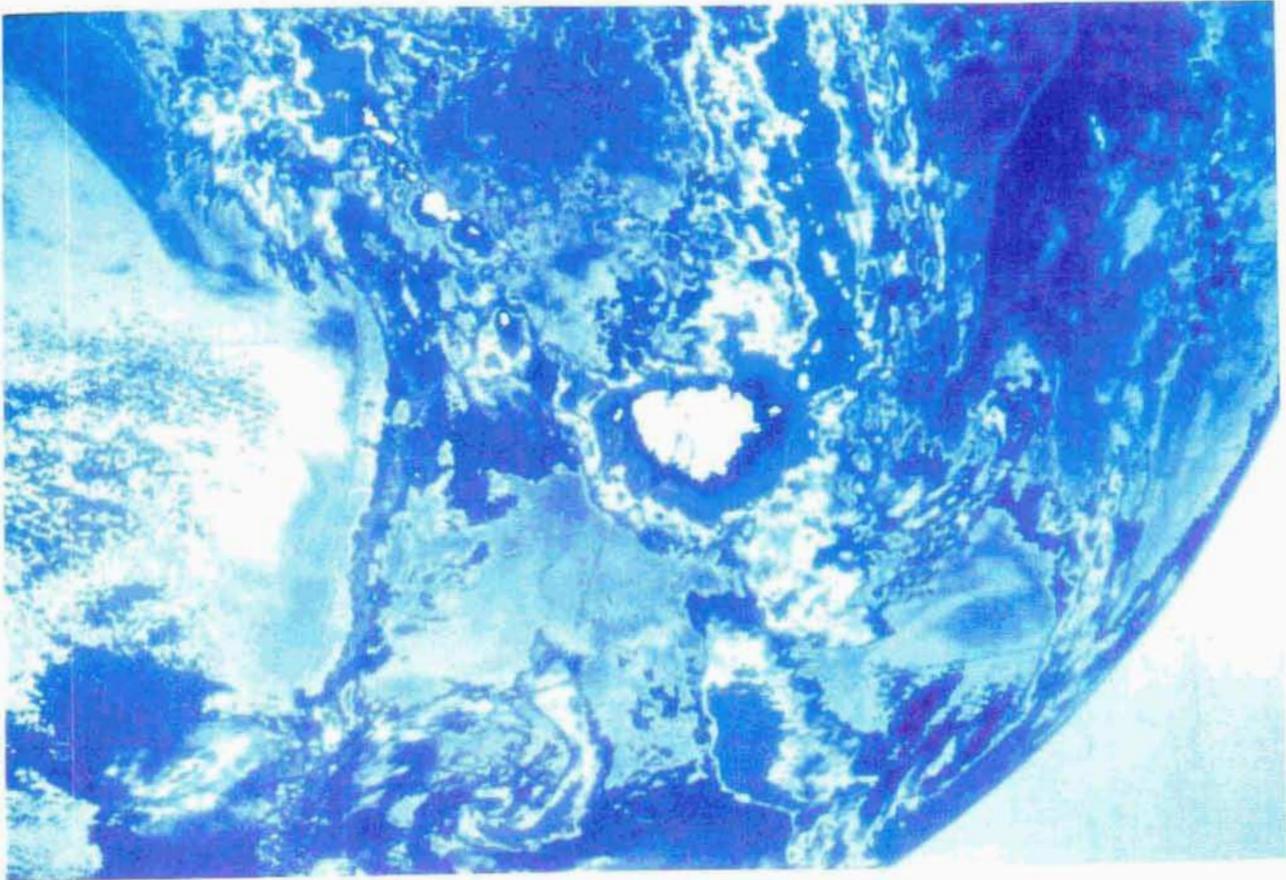


Fig. 19. Anomalías de la temperatura de superficie del mar en °C para el período marzo-mayo 1983. (Según Arkin et al., 1983)

a



b

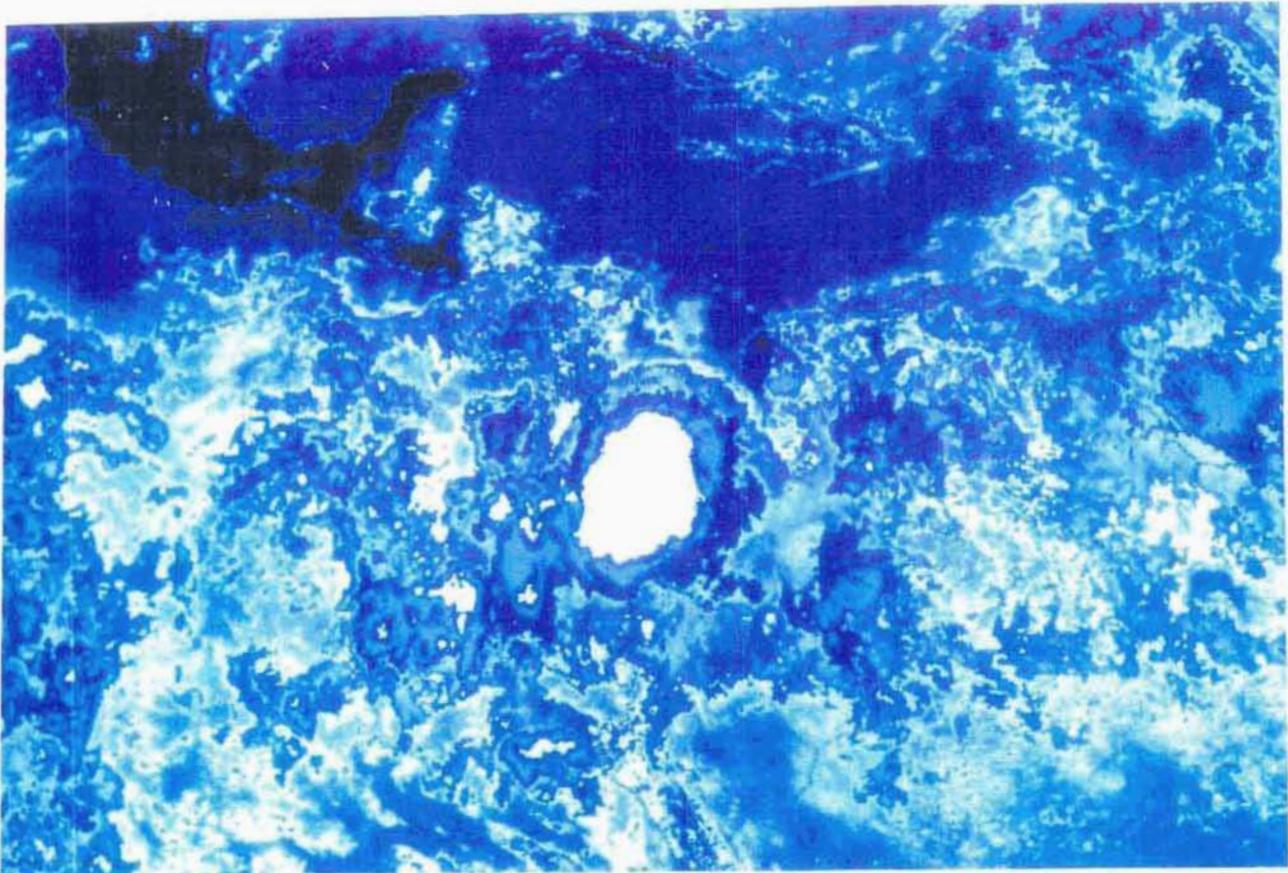
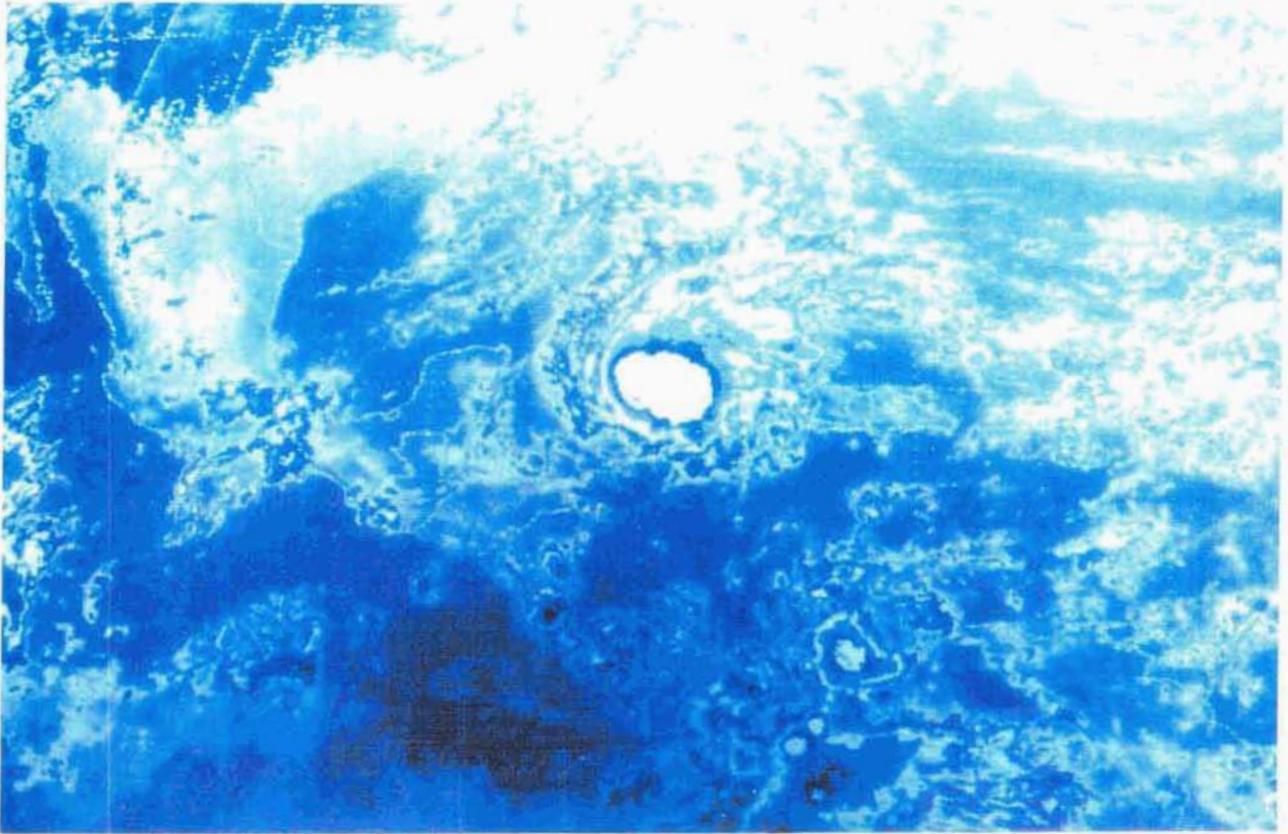


Fig. 20. Imágenes infrarrojas realizadas. a) 1 de diciembre 1981, 0300 UTC; b) 11 de mayo 1983, 1600 UTC.

