

SERVICIO DE PREDICCIÓN NUMÉRICA	NOTA TÉCNICA Nº 24	Rev.1 14/5/92
---------------------------------------	---------------------------	---------------

INTERVENCION MANUAL PARA REFINAR EL ANALISIS OBJETIVO



20 JUN 2001

Ernesto Rodríguez Camino
José Antonio García-Moya Zapata
Rosario Díaz-Pabón Retuerta

INTERVENCION MANUAL PARA REFINAR EL ANALISIS OBJETIVO

1.- Introduccion.

Las técnicas de análisis objetivo actualmente operativas en la mayoría de los servicios meteorológicos están basadas en la interpolación óptima estadística bi- y tridimensional. Esta técnica interpola linealmente las observaciones a los puntos de la rejilla, estando el peso de las observaciones ponderado por la distancia al punto de rejilla y por las características del error del tipo de observación y del campo previo.

Además, las funciones de estructura que incorporan las características de los errores suelen ser isótropas con lo que se tiene que a la hora de analizar no se da más o menos peso a las observaciones según la dirección que estas tengan con el punto de rejilla que se está considerando.

Otra característica de los análisis basados en la interpolación óptima estadística es que utilizan para analizar en un determinado instante todas las observaciones correspondientes a una ventana de tiempo (de 9 h 15 ' en el caso del LAM(INM)) y las tratan como si correspondieran todas ellas al instante central de la ventana. Es decir, no se considera cual es el instante exacto que corresponde a cada observación; las observaciones corresponden y son representativas de un lapso de tiempo excesivamente largo.

Si a todo ello unimos las limitaciones inherentes a la resolución espacial del análisis, nos encontramos con que esta técnica empieza a tener muy graves inconvenientes cuando pretendemos analizar las escalas subsinópticas presentes en la atmósfera.

A medida que penetramos en la mesoscala, nos encontramos con estructuras de vida muy corta, claramente anisótropas que muy difícilmente pueden ser captadas por la técnica actual de la interpolación óptima. Además la linealidad del método nos impide utilizar directamente otras fuentes de observación que no están linealmente relacionadas con la variable que estamos considerando (piénsese en las radiancias de los satélites y en su papel para analizar los perfiles de temperatura y humedad).

Otras alternativas conceptualmente diferentes a la actual técnica basada en la interpolación óptima utilizan métodos variacionales y técnicas de "nudging". La primera de ellas consume una gran cantidad de recursos, especialmente la 4-dimensional, y se encuentra actualmente en fase desarrollo.

Mientras se avanza en el desarrollo de las técnicas alternativas a la de la interpolación óptima estadística, suele ser una práctica común intentar paliar los aspectos más débiles de dicha técnica cuando nos movemos hacia las escalas

más pequeñas. Hay intentos de introducir la anisotropía mediante funciones de estructura no radiales, que permitan discriminar los contrastes debidos a fronteras tierra-mar y a barreras orográficas. Otros intentos siguen la línea de utilizar la intervención manual para redefinir los análisis en función de ciertas observaciones o indicios que no quedan perfectamente reflejadas en el análisis objetivo. El análisis basado en la interpolación estadística necesariamente suaviza las estructuras atmosféricas y en algunos casos las hace desaparecer, bien por carencia de observaciones o bien por el propio filtrado que introduce el método. Algunas de estas estructuras si bien no han quedado recogidas por el análisis objetivo, todavía se está a tiempo de incorporarlas manualmente mediante técnicas de reanálisis teniendo siempre en mente modelos conceptuales para suplir la carencia de información objetiva. En muchos casos el uso de estos reanálisis queda limitado al diagnóstico de la situación presente.

En esta nota se pretende poner de manifiesto por un lado la viabilidad de la intervención manual para resaltar los aspectos del análisis objetivo que han quedado demasiado suavizados por el algoritmo y por otro lado la posibilidad de experimentar con un modelo de una forma interactiva para contestar a las cuestiones de sensibilidad frente a cambios en las condiciones iniciales que pueden ser o no ser relevantes de cara a la posterior evolución de la atmósfera.

2.- Caso de vórtice intenso en el Mediterráneo.

Un tema de gran importancia desde nuestra posición geográfica es la gran actividad ciclogénica que muestra el mar Mediterráneo, especialmente en algunas zonas y épocas de año. Esta actividad, debido a la pequeña escala en la que tiene lugar, queda muy enmascarada por los análisis objetivos que realizan rutinariamente los servicios meteorológicos de los países ribereños. Ha habido varios intentos de estimar, utilizando técnicas subjetivas (Genovés y Jansá (1989) y Radinovic (1989) y las referencias allí citadas), la magnitud de dicha actividad como una primera aproximación para cuantificar el fenómeno. Hasta ahora, como se ha dicho, esta actividad siempre ha quedado muy infravalorada y su importancia en algunos casos de gran violencia no ha quedado reflejada en los análisis y posteriores integraciones de los modelos operativos de área limitada.

Se ha considerado para experimentar con las técnicas de intervención manual el caso del vórtice mesoscalar del 2 de octubre de 1986 que mostraba una gran similitud con las bajas de tipo tropical o polar tal como ha sido descrito en Jansá (1986). La fase previa tuvo lugar con un desarrollo ciclogénico de tipo extratropical muy intenso entre las costas del Levante español, norte de Argelia y sur de las islas Baleares, en un ambiente caracterizado por una actividad convectiva muy importante. Finalmente, el día 2 alrededor de

las 00Z las imágenes de satélite muestran un vórtice muy localizado alrededor de 100 km al sur de la isla de Mallorca que se desplazaba en dirección a la isla. De su violencia, aparte de los cuantiosos destrozos causados, pueden dar una idea la bandas barográfica y anemométrica del observatorio del CMZ de Palma de Mallorca (figs.1 y 2, tomadas de Jansá (1986)), que muestran una caída de presión de 5 mm en 2 horas y vientos de 20 m/s con rachas de hasta 28 m/s. Después de atravesar la isla de Mallorca, el vórtice se dirigió hacia la costa de la Península, pasando ya debilitado por Reus donde se registró, alrededor de las 13 Z del día 2, una caída de presión de 4 mm (fig. 19) y vientos sostenidos de 20 m/s. A partir tanto de las imágenes de satélite (véase el vídeo de TV3) como de las observaciones de que se dispusieron a su paso por Palma de Mallorca se realizó un análisis manual (fig.3) que intenta aproximar de una forma subjetiva el análisis objetivo del INM (fig.4), que insinúa débilmente una zona de bajas presiones relativas, a lo realmente observado en la atmósfera.

3.- Modelos de vórtices.

La idea que se pretende comprobar es la posibilidad de incluir estructuras observadas de pequeña escala en análisis objetivos previamente realizados y que no las recogen suficientemente.

Ya ha habido varios intentos en diferentes centros operativos (Andersson & Hollingsworth (1988); Mathur (1991); Holland et al.(1991)) de incluir estructuras ciclónicas observadas para resaltar los análisis operativos.

En principio, se precisa de un modelo de vórtice que permita a partir de muy poca información inicial reconstruir toda su estructura en tres dimensiones. Además, en este vórtice los campos de geopotencial y viento deben estar aproximadamente equilibrados para evitar que se exciten ondas de tipo gravitatorio.

Una vez añadidas estas estructuras al análisis hay que dejar actuar a la inicialización para que realice el trabajo de equilibrado final en el análisis modificado y, lo que es más importante, hay que analizar en que medida se modifican los campos de geopotencial y viento por la inicialización, ya que muy bien pudiera ser que la inicialización anulase la perturbación que hemos incluido manualmente.

Otra posibilidad sería la de introducir las estructuras no después de la fase de análisis sino antes, en forma de observaciones con el mismo formato que por ejemplo los radiosondeos. De esta forma el algoritmo del análisis se encargaría modificar los puntos interpolados en las proximidades de las observaciones ficticias. En este caso lógicamente habría que puentear los controles de calidad de estas observaciones muy diferentes del campo previo.

(a) Modelo de Mathur (Mathur, 1991).

El geopotencial radial en 1000 mb a una distancia r de un vórtice simétrico ideal viene dado por

$$\begin{aligned} h_{1000}(r) &= -[\Delta H \exp(-x^2)] / (1+ax^2)^{1/2}, \quad r < R \\ h_{1000}(r) &= 0, \quad r \geq R \end{aligned} \quad (1)$$

donde $x=r/R$, "a" se especifica más abajo y la constante ΔH es la profundidad de la perturbación. El viento en 1000 mb se obtiene a partir de la ecuación del viento del gradiente:

$$\frac{v_g^2}{r} + f_c v_g - \frac{\partial h}{\partial r} = 0 \quad (2)$$

El último término en esta ecuación se calcula derivando la ecuación (1). Las velocidades en los niveles superiores se prescriben mediante la siguiente expresión empírica, que considera la estructura observada en los vórtices muy intensos

$$\begin{aligned} v(r, p) &= [F(p) - G(p) H(r)] v_g(r) \\ F(p) &= 0.5 [1 + \tanh(\pi \frac{p - P_a}{\Delta P_a})] \\ G(p) &= \text{sech}(\frac{p - P_a}{\Delta P_a}) \\ H(r) &= \text{sech}(\frac{r - R_a}{\Delta R_a}) \end{aligned} \quad (3)$$

La localización del máximo de los vientos ciclónicos viene controlada por el parámetro "a" en la ecuación (1); el decrecimiento de los vientos ciclónicos en la vertical por P_a y ΔP_a ; y la fuerza y la localización de los vientos ciclónicos en la alta troposfera por R_a y ΔR_a .

Se han tomado los siguientes valores de los parámetros, $a=100$, $P_a=150$ mb, $\Delta P_a=200$ mb, $R_a=280$ km y $\Delta R_a=200$ km, si bien también se han hecho pruebas variando algunos de ellos. El geopotencial en los niveles altos se ha optado por dejarle ajustar vía inicialización puesto que se ha comprobado que la inicialización operativa de la que se dispone tiene una gran tendencia, con los parámetros utilizados, a adaptar el geopotencial al campo de vientos.

En la figs. 5 y 6 se ha representado como con este modelo varía la profundidad de la perturbación en 1000 mb con la distancia radial para diferentes valores de los parámetros. En

la fig. 7 se representa la variación radial de los vientos del gradiente en 1000 mb para diferentes valores del parámetro "a". En la figs. 8, 9 y 10 se representan las variaciones de la velocidad con la altura para diferentes niveles.

Podemos concluir resumiendo que este modelo precisa esencialmente de dos variables: radio de la perturbación y profundidad de la perturbación a nivel del suelo. La estructura del viento y la estructura vertical se obtiene del modelo conceptual de vórtice.

b) Modelo de Rankine (Andersson & Hollingsworth, 1988).

En el vórtice de Rankine la velocidad superficial tangencial en función de la distancia viene dada por

$$\begin{aligned} v &= v_m \left(\frac{r}{r_m} \right), \quad r < r_m \\ v &= v_m \left(\frac{r}{r_m} \right)^{-\alpha}, \quad r > r_m \end{aligned} \quad (4)$$

donde v_m es la velocidad tangencial máxima y r_m es el radio al cual se alcanza la velocidad tangencial máxima, α es una constante que toma valores normalmente entre 0.5 y 1. Se supone también una relación de viento del gradiente para obtener el geopotencial radial asociado. Integrando respecto a r la ecuación del viento del gradiente queda

$$\begin{aligned} \phi(r) &= \frac{v_m}{2} (f r_m + v_m) \left(\frac{r}{r_m} \right)^2 + \phi_c, \quad r < r_m \\ \phi(r) &= \frac{f r_m v_m}{1-\alpha} \left(\frac{r}{r_m} \right)^{1-\alpha} + \frac{v_m^2}{(-2\alpha)} \left(\frac{r}{r_m} \right)^{-2\alpha} + C_2, \quad r > r_m \end{aligned} \quad (5)$$

Si se suponen condiciones no perturbadas a una distancia r_u (tamaño del vórtice), $\phi(r_u) = \phi_0$, podemos expresar la constante de integración C_2 en función de ϕ_0 ,

$$C_2 = \phi_0 - \frac{f r_m v_m}{1-\alpha} \left(\frac{r_u}{r_m} \right)^{1-\alpha} - \frac{v_m^2}{(-2\alpha)} \left(\frac{r_u}{r_m} \right)^{-2\alpha} \quad (6)$$

Utilizando la condición de que el potencial es continuo en $r = r_m$, se obtiene una expresión para el geopotencial en el centro del vórtice (ϕ_c)

$$\phi_c = \frac{f r_m v_m}{2} \left(\frac{1+\alpha}{1-\alpha} \right) - v^2 \frac{\alpha+1}{2\alpha} + C_2 \quad (7)$$

La fig. 11 representa la variación radial del geopotencial en 1000 mb para diferentes valores del parámetro α . La fig. 12 muestra cómo varía la atenuación radial del viento con diferentes valores de α .

Este modelo precisa esencialmente de tres variables: el tamaño de la perturbación en superficie (r_u), el radio en el que se dan los vientos máximos (r_m) y los vientos máximos (v_m). Al parámetro α se le asigna típicamente el valor 0.6. La estructura vertical del viento se asigna mediante factores que multiplican las componentes del viento para cada nivel, manteniendo en nuestro caso aproximadamente la misma fuerza hasta 500 mb y reduciendo drásticamente más arriba. El geopotencial en los niveles superiores se ajusta vía inicialización. La estructura vertical en principio se podría cambiar para ajustarse a las posibles observaciones en altura, si es que éstas existen.

4.- Modificación del análisis objetivo e integración del modelo.

La modificación del análisis objetivo se hace simplemente sumando los modelos de estructuras, como los vistos en el apartado anterior, al análisis y balanceando posteriormente con la inicialización para dejar el análisis modificado ajustado y dispuesto para su integración. Las figuras 13 y 14 muestran un análisis de geopotencial y viento en 1000 mb que ya ha sido modificado mediante un vórtice tipo Mathur con los siguientes valores de los parámetros:

$$R = 300 \text{ km} \\ \Delta h = 100 \text{ m}$$

El resto de las constantes se han dejado iguales a las mencionadas en el apartado anterior. La estructura vertical se ha hecho aparecer sólo en los tres primeros niveles del análisis.

La modificación que introduce la inicialización a lo largo de una línea de latitud que pasa por el centro de la perturbación queda reflejada en las fig. 15 y 16. La fig. 15 representa la presión en superficie a lo largo de la línea de latitud, observándose una profundización adicional de algo más de 2 mb en el centro del vórtice. Hacia el Este se observa el aumento de presión correspondiente a la presencia de la isla de Ibiza y más hacia el Este la presencia de la península Ibérica. La fig. 16 representa la componente meridiana del viento a lo largo de la línea de latitud, obsérvese que la inicialización reduce muy ligeramente su magnitud.

A continuación se realiza la integración del modelo de predicción con las nuevas condiciones iniciales, obteniéndose que el vórtice se va rellenando a medida que avanza hasta la costa catalana donde prácticamente desaparece, como de hecho sucedió según se observa en las imágenes Meteosat (véase el vídeo de TV3). Las figs. 17 y 18 a,b,c muestran las sucesivas predicciones del geopotencial y del viento de 1000 mb a 6, 12 y 18 horas.

5.- Sensibilidad de la integración frente a cambios en las condiciones iniciales.

Una vez que se ha realizado la primera integración con unas condiciones iniciales ligeramente modificadas por intervención manual surge la cuestión de que hasta qué punto ha sido crítica la modificación introducida en el análisis. Es decir, si se hubiesen introducido modificaciones en un sentido o en otro, ¿habría cambiado sustancialmente la evolución?. Para estudiar la sensibilidad de las predicciones frente a cambios en las condiciones iniciales, se han realizado diferentes experimentos cambiando los modelos de vórtices, los parámetros que las definen, la temperatura del mar, el nivel de saturación de la humedad relativa dentro del vórtice,... Se observa que prácticamente los parámetros estudiados tienen muy poca incidencia en la evolución posterior del vórtice, es decir se mantiene con pequeñas variaciones tanto la trayectoria, como su velocidad de extinción, así como la casi nula precipitación asociada a él.

	Vortex	Radio	Δh_{1000}	v_m/r_m	Nivel	ΔT_s	Sat.
Ex.1	Rank	300		20/100	3		
Ex.2	Math	300	100		3		
Ex.3	Math	300	100		10		
Ex.4	Math	200	100		10		
Ex.5	Math	200	100		10	+3°C	
Ex.6	Math	200	100		10	+6°C	
Ex.7	Math	200	100		10		100%
Ex.8	Math	300	200		10		100%

Tabla I. Resumen de los experimentos realizados.

6.- Verificación

La trayectoria real que sigue el vórtice se muy claramente en el video suministrado por TV3 (copias en CMZ de Palma de

Mallorca), en el que se observa que alrededor de las 00 Z el vórtice se situa unos 100 km al Sur de Mallorca, pasa sobre las 02 Z sobre el observatorio del CMZ de Palma. Las bandas del barógrafo y anemocinemógrafo, reflejan muy claramente el paso del vórtice sobre el observatorio con una caída de presión de 5 mm en 2 horas y vientos de 20 m/s con rachas de 28 m/s. Los destrozos causados por la violencia de unos vientos probablemente mucho mayores que los medidos quedan patentes en el mencionado video. A continuación y decayendo rápidamente el vórtice se dirige hacia la costa catalana disolviéndose prácticamente a su llegada a Reus alrededor de las 13 Z, donde todavía es apreciable por la caída de presión (4 mm) y vientos medidos (40 kt sostenidos) (véanse las bandas del barógrafo y anemocinemógrafo, figs. 19 y 20) en perfecta concordancia con las simulaciones realizadas con el análisis modificado.

7.- Referencias

- (1).- Andersson, E. and Hollingsworth, A. (1988), "Typhoon bogus observations in the ECMWF data assimilation system", Research Dep., Technical Memorandum No. 148, ECMWF.
- (2).- Holland, G.J. et al. (1991), "An Interactive Analysis and Forecast System for Tropical Cyclone Motion", Wea. Forecasting, Vol.6, 415-424.
- (3).- Jansá, A. (1986), "Saharian Advections in the West Mediterranean" in WMO workshop on Limited Area Fine-Mesh Models for the Mediterranean Region, Erice, 17-20 November 1986, WMO.
- (4).- Mathur, M.B., (1991), "The National Meteorological Center's Quasi-Lagrangian Model for Hurricane Prediction", Mon. Wea. Rev., Vol. 119, 1419-1447.
- (5).- Radinovic, D. (1989), "Mediterranean Cyclogenesis", in Third Session of the Steering Group on Mediterranean Cyclones Study Project, Barcelona, 17 March 1989, WMO.
- (6).- Genovés A. and Jansá A. (1989).- "Statistical Approach to Mesoscale Non-alpine West Mediterranean Cyclogenesis", in Third Session of the Steering Group on Mediterranean Cyclones Study Project, Barcelona, 17 March 1989, WMO.

8.- PIES DE LAS FIGURAS

Fig.1.- Registro del barógrafo correspondiente a los días 1 y 2 de octubre de 1986. Observatorio del CMZ de Palma de Mallorca (Tomado de Jansá, (1986)).

Fig.2.- Registro del anemocinemógrafo correspondiente a los días 1 y 2 de octubre de 1986. Observatorio del CMZ de Palma de Mallorca (Tomado de Jansá, (1986)).

Fig.3.- Reanálisis manual mostrando la situación sinóptica del 2 de octubre de 1986 a las 00 Z. Presión en superficie, isotermas en 850 mb y flujo.

Fig.4.- Análisis objetivo de la cadena operativa LAM(INM) del 2 de octubre de 1986.

Fig.5.- Modelo de vórtice de Mathur. Variación con la distancia radial de la profundidad de la perturbación en 1000 mb para diferentes valores de la constante "a". El valor de R es fijo (300 km).

Fig.6.- Modelo de vórtice de Mathur. Variación con la distancia radial de la profundidad de la perturbación en 1000 mb para diferentes valores de R. El valor de "a" es fijo (100).

Fig.7.- Modelo de vórtice de Mathur. Variación con la distancia radial del viento del gradiente en 1000 mb para diferentes valores de "a", correspondientes a los geopotenciales de la fig.5.

Fig.8.- Modelo de vórtice de Mathur. Razón entre la variación radial del viento en los niveles de 850, 700 y 500 mb y 1000 mb ($R=300$ km y $"a"=100$).

Fig.9.- Modelo de vórtice de Mathur. Razón entre la variación radial del viento en los niveles de 400, 300 y 250 mb y 1000 mb ($R=300$ km y $"a"=100$).