c



d

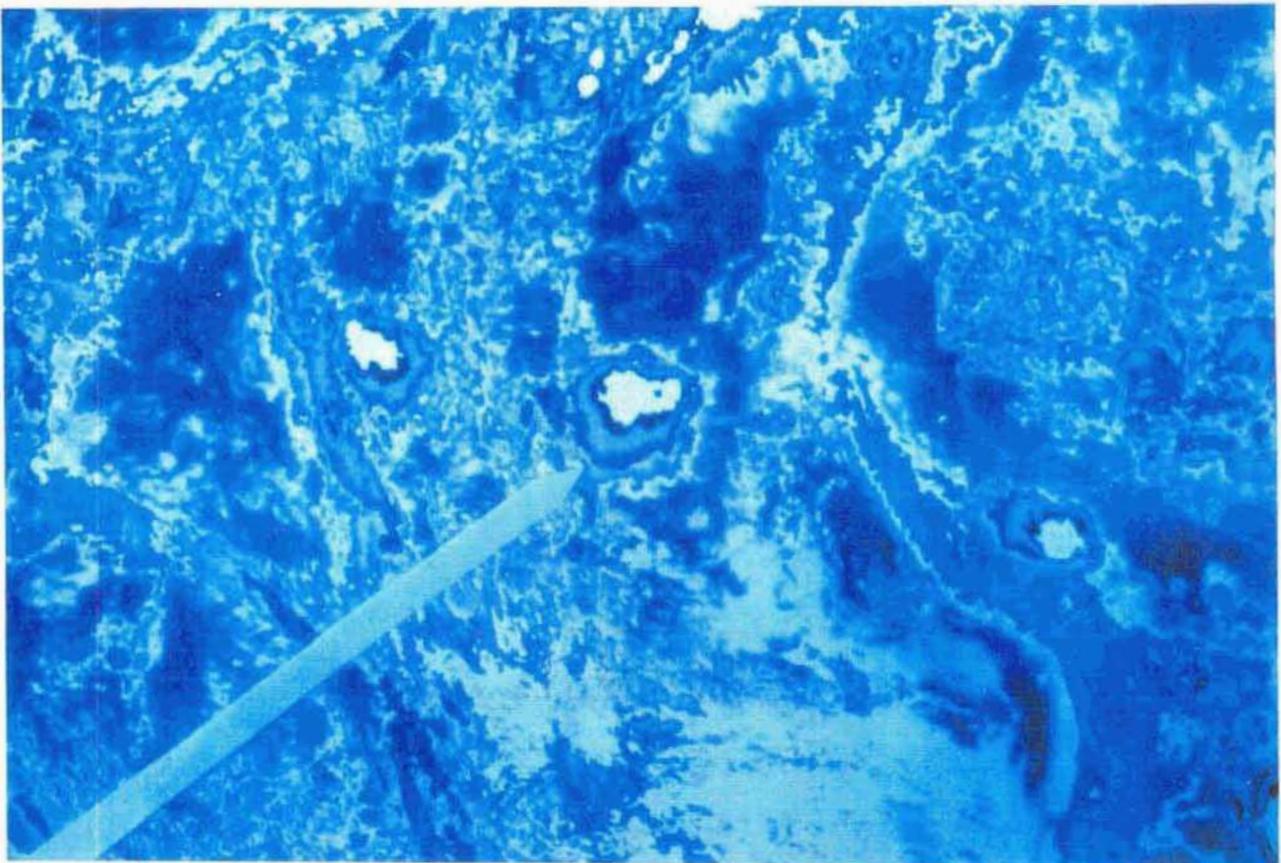
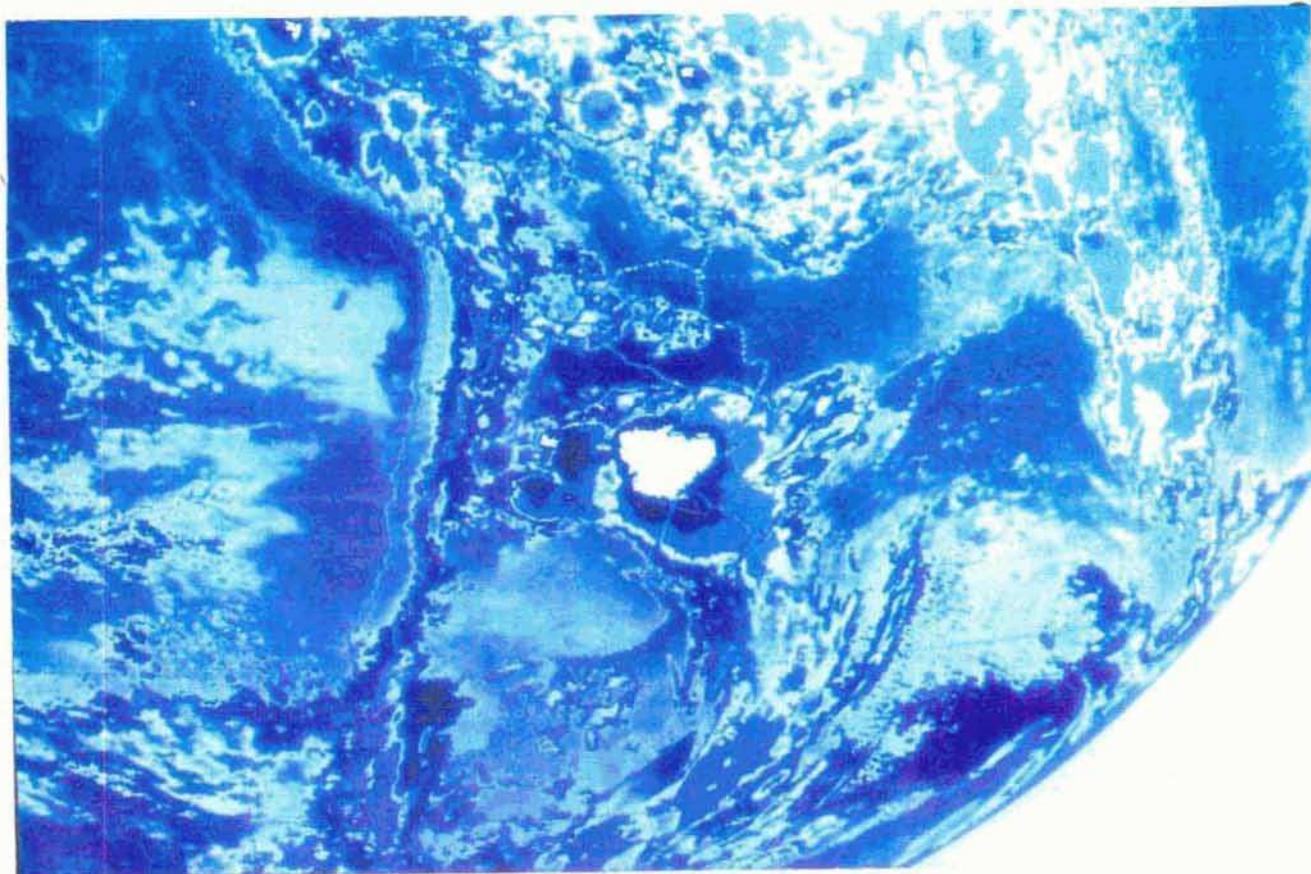


Fig. 20. (contin.) c) 5 de noviembre de 1981, 0400 UTC; d) 17 de marzo de 1983, 0900 UTC.

e



f

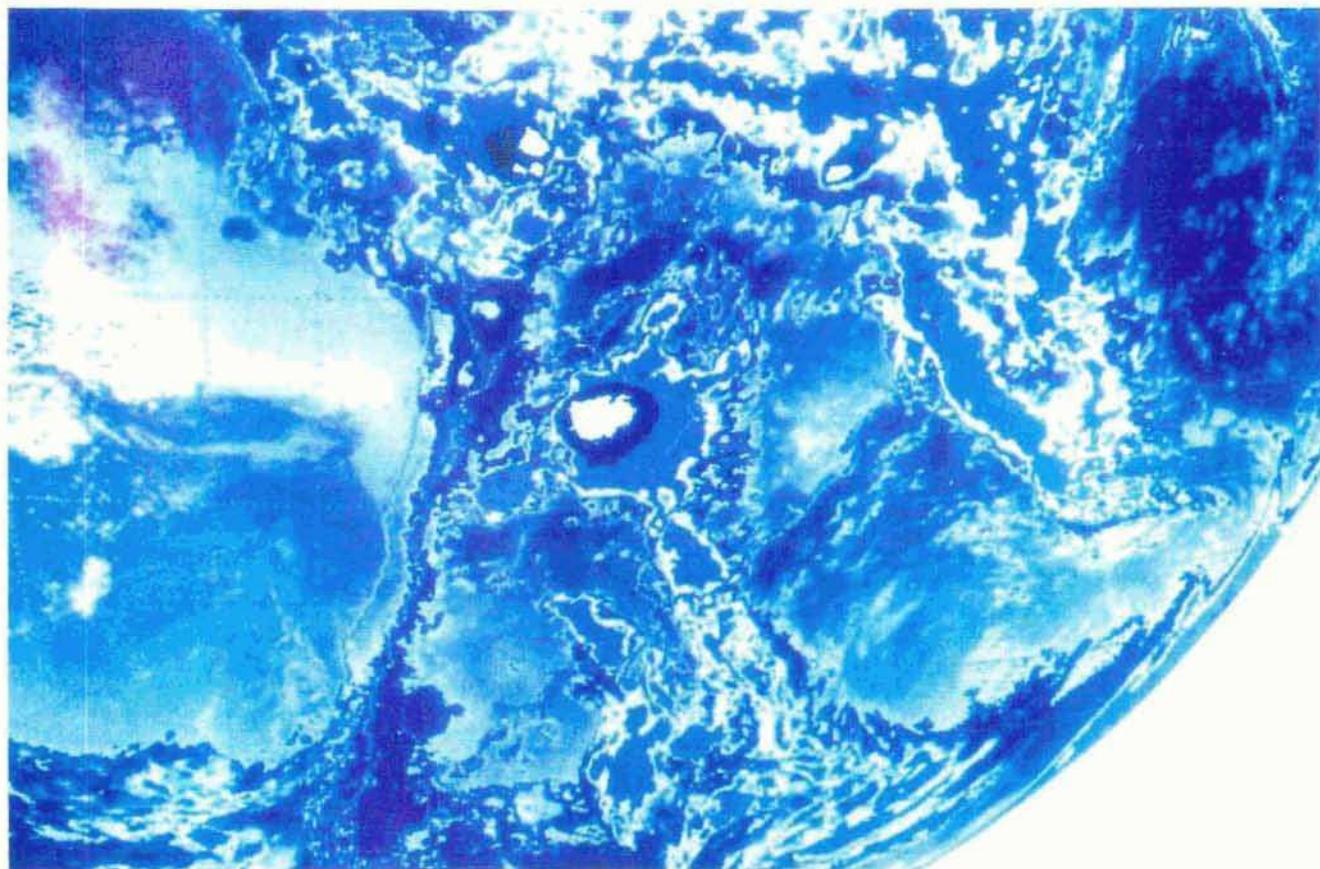


Fig. 20. (contin.) e) 16 de enero de 1982, 0400 UTC; f) 21 de enero de 1982, 0800 UTC.

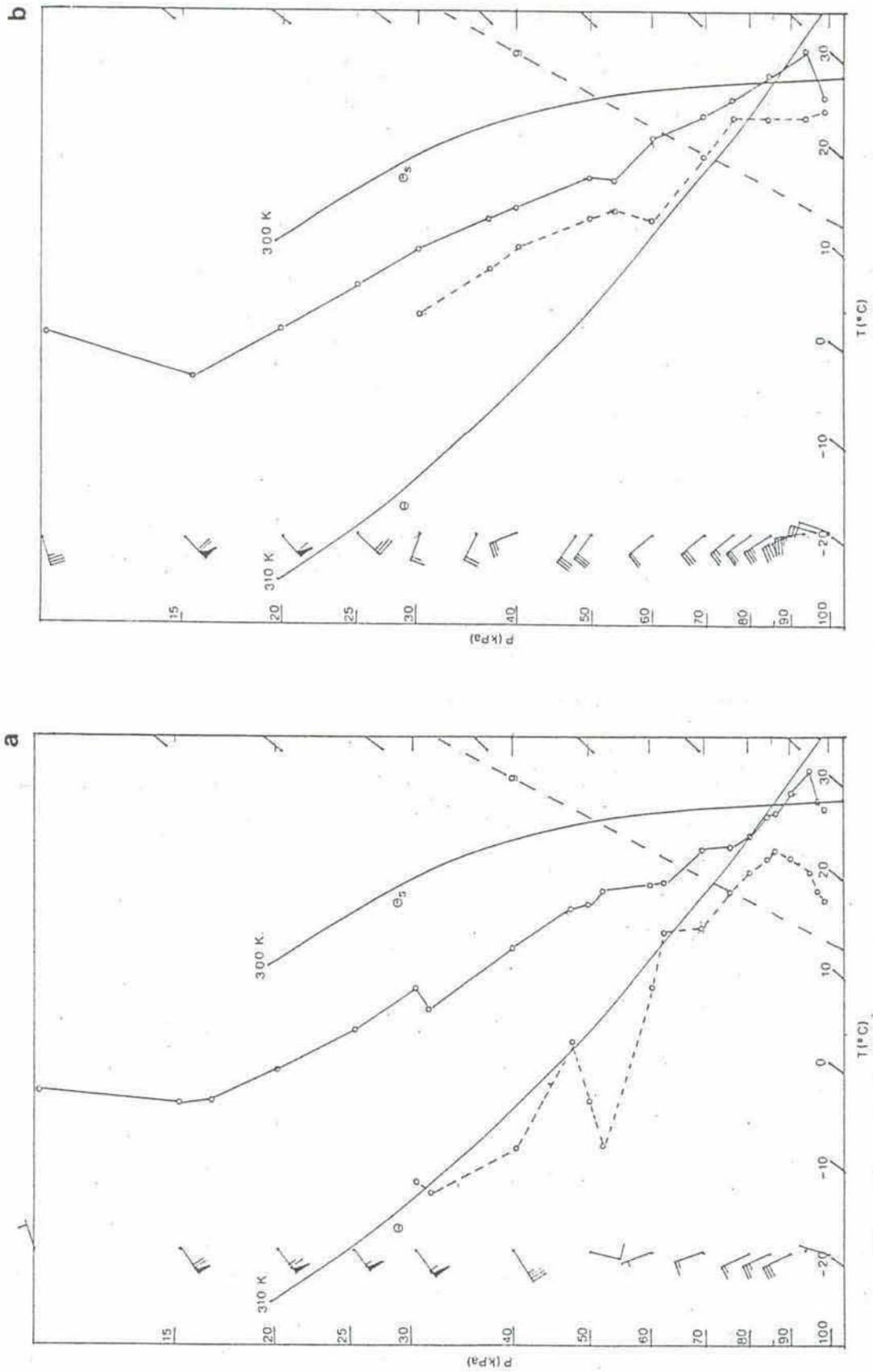


Fig. 21. Sondeos de Resistencia a las 1200 UTC. a) 16-01-82; b) 30-11-82. Los vientos están indicados en la forma habitual, las líneas llenas en valores de temperatura y las cortadas valores de temperatura de rocío.