Fig.10.- Modelo de vórtice de Mathur. Razón entre la variación radial del viento en los niveles de 200, 150 y 100 mb y 1000 mb ($R=300$ km y $"a"=100$).

Fig.11.- Modelo de vórtice de Rankine. Variación radial del viento en 1000 mb para diferentes valores del parámetro α ($V_m=20$ m/s, $R_m=50$ km, $R_u=1000$ km).

Fig.12.- Modelo de vórtice de Rankine. Variación radial del geopotencial en 1000 mb para diferentes valores del parámetro α , correspondientes a los vientos de la fig.11.

Fig.13.- Análisis objetivo de geopotencial en 1000 mb al que se le ha sumado una perturbación tipo Mathur (con los

siguientes valores de los parámetros: $R=300$ km y $\Delta h=100$ m) del 2 de octubre de 1986 a las 00Z.

Fig.14.- Idem fig.13 para viento en 1000 mb.

Fig.15.- Modificación introducida por la inicialización en la presión en superficie a lo largo de la línea de latitud que pasa por la perturbación. (Análisis del 2 de octubre de 1986 a las 00 Z al que se le ha sumado el vórtice tipo Mathur de la fig.13).

Fig.16.- Modificación introducida por la inicialización en la componente meridiana del viento en el nivel sigma más bajo a lo largo de la línea de latitud que pasa por la perturbación. (Análisis del 2 de octubre de 1986 a las 00 Z al que se le ha sumado el vórtice tipo Mathur de la fig.13).

Figs. 17 a,b,c.- Predicciones H+6, H+12 y H+18 del geopotencial en 1000 mb y de la temperatura en 850 mb correspondientes al experimento 2 (véase texto).

Figs. 18 a,b,c.- Idem figs 17 para viento en 1000 mb.

Fig.19.- Registro del barógrafo correspondiente al día 2 de octubre de 1986. Observatorio de la Base Aérea de Reus.

Fig.20.- Registro del anemocinemógrafo correspondiente al día 2 de octubre de 1986. Observatorio de la Base Aérea de Reus.

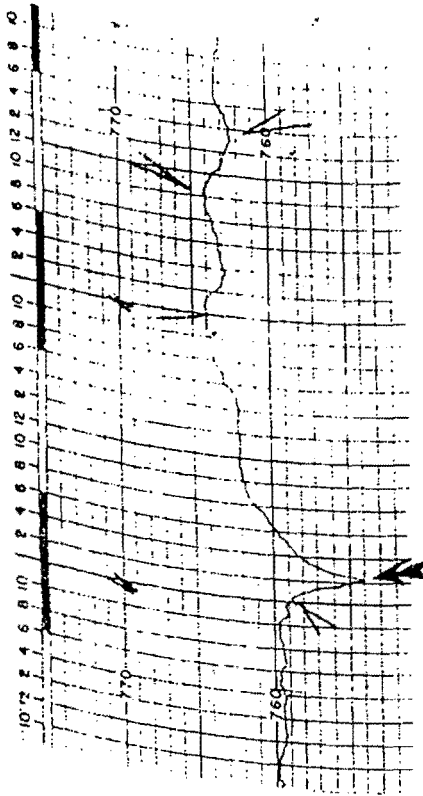


Fig. 1

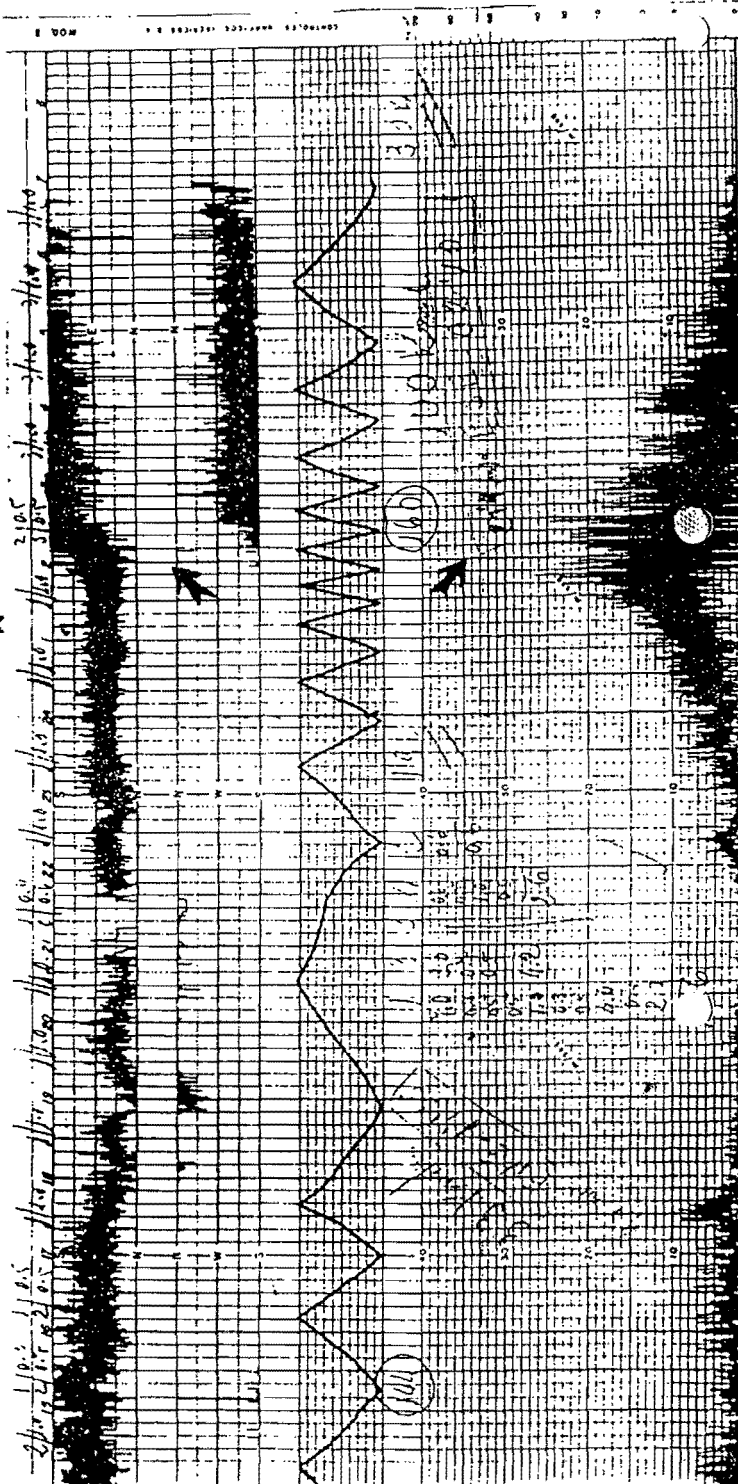


Fig. 2

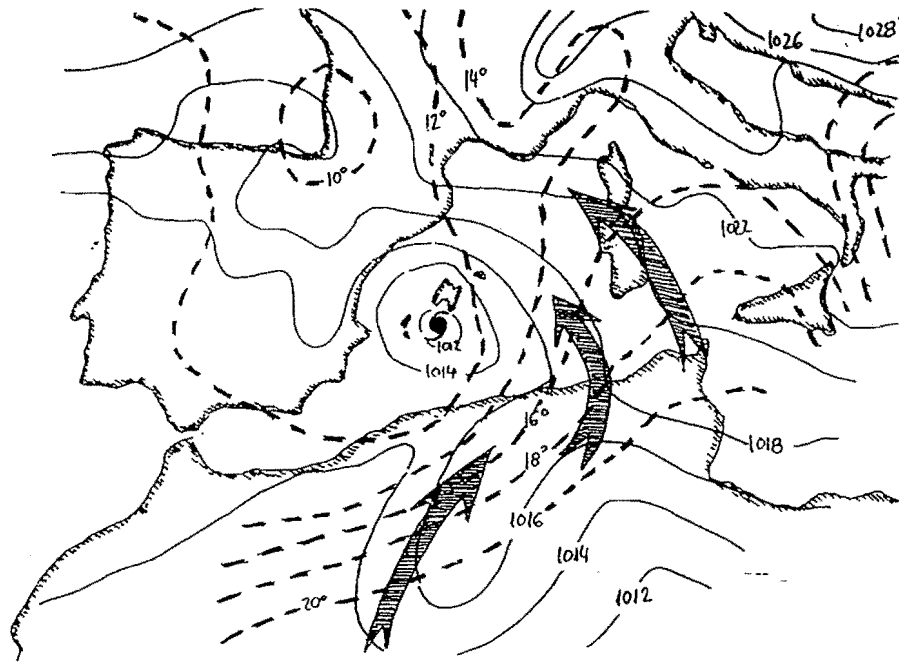


Fig. 3