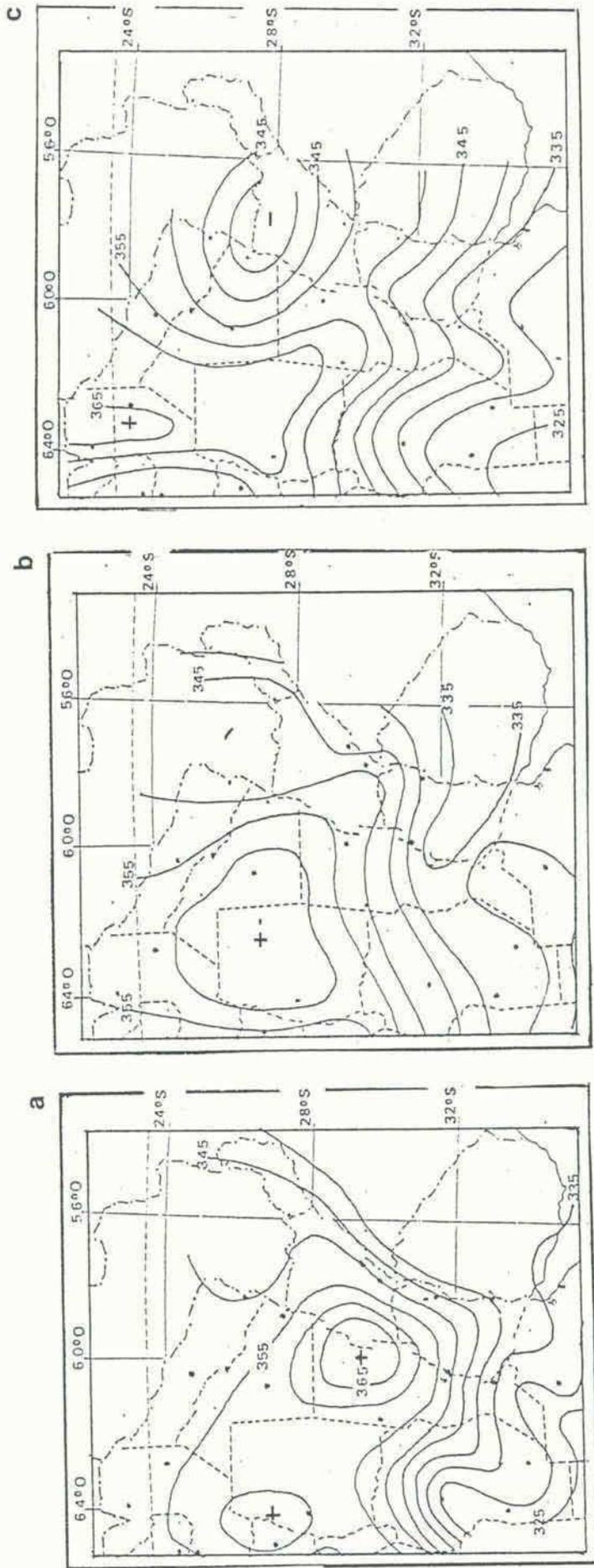


Fig. 22. Análisis de las temperaturas potenciales equivalentes ( $\theta_e$ ) de superficie a las 1800 UTC, en grados K. a) 16-01-82, b) 20-01-82 y c) 29-11-82.

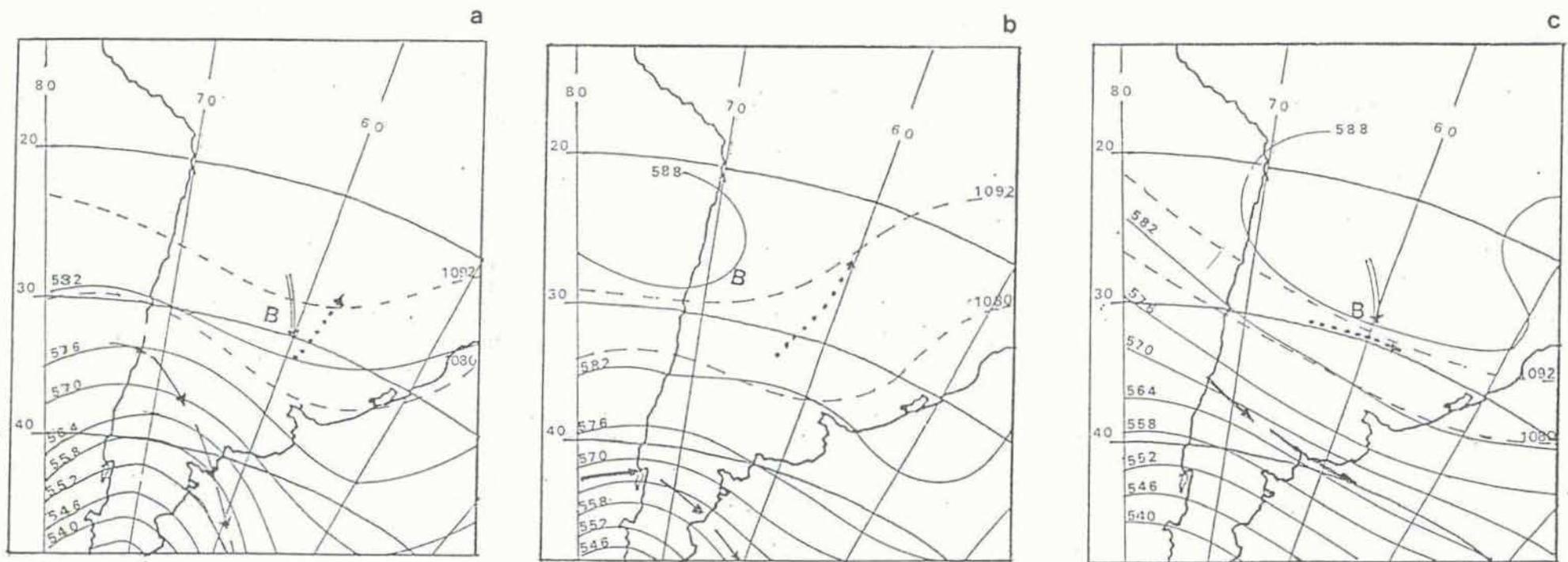


Fig. 23. Síntesis de las condiciones observadas en las cartas de altura, previas a la formación de los MCCs. En líneas llenas las alturas geopotenciales del nivel de 500 hPa, en líneas cortadas las del nivel de 250 hPa, ambas en damgp. Las flechas simples indican la corriente en chorro en el nivel de 250 hPa, la flecha doble la corriente en chorro de niveles inferiores, la flecha con puntos la trayectoria del MCC y la letra B la ubicación aproximada de un centro de baja presión en 850 hPa. a) 16-01-82 a las 1200 UTC, b) 20-01-82 a las 1200 UTC y c) 29-11-82 a las 2300 UTC.

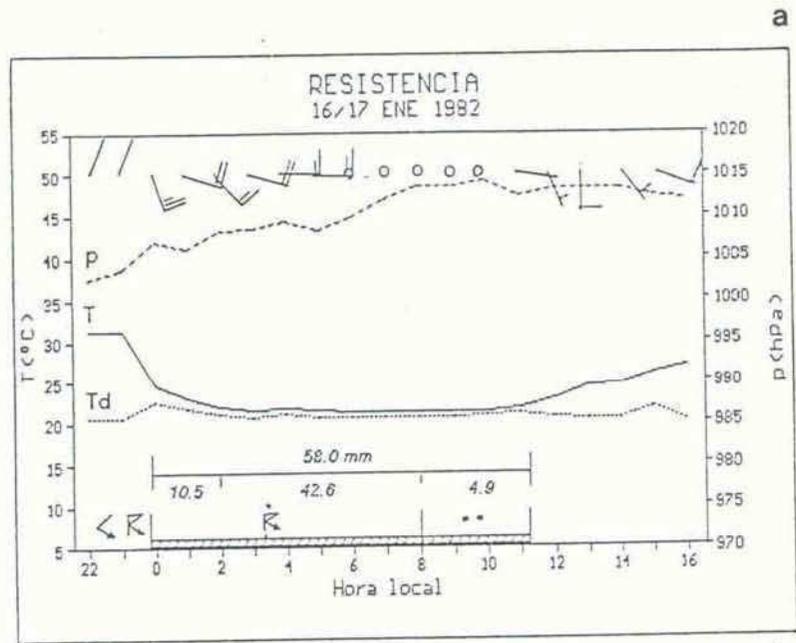
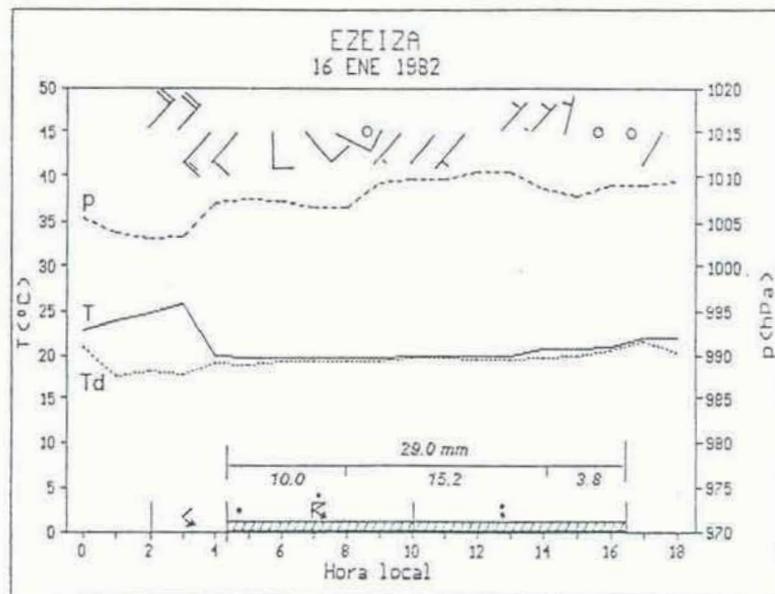


Fig. 24, a) Secuencia horaria de las observaciones de superficie b) precipitación acumulada.

a



b

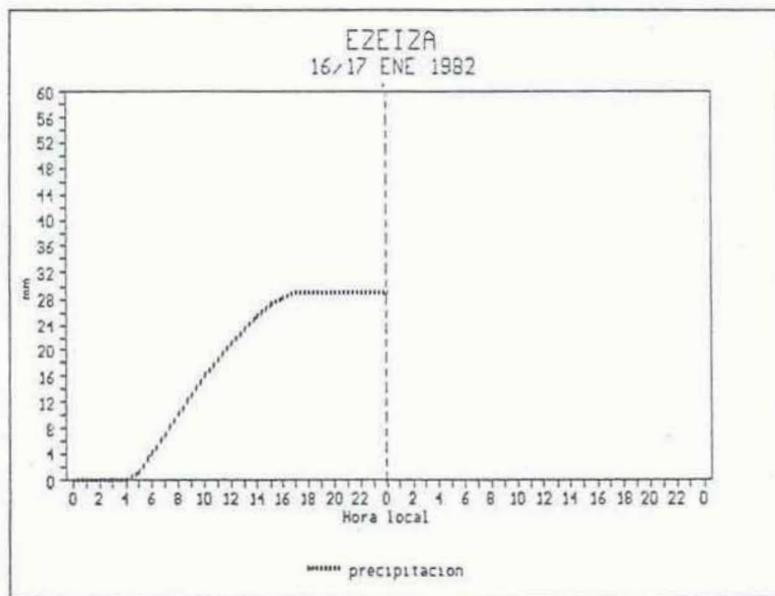


Fig. 25. Idem figura 24 a) y b).