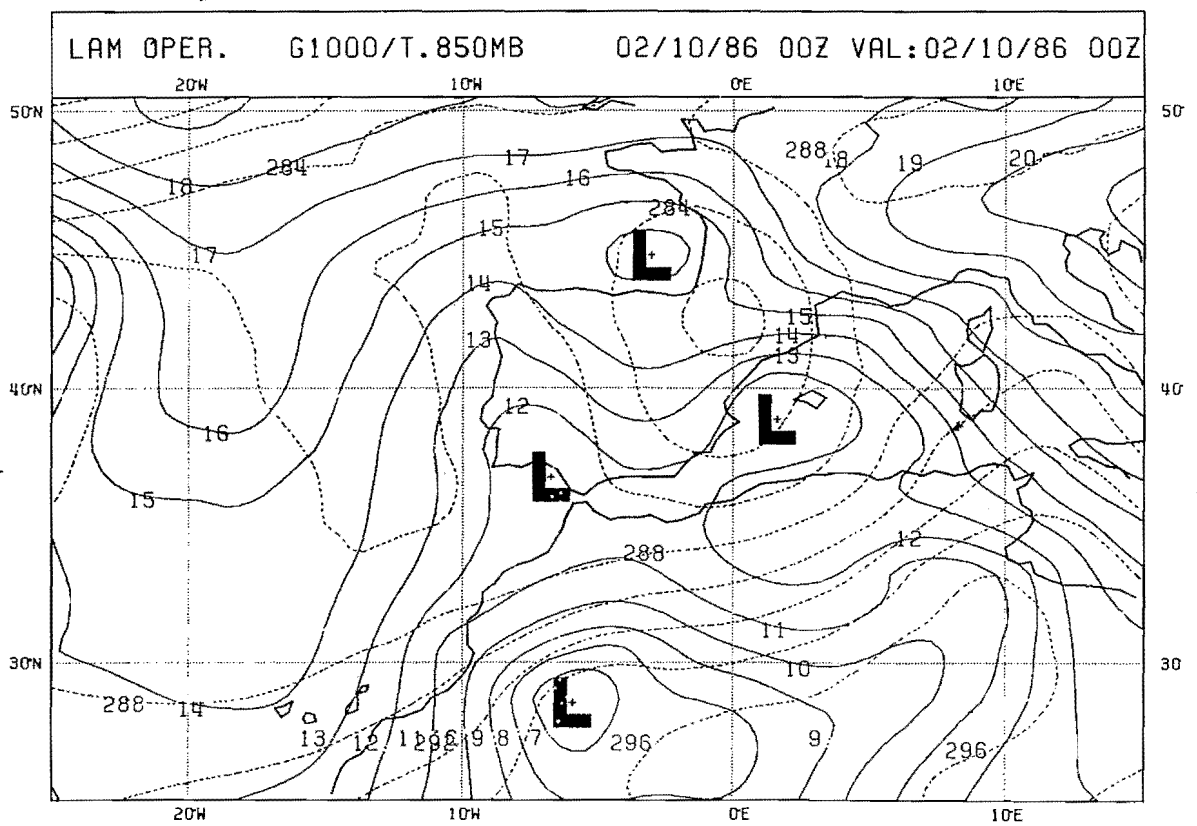


Fig. 4

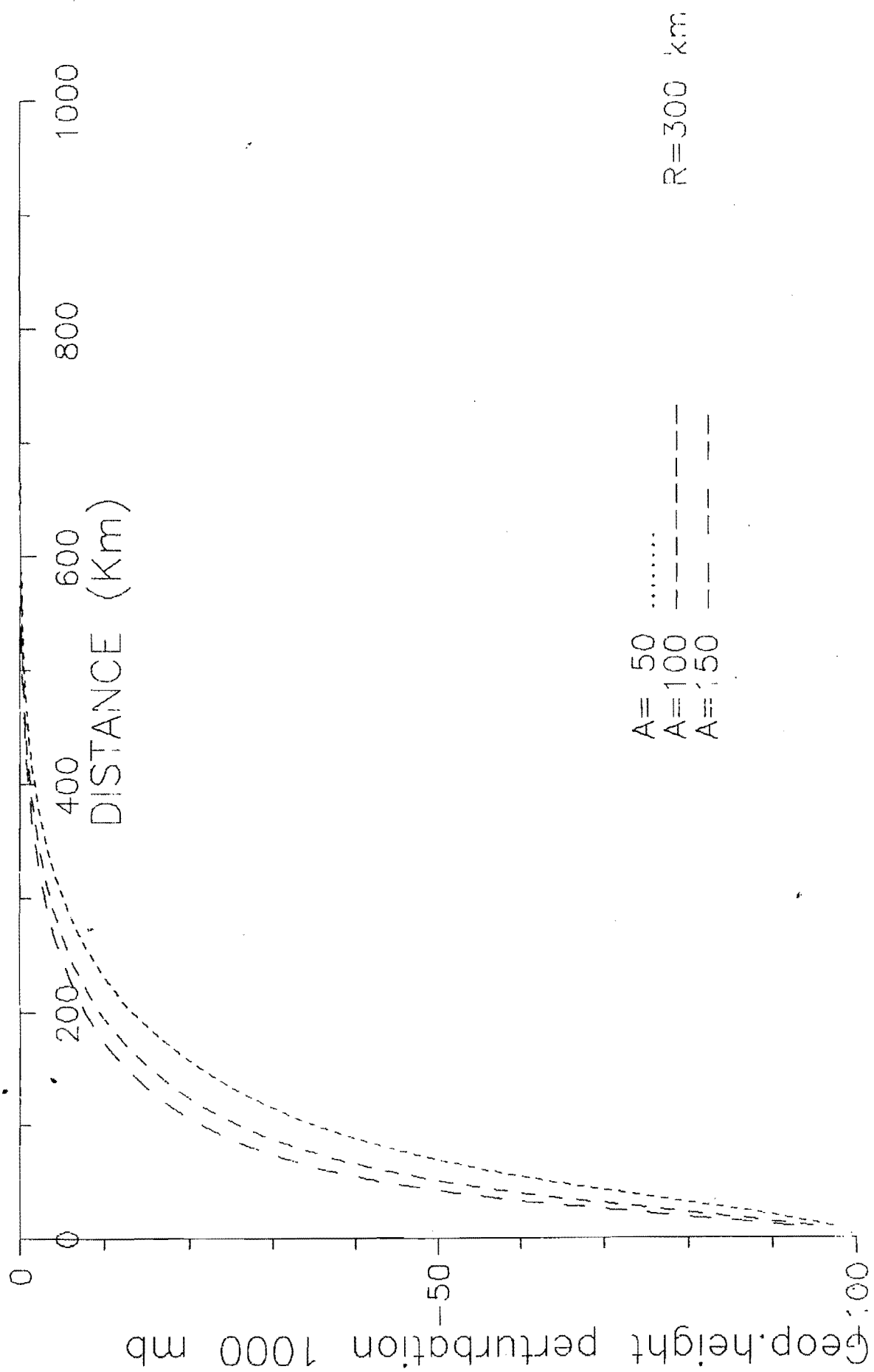


Fig. 5

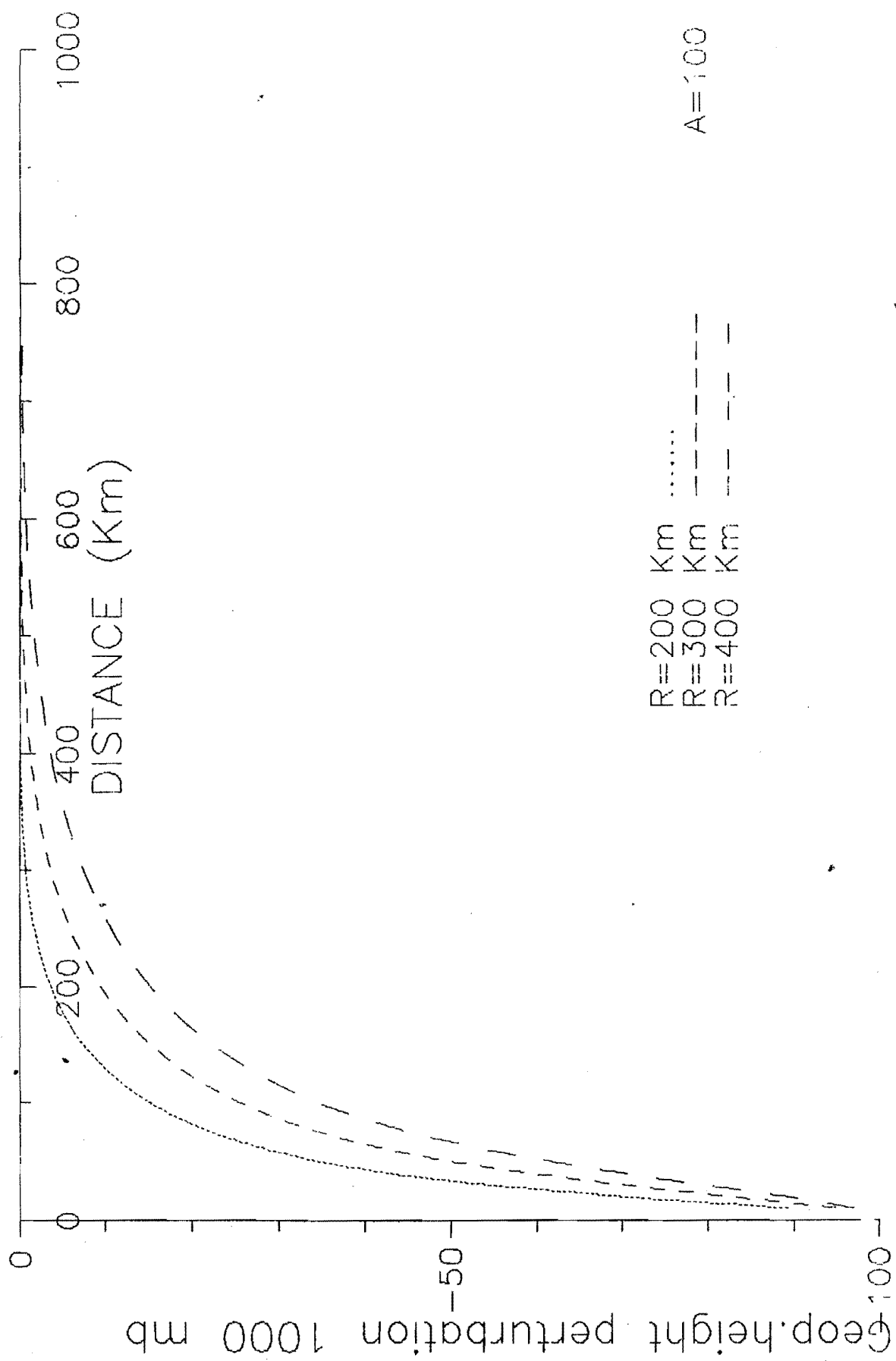
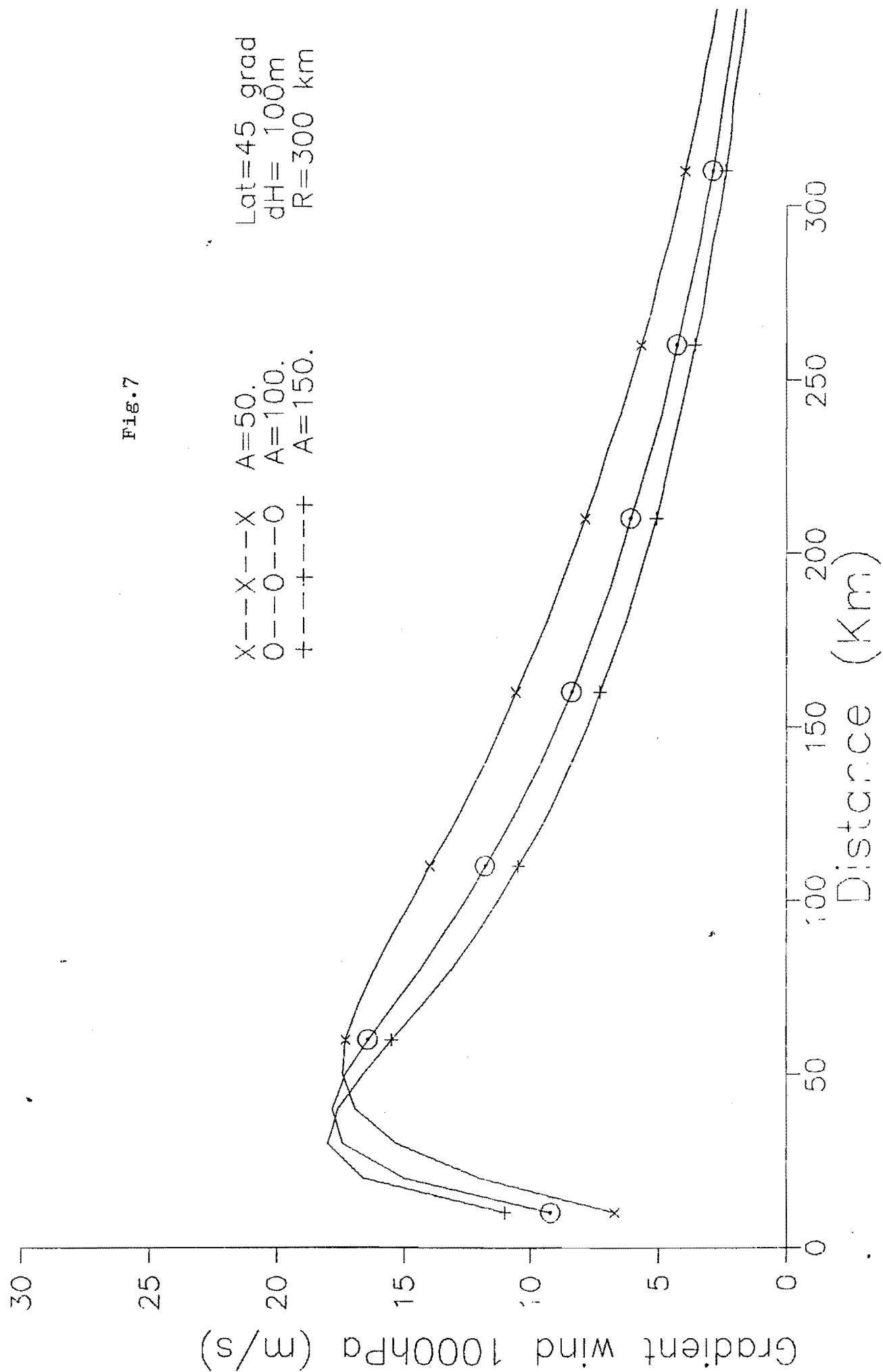