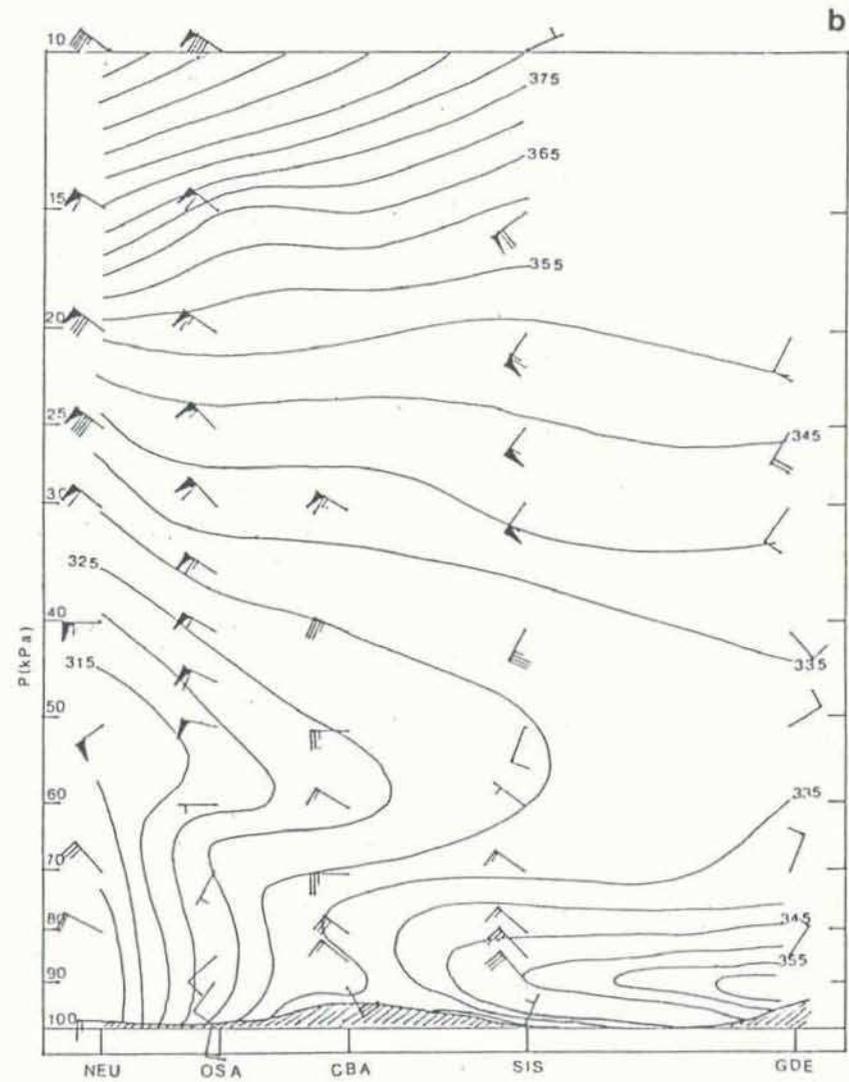
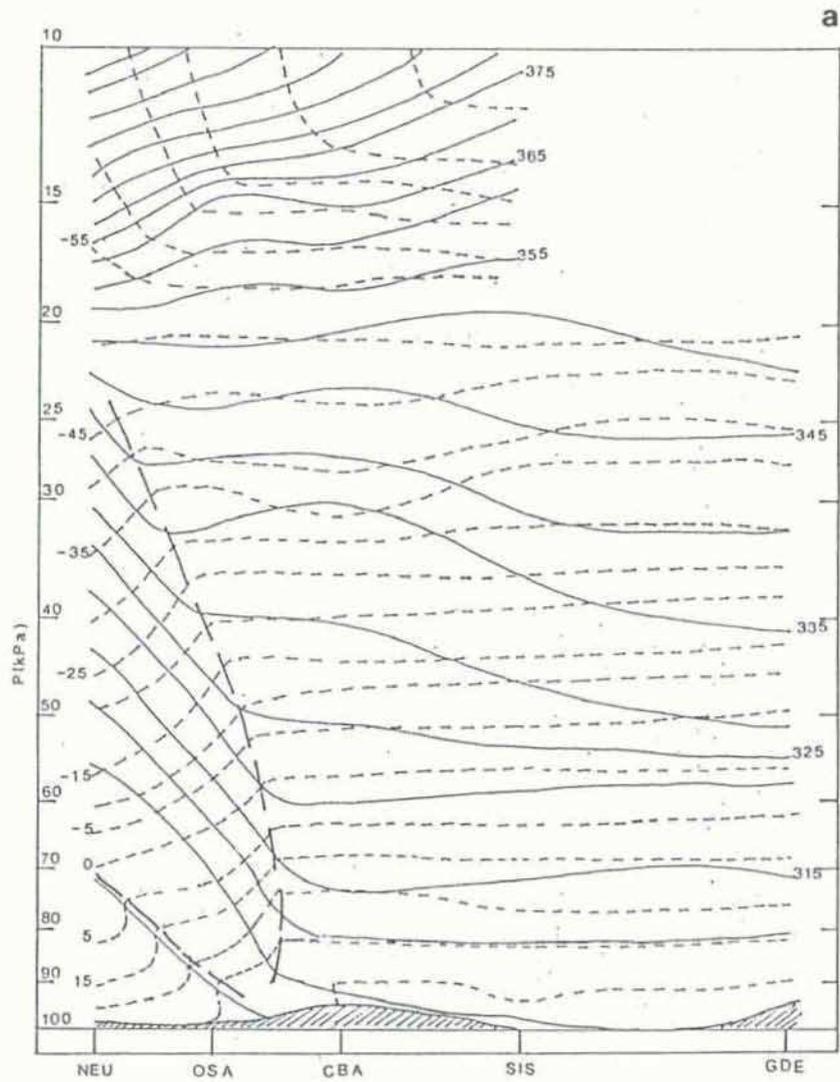


Fig. 26. Cortes verticales espaciales (ver texto) para el 16 de enero de 1982 a las 1200UTC.  
 a) Isolíneas de temperatura potencial en grados K (líneas finas llenas), isotermas en grados Celsius (líneas finas cortadas) y cambios marcados de gradientes (líneas gruesas cortadas) y b) Isolíneas de temperatura potencial equivalente en grados K, el viento como es usual,

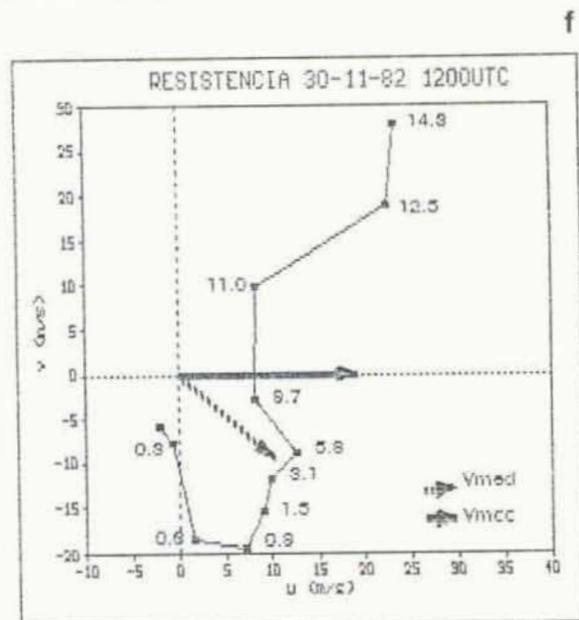
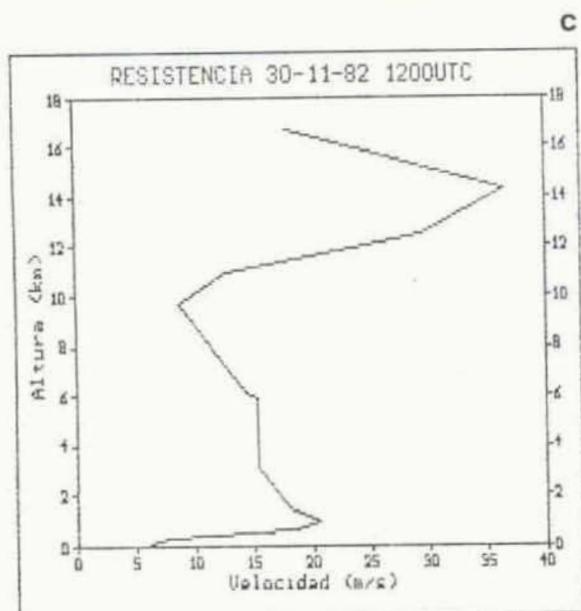
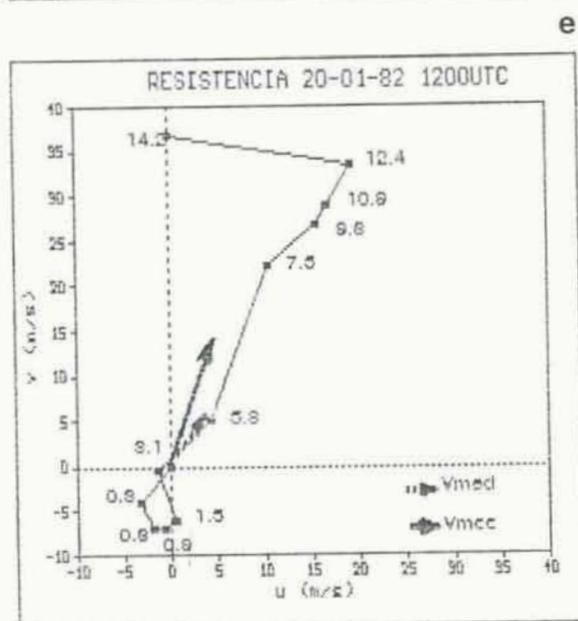
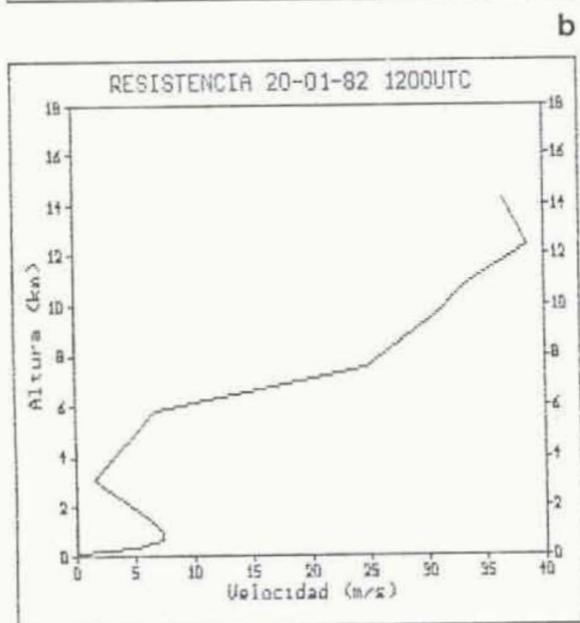
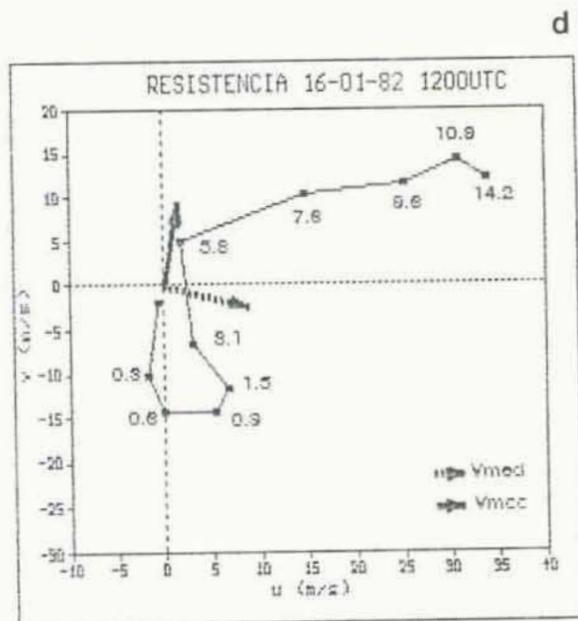
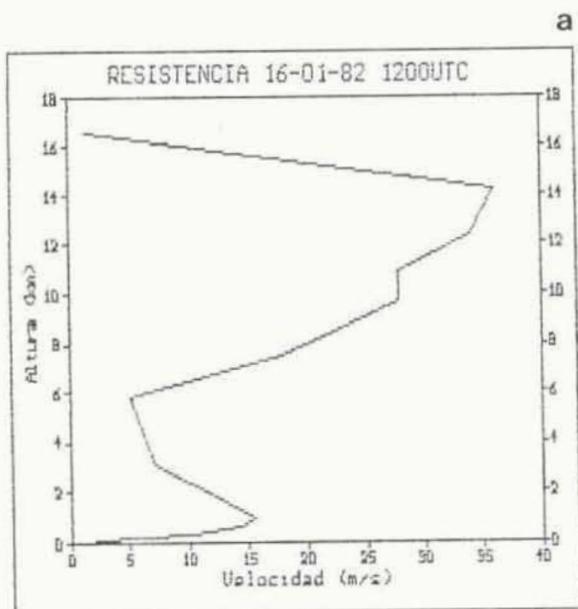


Fig. 27. a), b) y c) perfiles verticales del viento; d), e) y f) hodógrafas. La velocidad media es el promedio de velocidades de los niveles isobáricos 850-700-500-300 hPa. La velocidad del MCC se aclara en el texto.

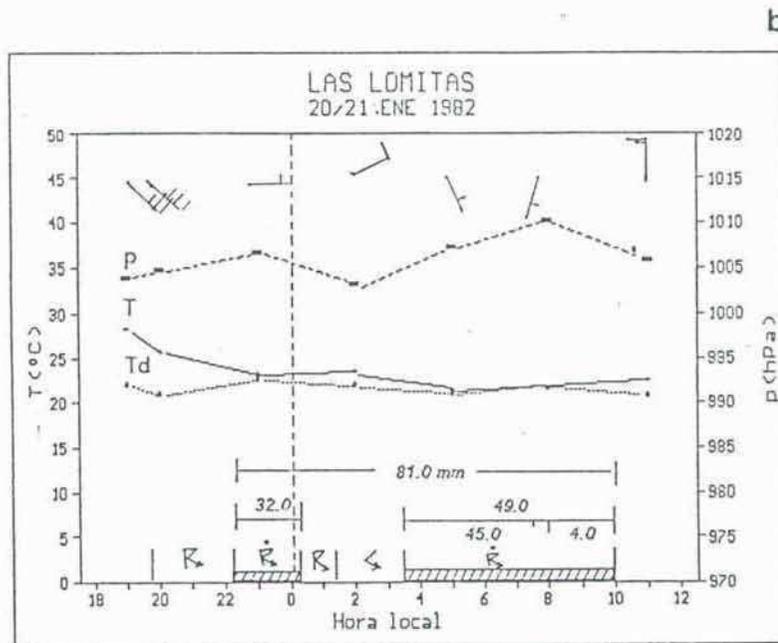
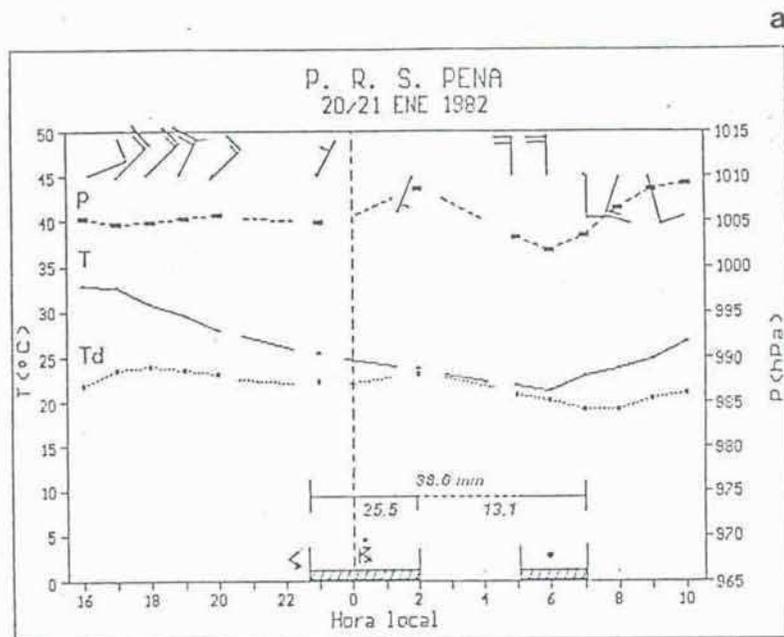


Fig. 28. Observaciones de superficie.

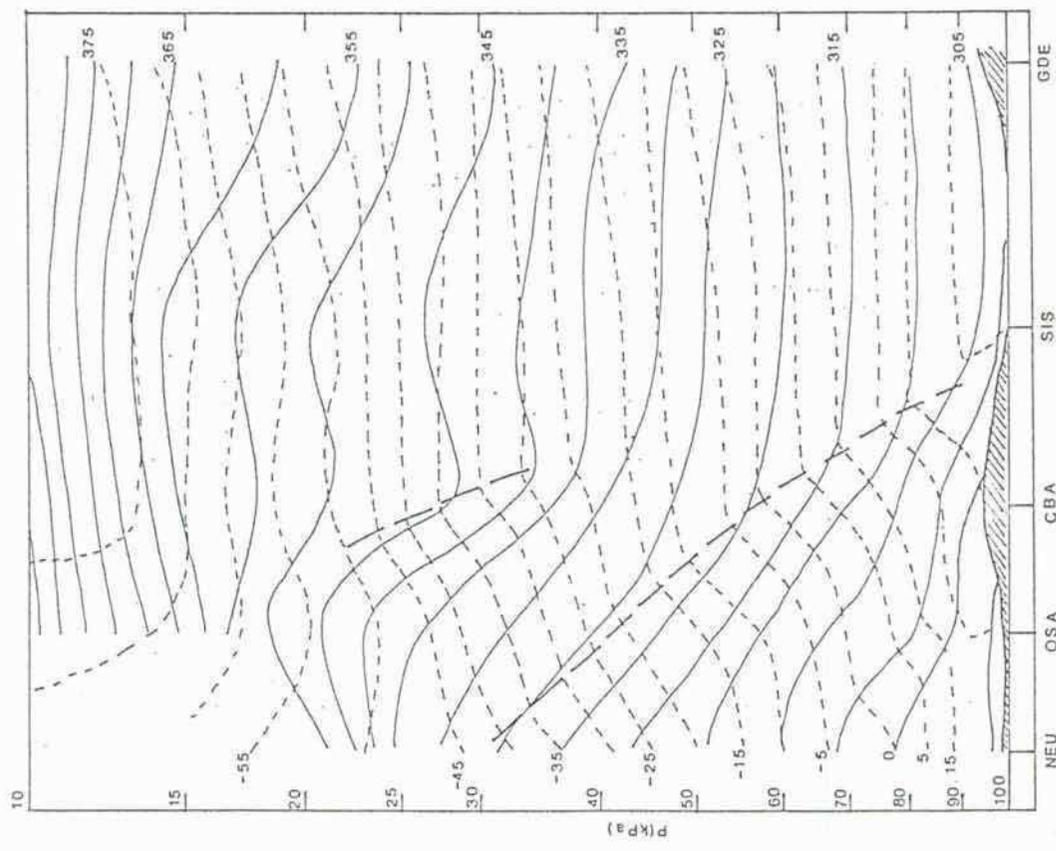
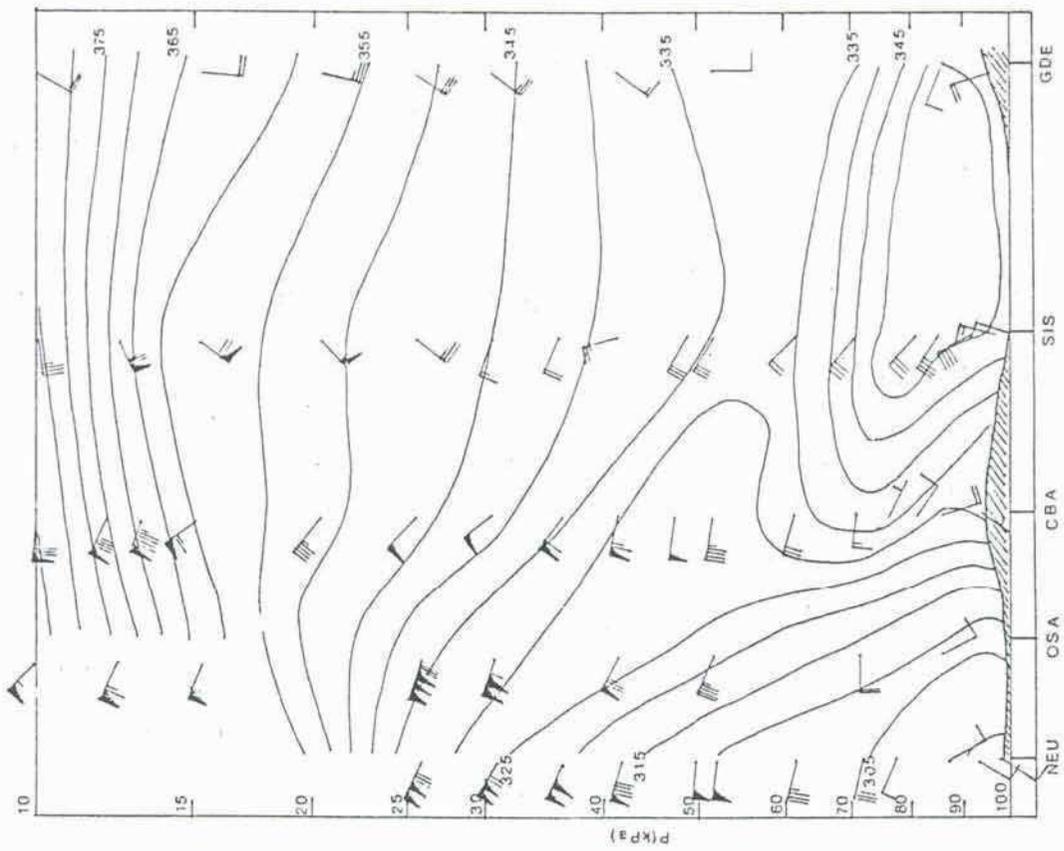


Fig. 29. Idem figura 26, para el 30 de noviembre de 1982, 1200 UTC.

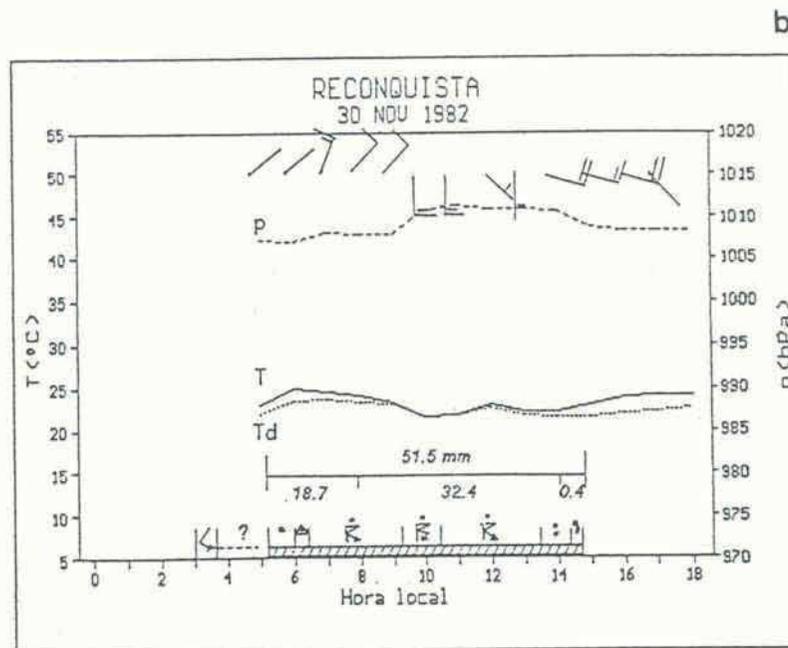
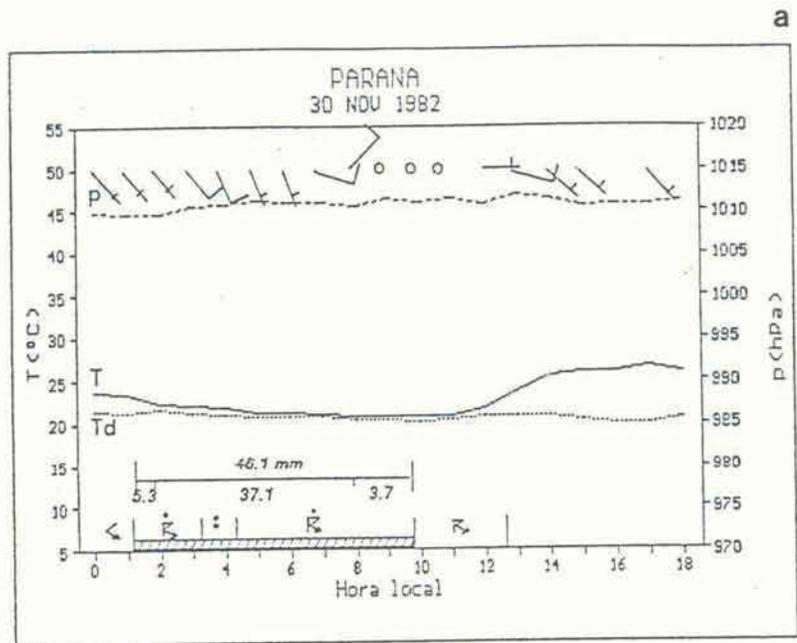


Fig. 30. Observaciones horarias de superficie.