Fig. 6

Fig. 7



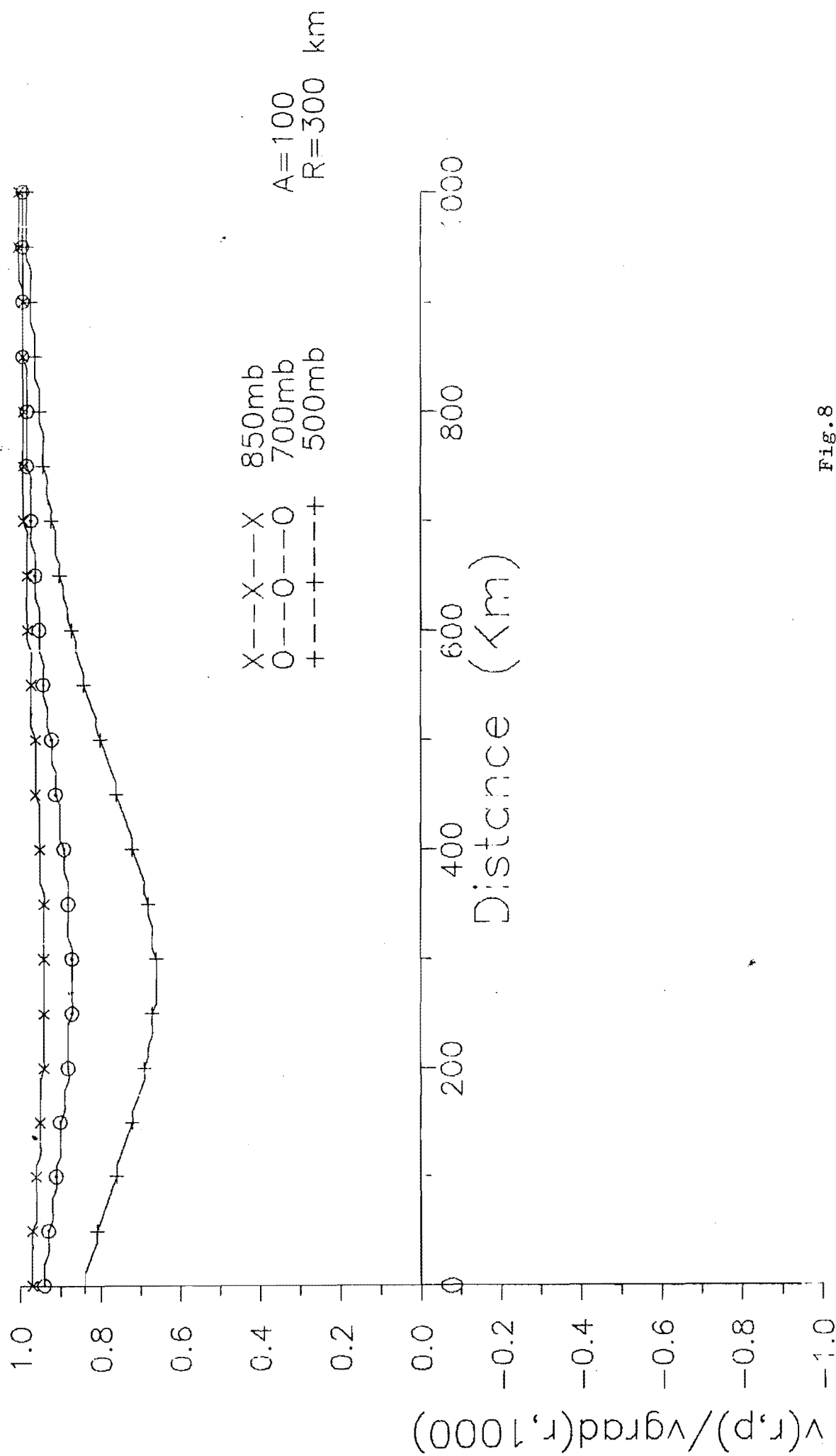


Fig. 8

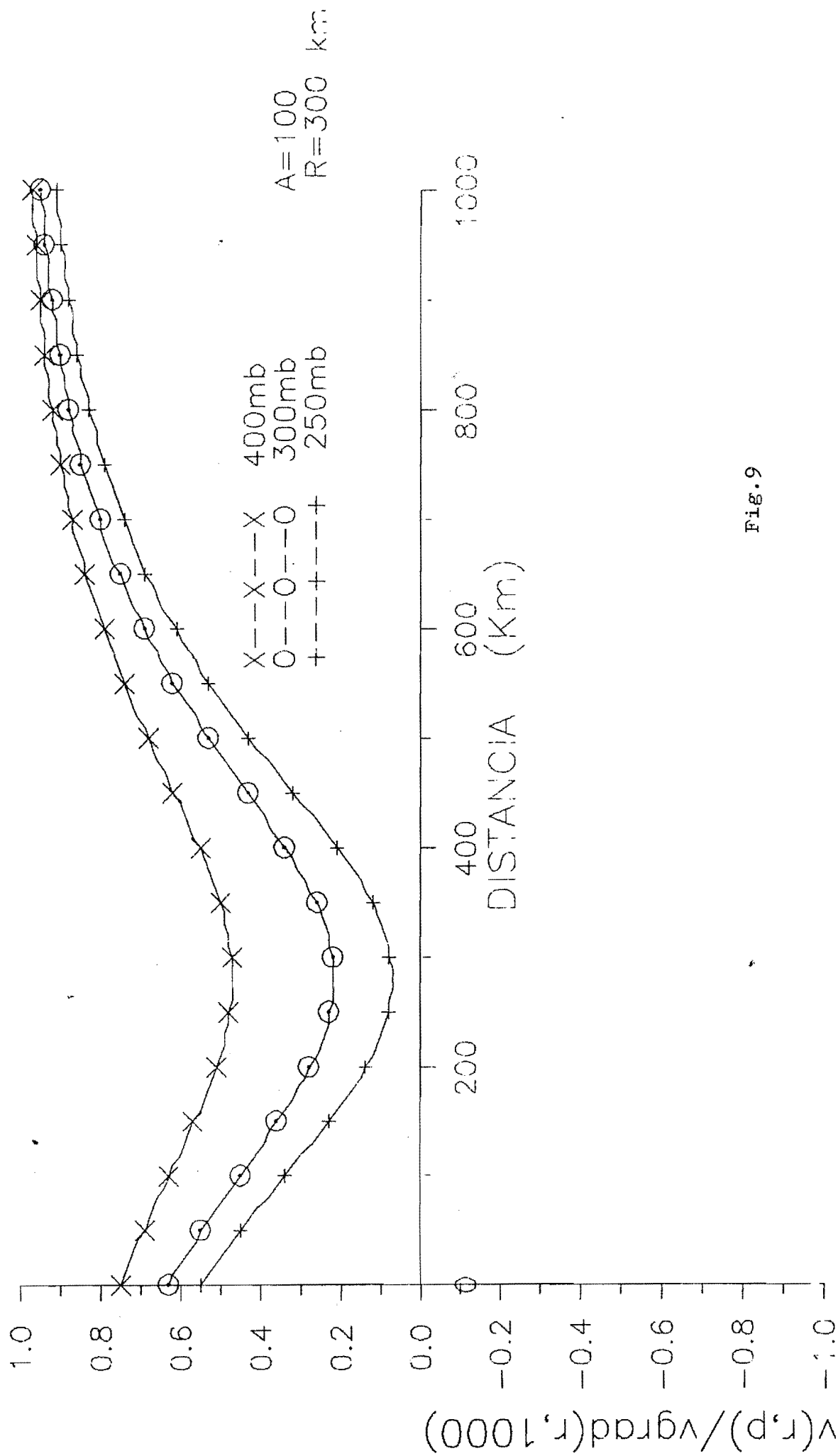


Fig.9

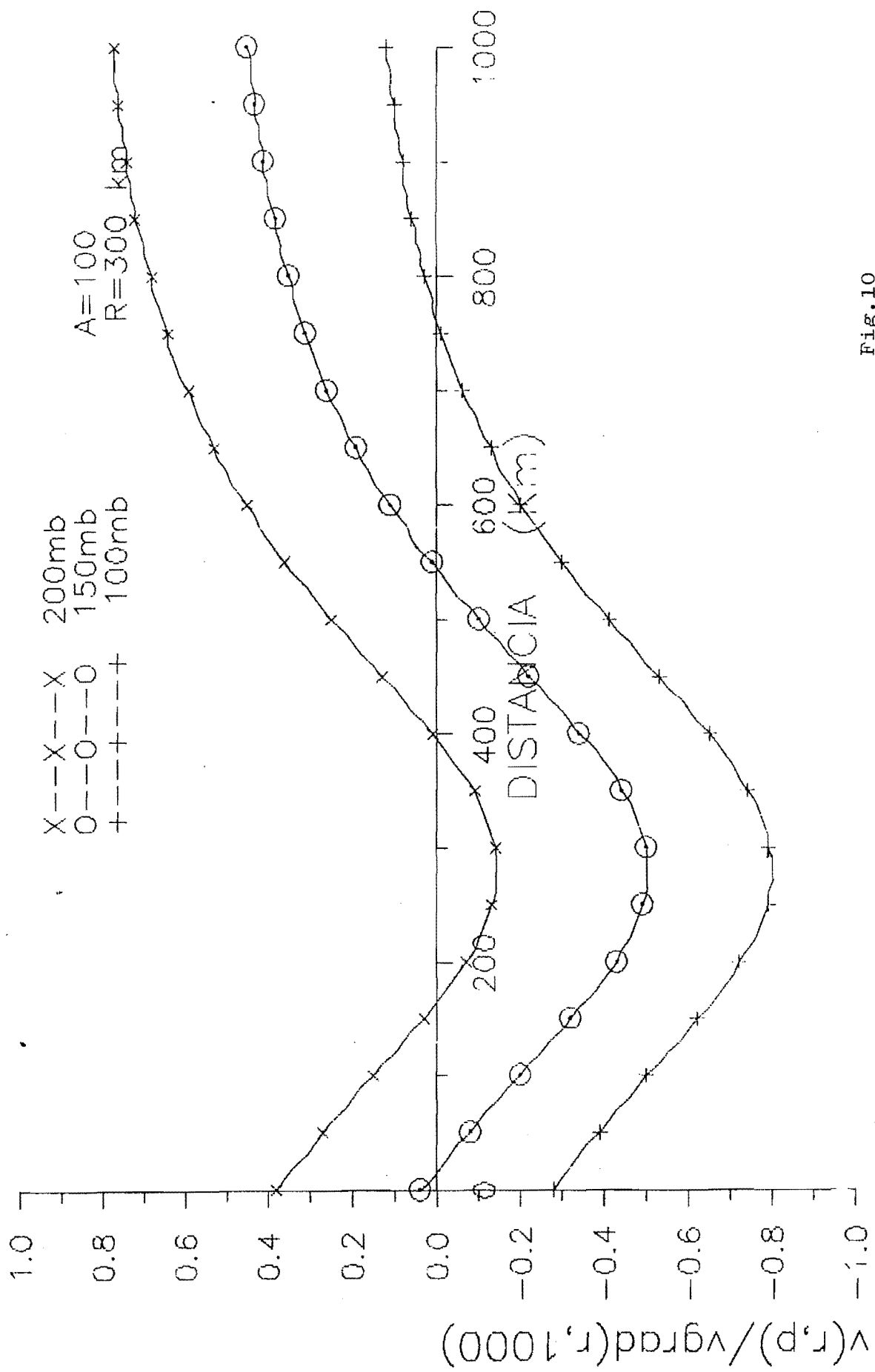
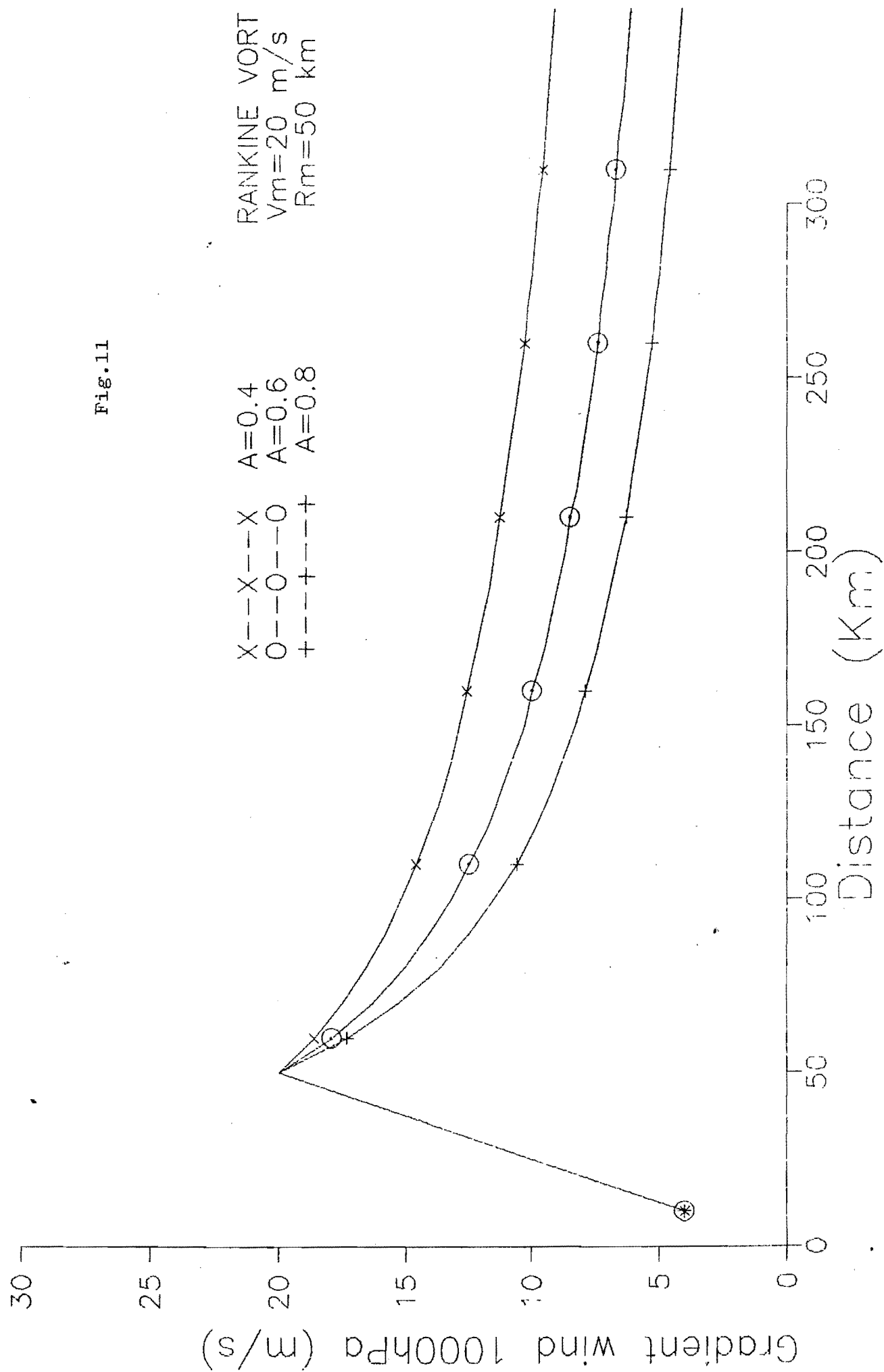