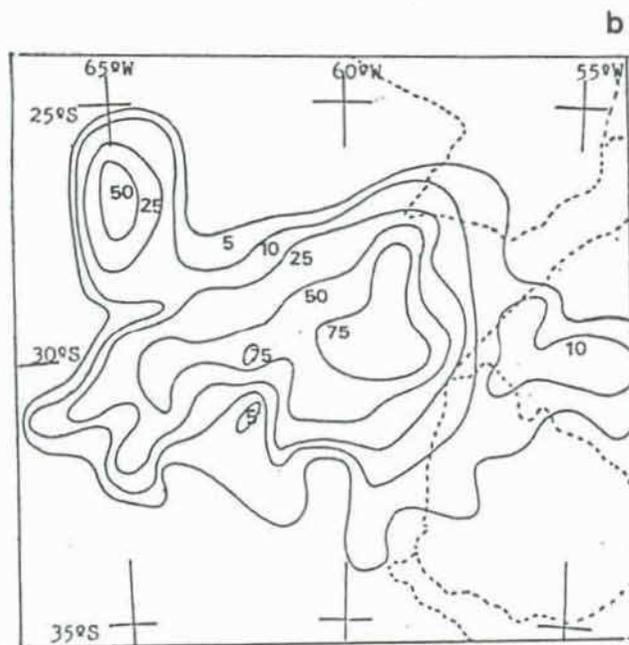
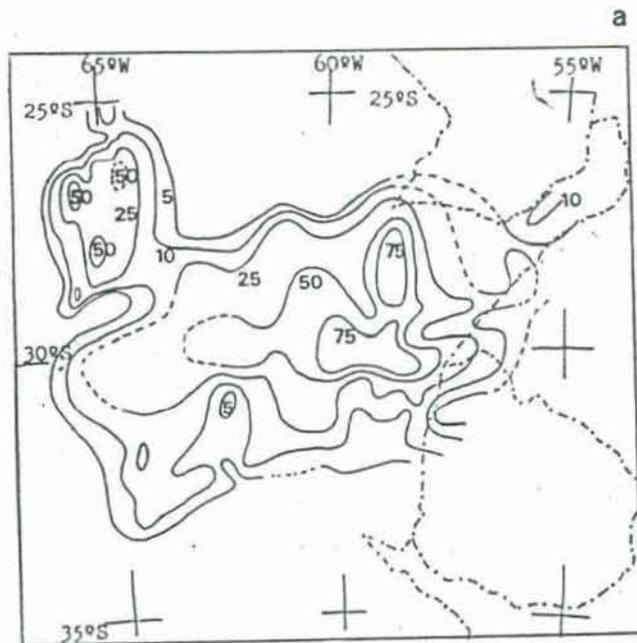


Fig. 31. Isohietas en mm, analizadas en a) con datos de estaciones pluviométricas, b) con datos estimados con satélite, según González y Velasco (1989).

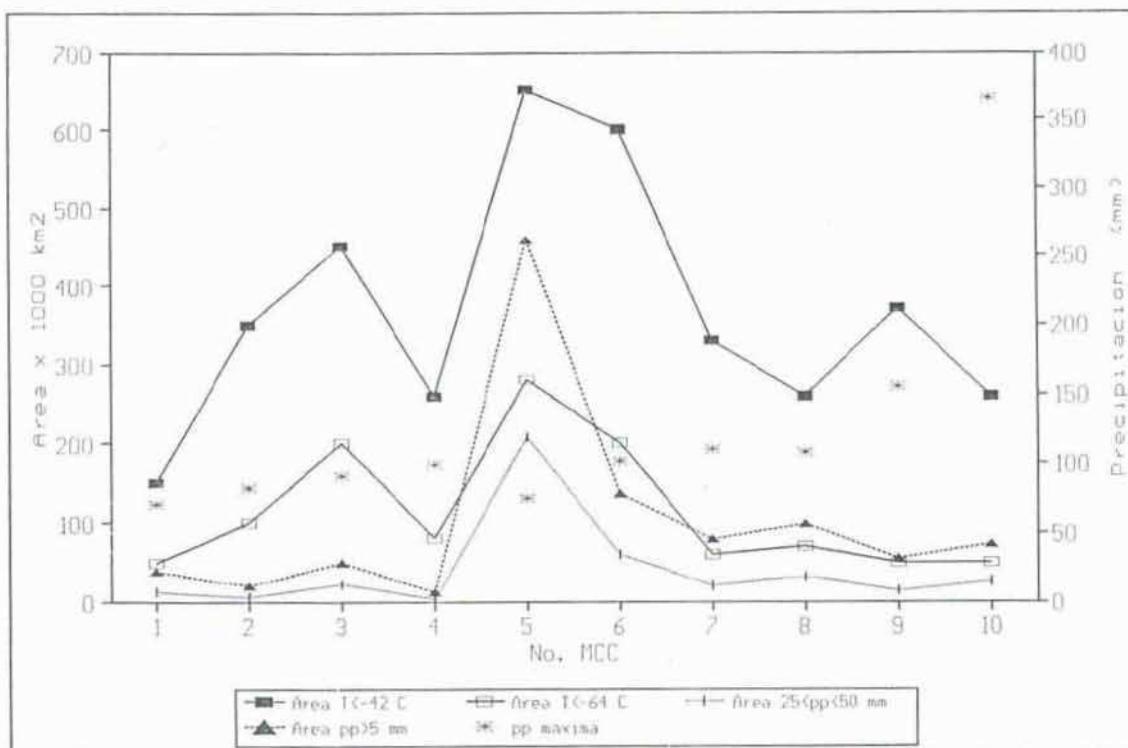


Fig. 32. Relación entre las áreas con cubierta nubosa fría a la hora de máxima extensión y las áreas con precipitación mayor que 5 mm o con precipitación entre 25 y 50 mm, (según Velasco y Guichandut, 1986).

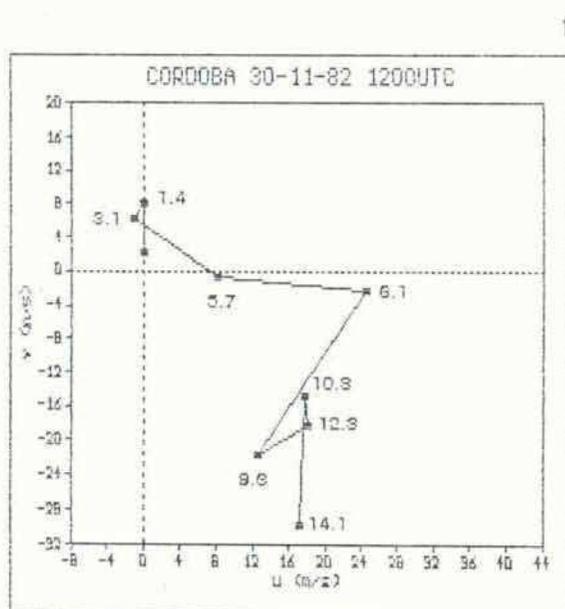
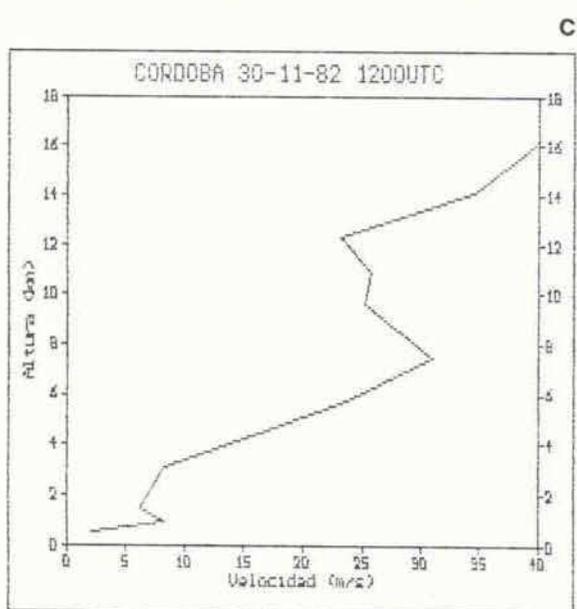
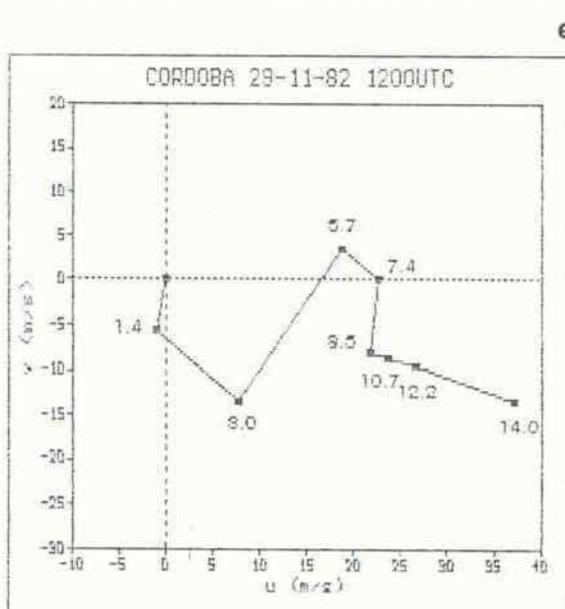
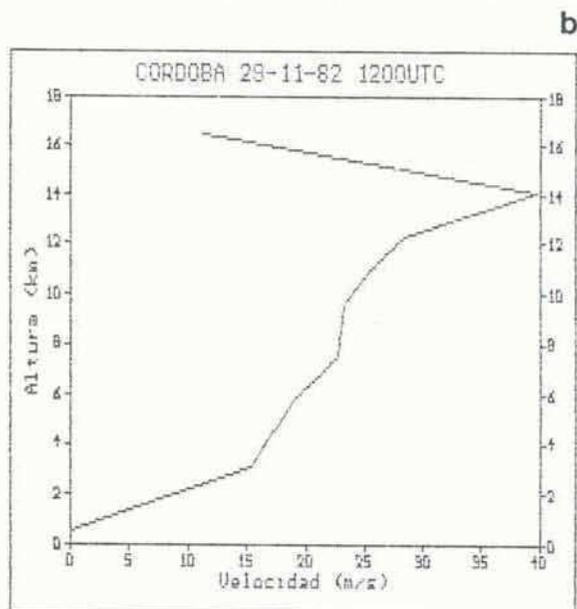
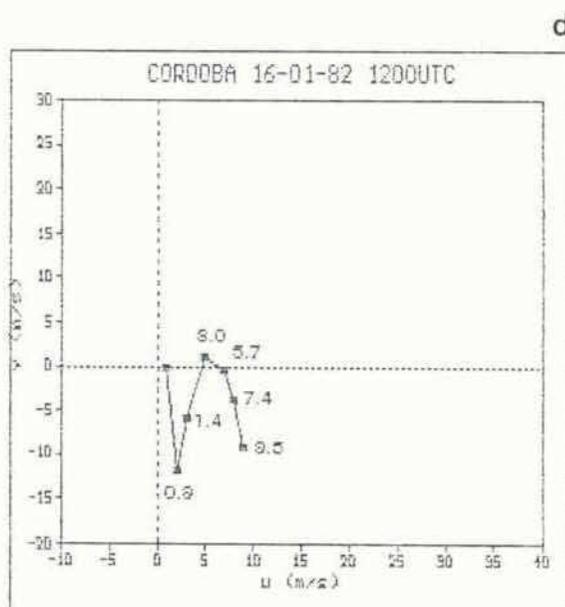
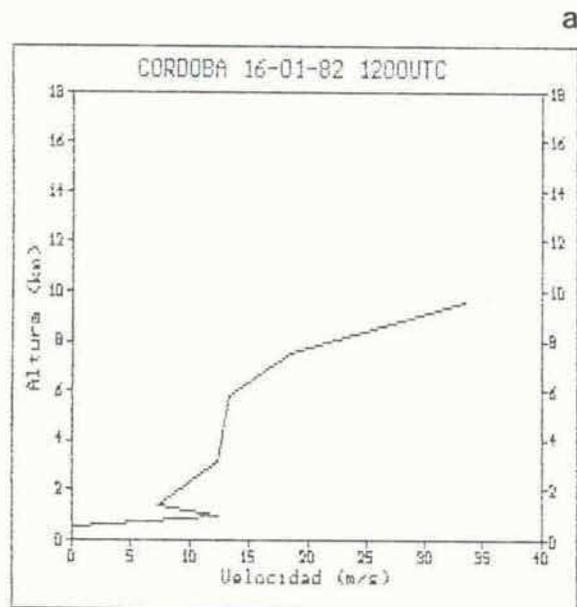


Fig. 33. a), b) y c) perfiles verticales del viento; d), e) y f) hodógrafas.