Fig.10

Fig.11



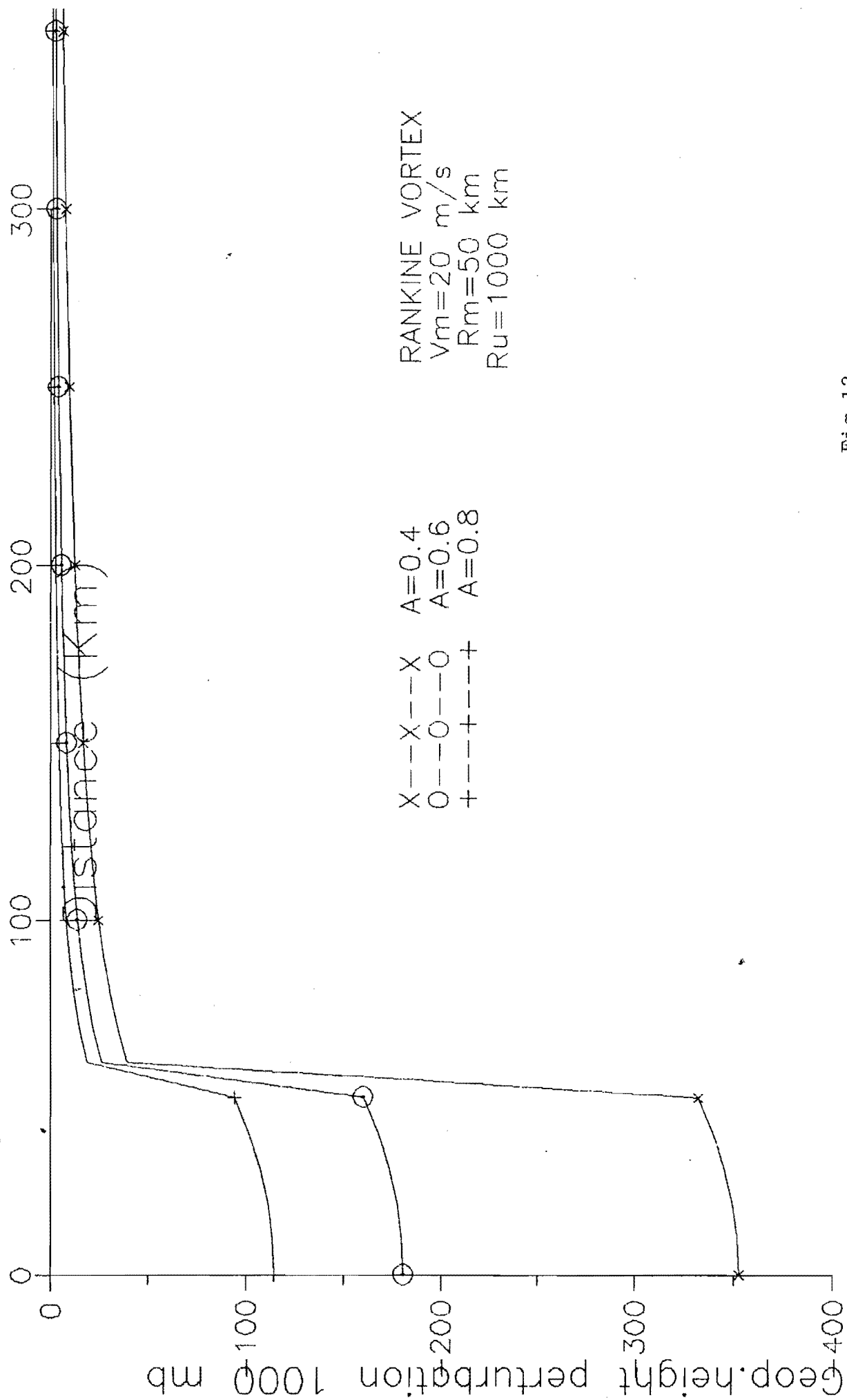


Fig.12

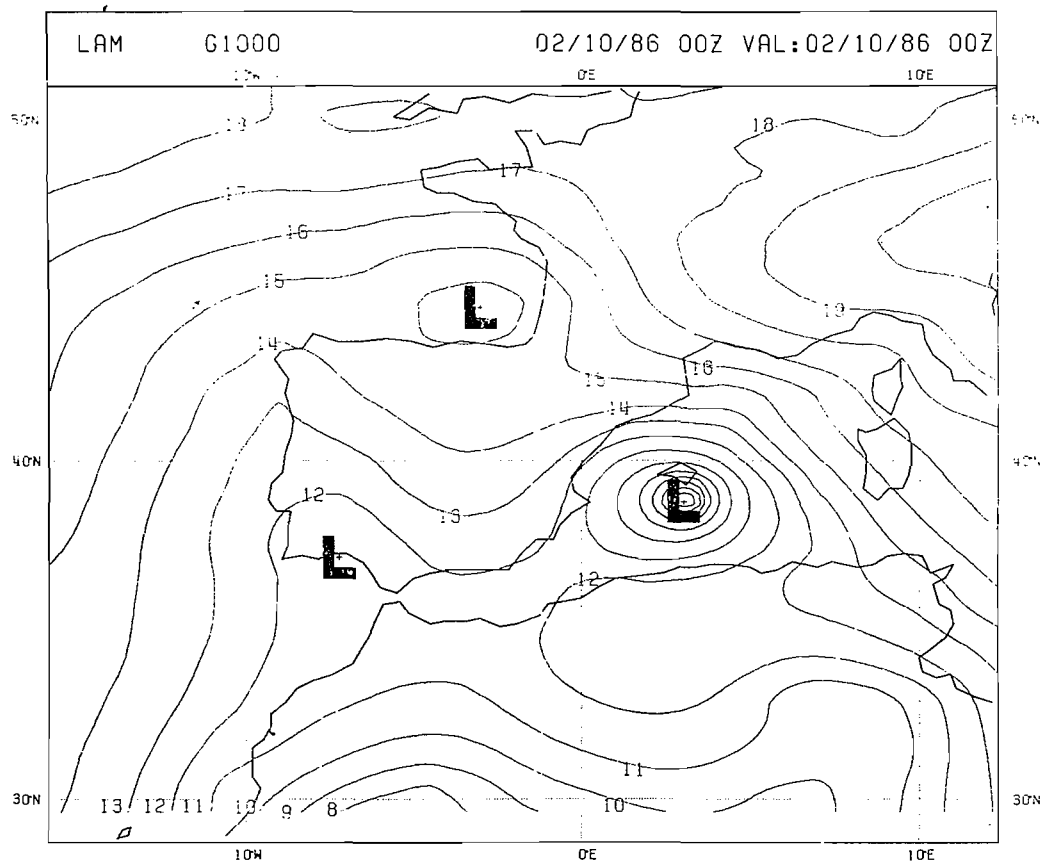


Fig.13

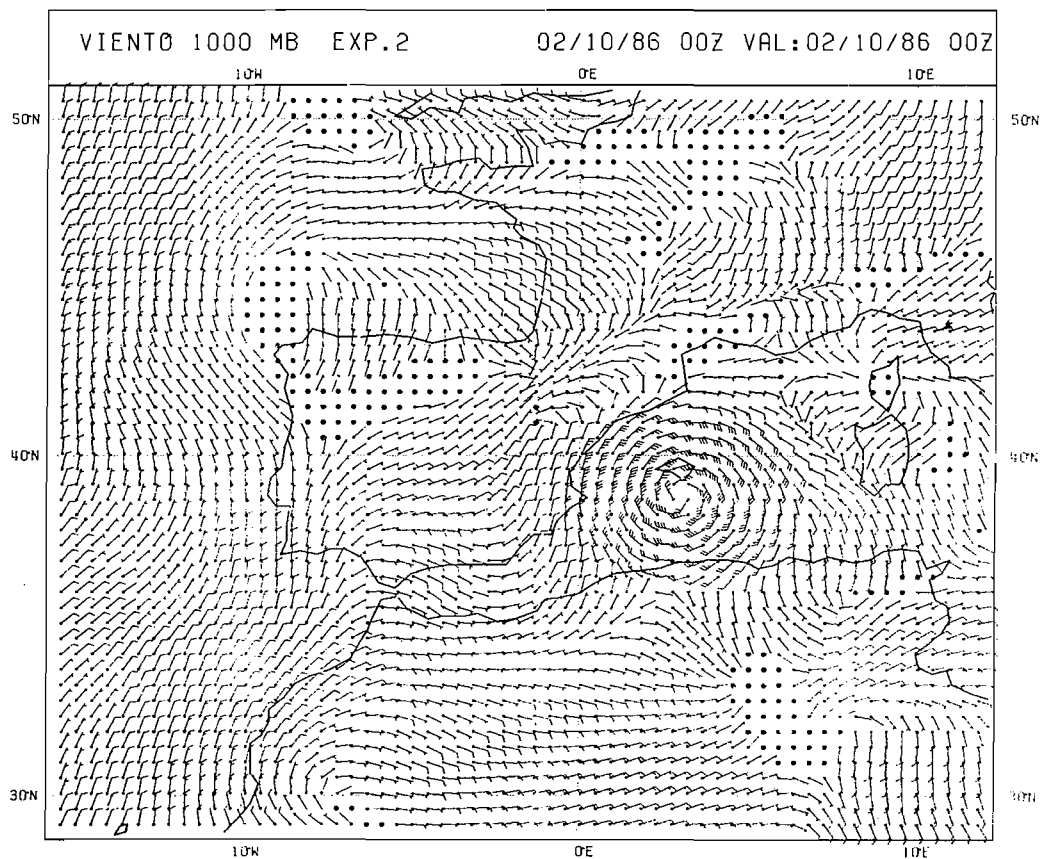


Fig.14

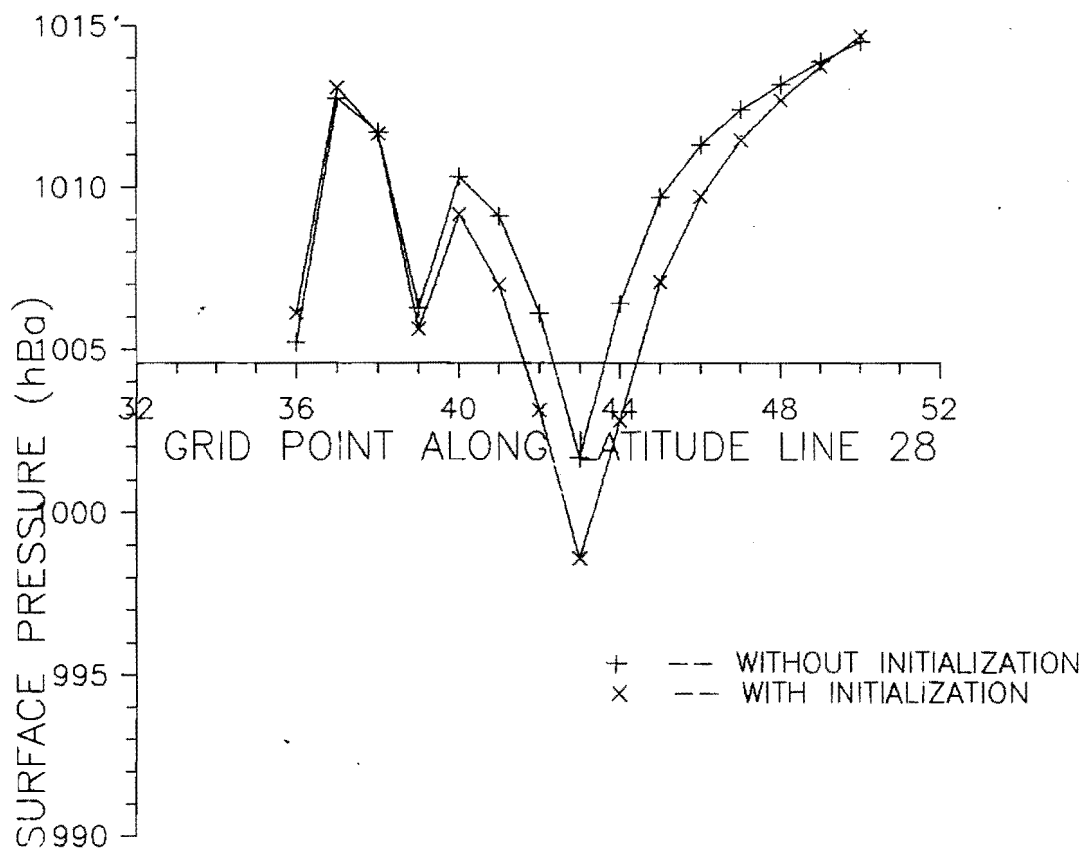


Fig.15

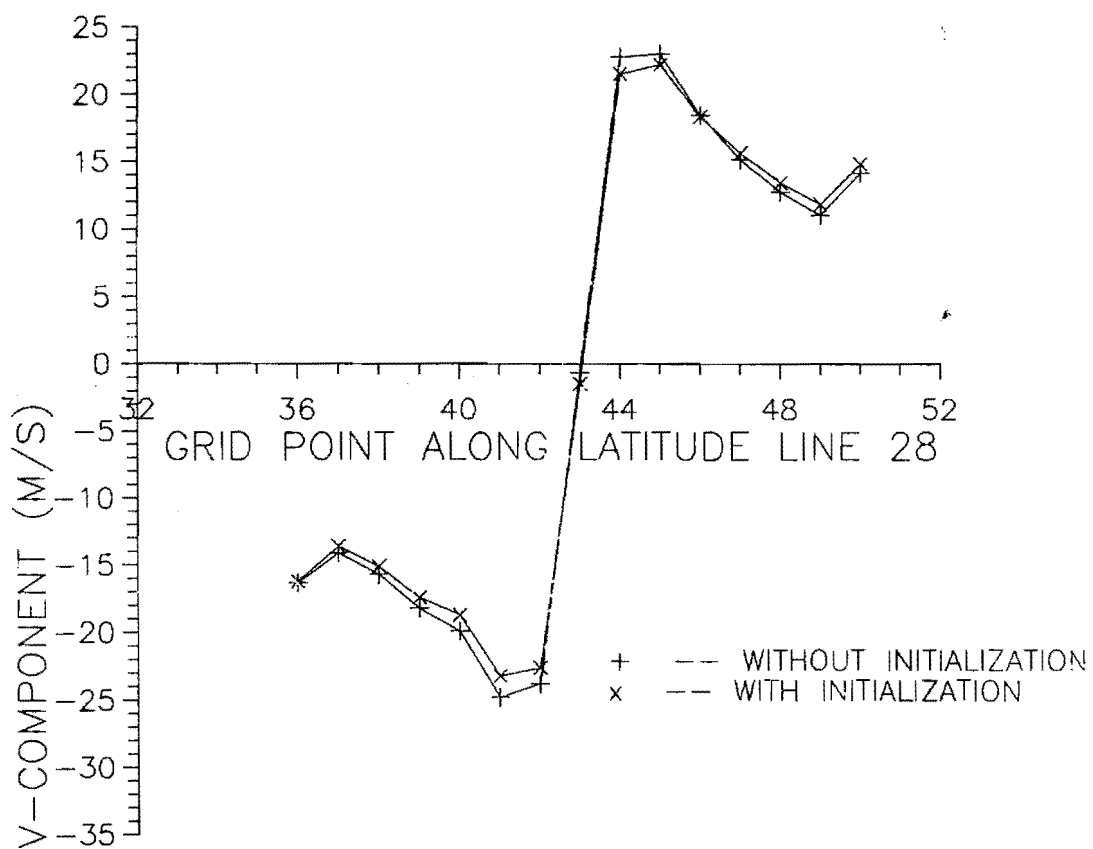
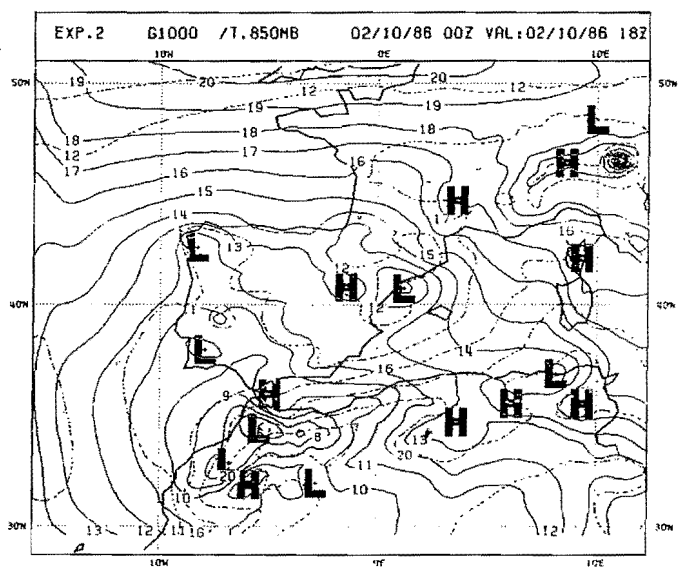