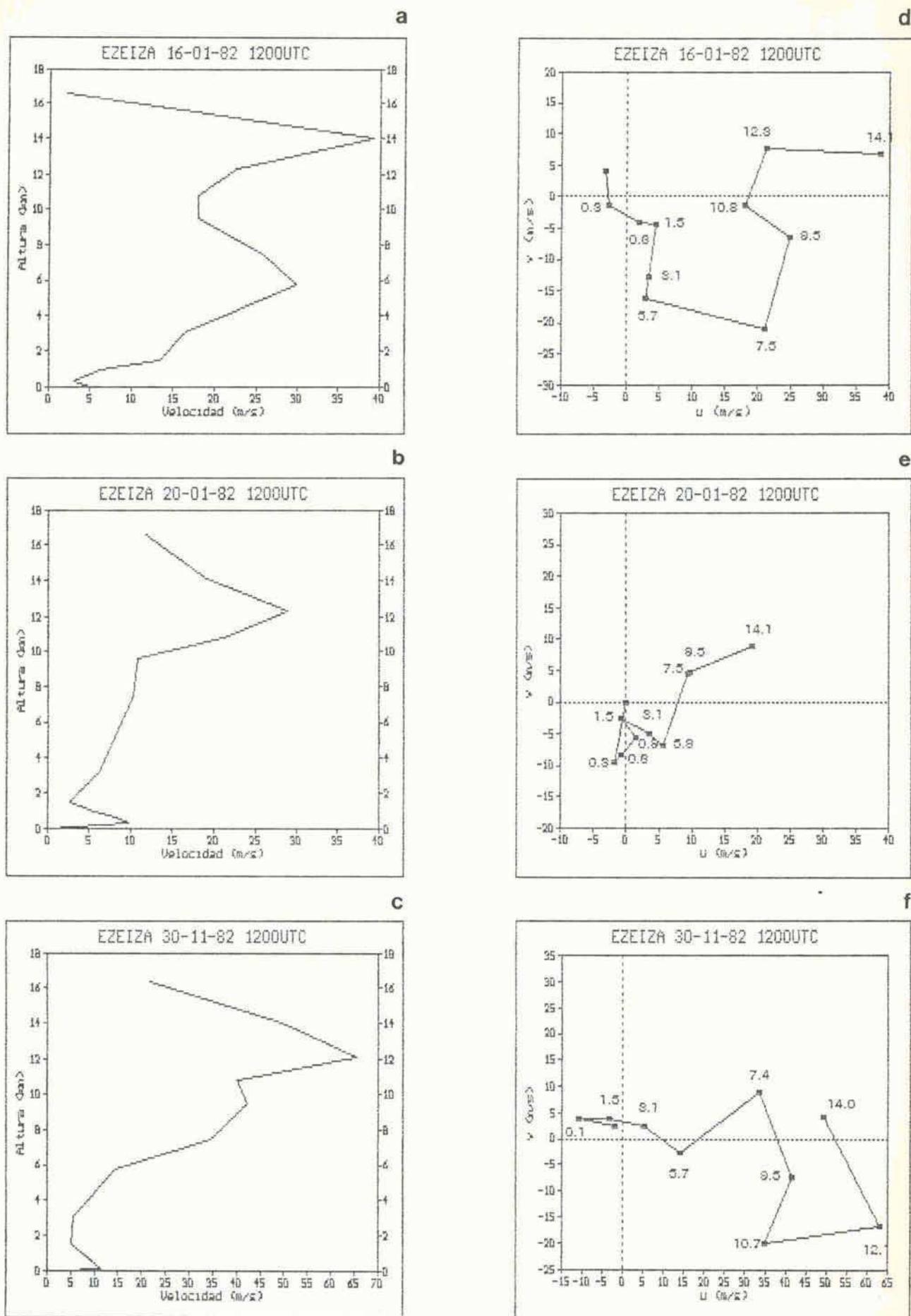


Fig. 34. Idem Fig. 33, excepto para la estación Ezeiza. Notar el cambio de escala en los gráficos c) y f).

a

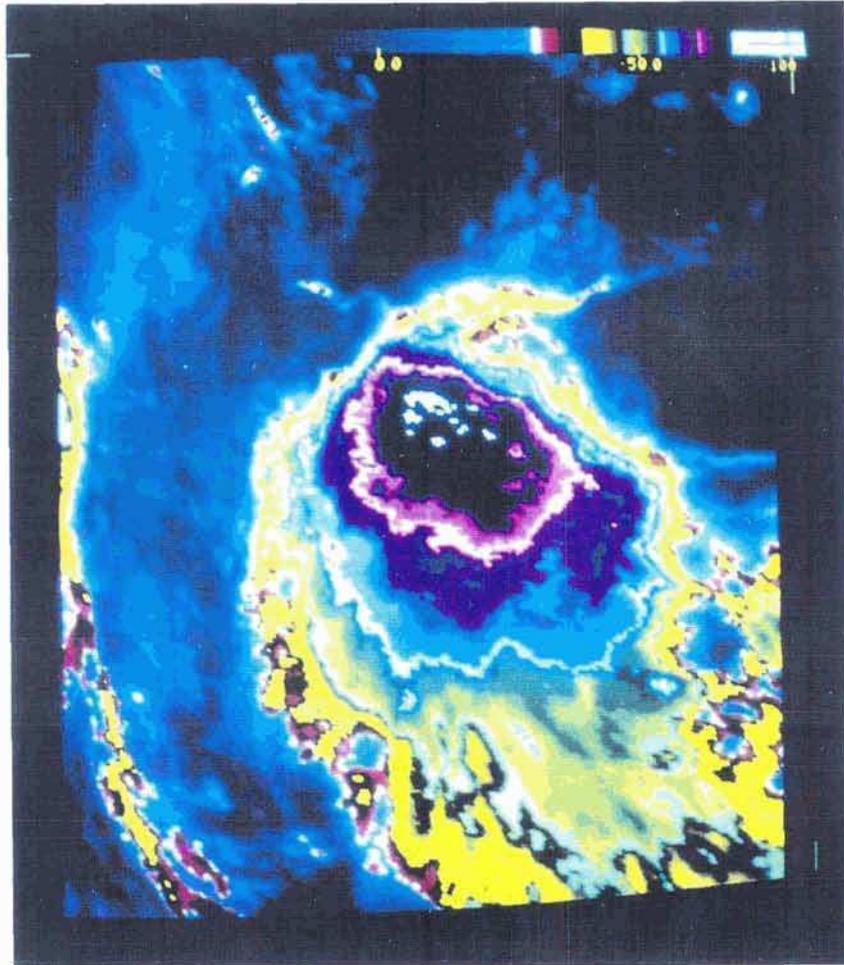


Fig. 35. Imágen en infrarrojo realzado, presentación en seudocolor, escala de T en °C en el borde superior. a) 24 de marzo de 1987, 0900 UTC; b) 11 de marzo de 1987, 1500 UTC.

b

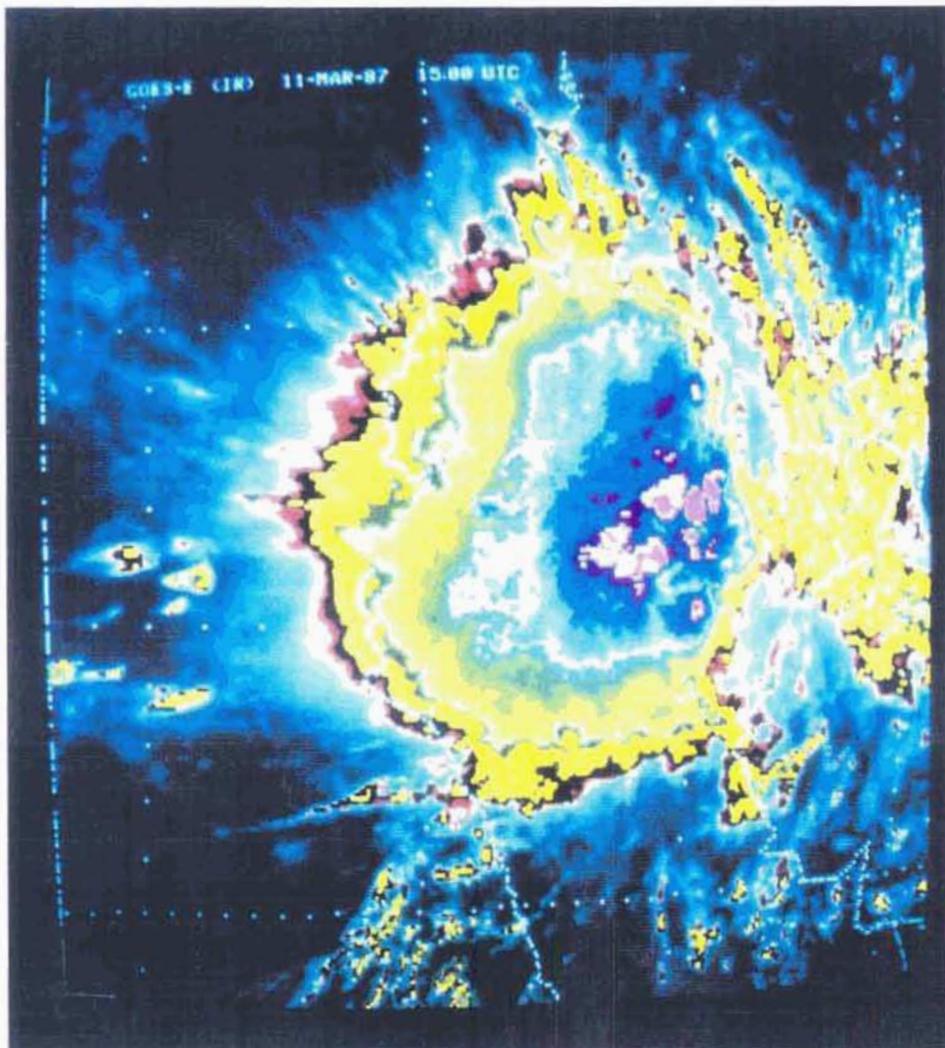


Fig. 35. (continuación).

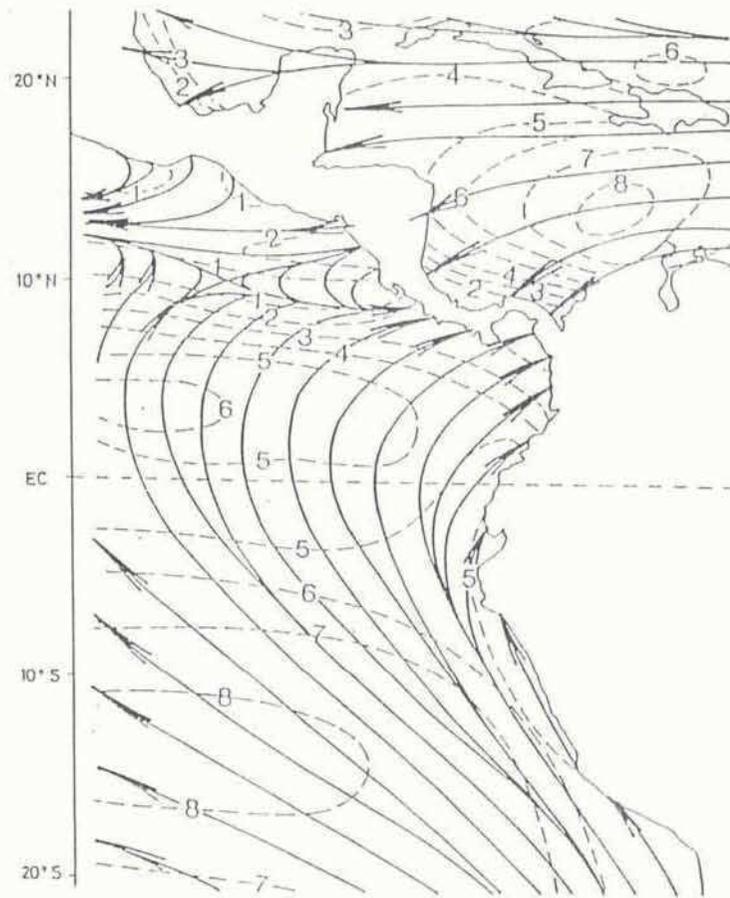
**a**

Fig. 36a). Vientos medios de superficie para agosto. Las líneas llenas líneas de corriente y las cortadas isotajas en m/s. (Según Sadler, 1986).

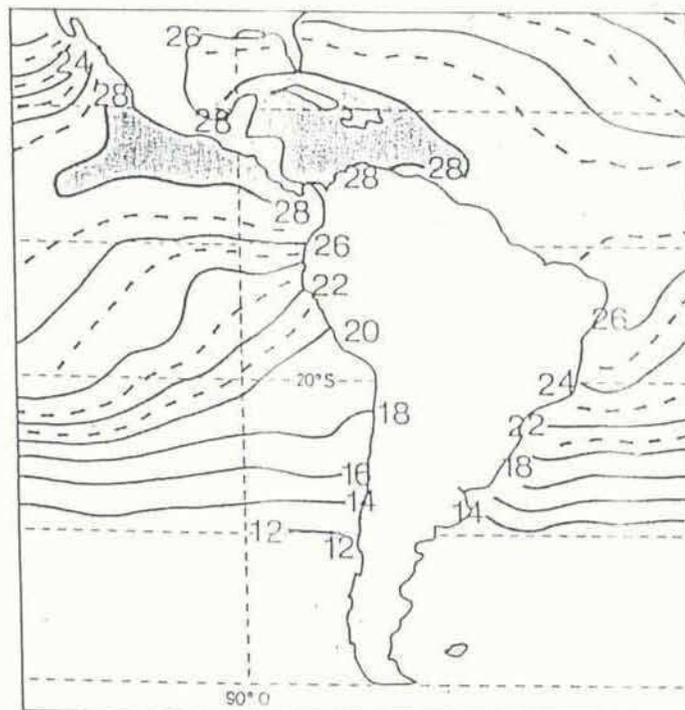
**b**

Fig. 36b). Temperaturas medias de la superficie del mar en °C, para los meses de setiembre, octubre y noviembre de 1982. (Según Arkin, 1983).

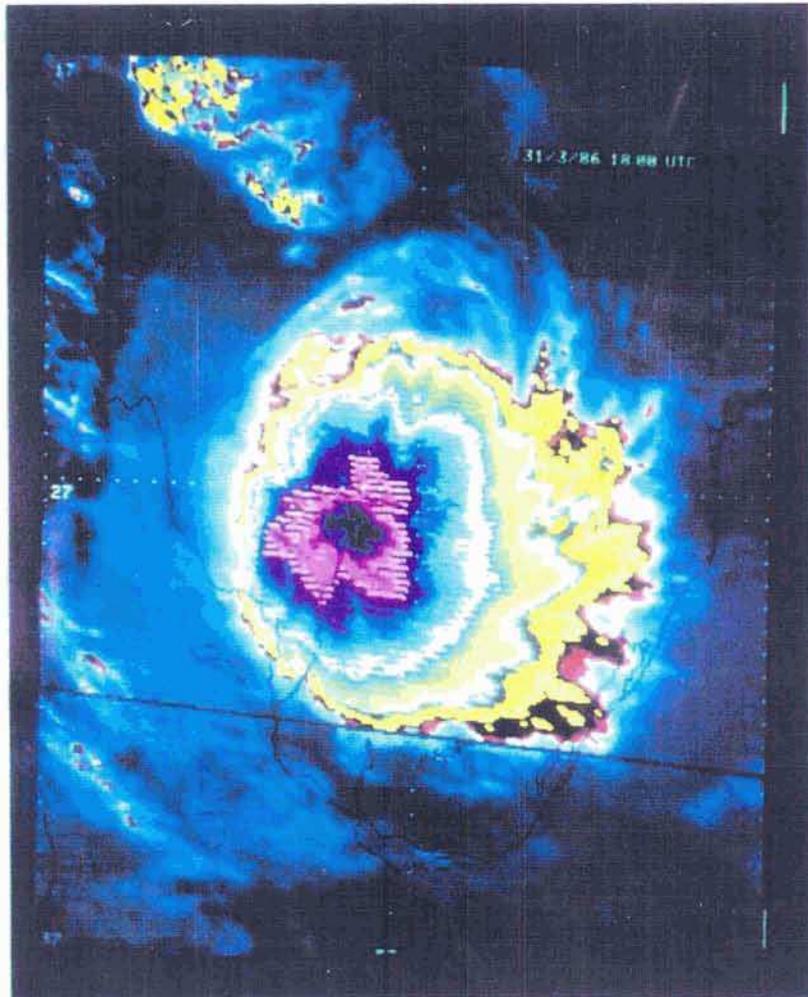


Fig. 37. Idem Fig. 35, para el 31 de marzo de 1986, 1800 UTC. Notar el aspecto circular del sistema.

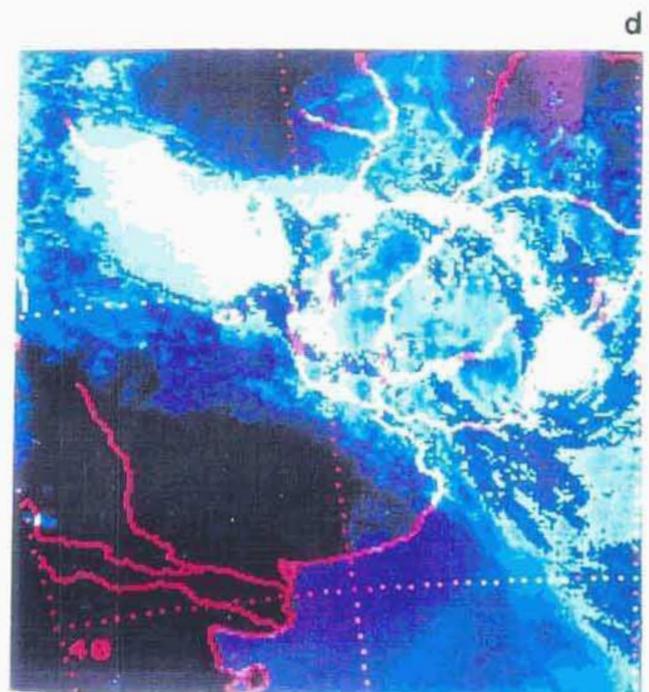
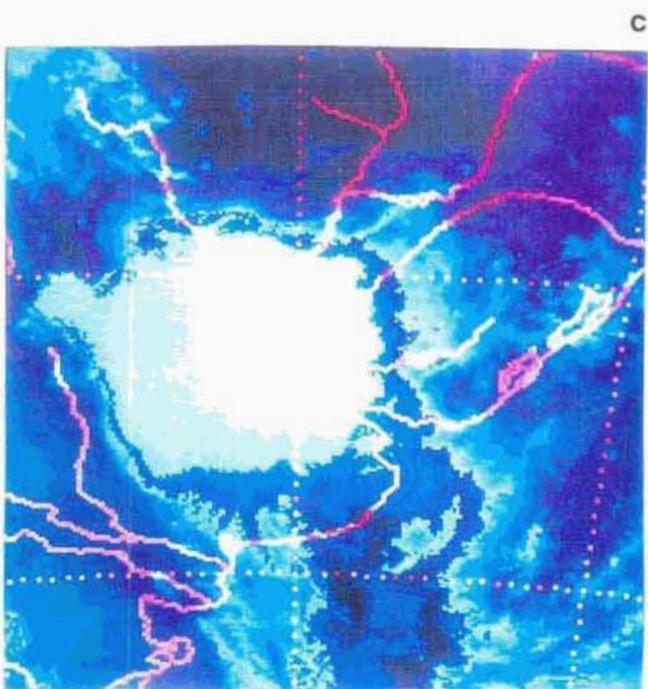
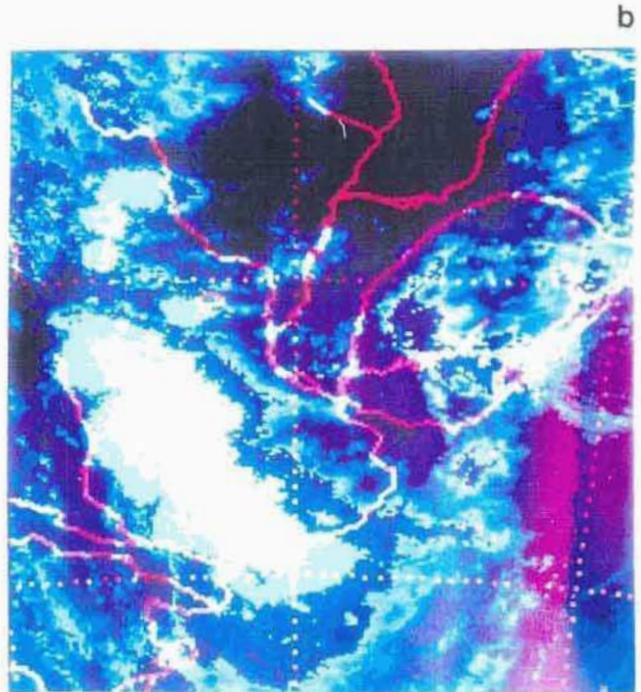
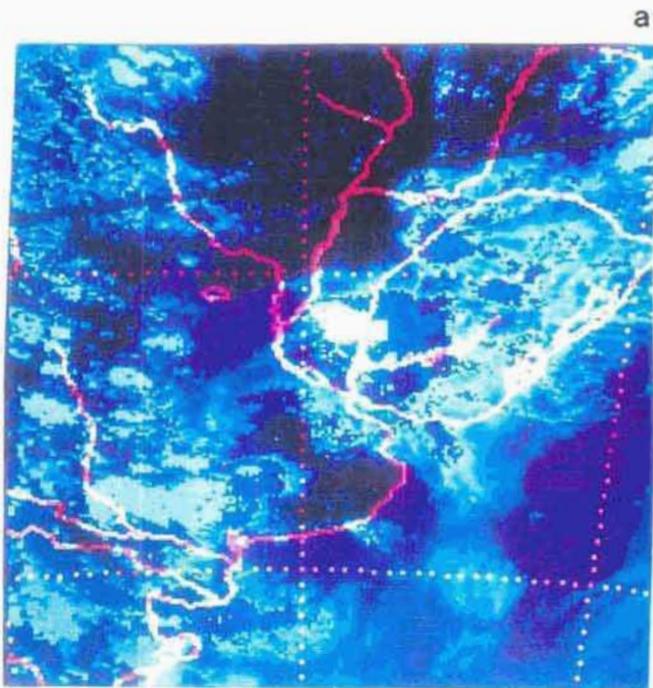


Fig. 38. Imágenes NOAA-AVHRR en IR realizado. El borde azul delimita nubosidad con temperatura inferior a  $-32^{\circ}\text{C}$ , el azul intermedio temperatura inferior a  $-42^{\circ}\text{C}$  y el celeste temperatura inferior a  $-52^{\circ}\text{C}$ . a) 22-dic-92, 1939 UTC, b) idem 2350 UTC, c) 23-dic-92, 0702 UTC y d) idem 1927 UTC.