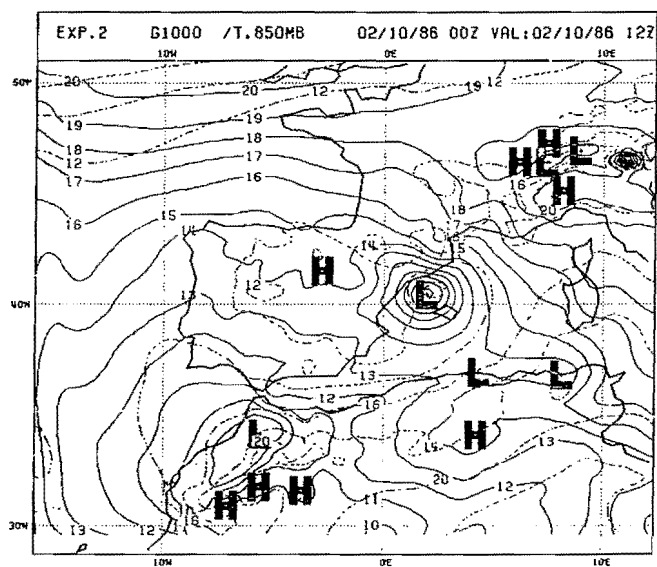
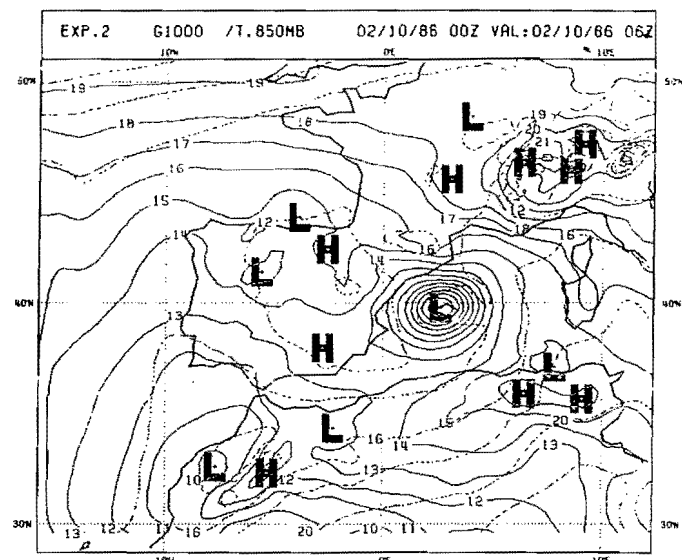
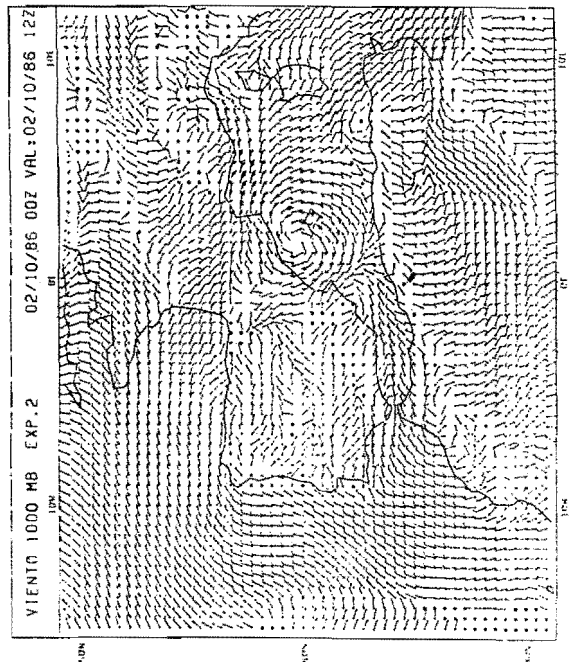
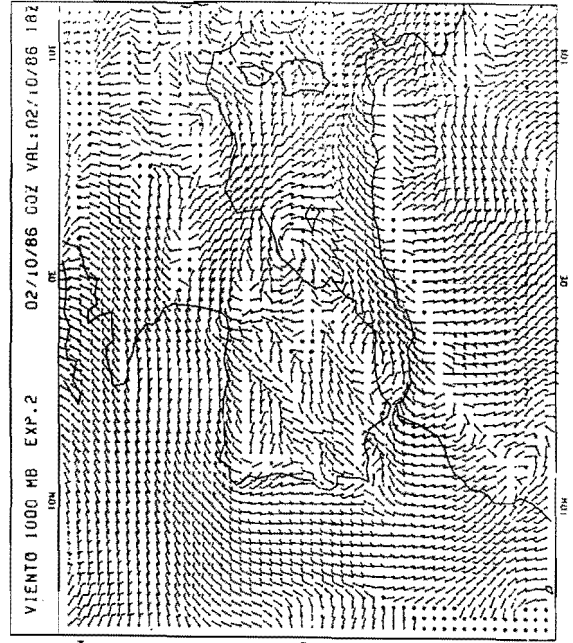
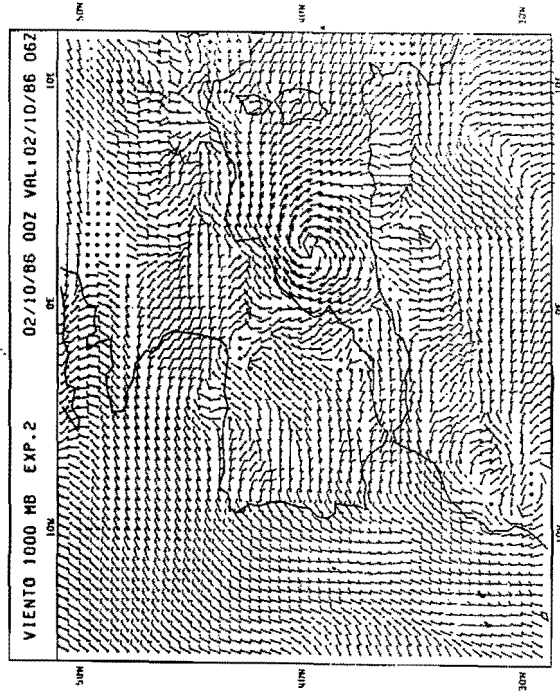


Fig.16



Figs.17 a,b,c

Figs 18 a,b,c



4406 E.A. DE TEUS

267 P01

13.05.82 10:38

Las bandas de viento a tan elevadas

REUS

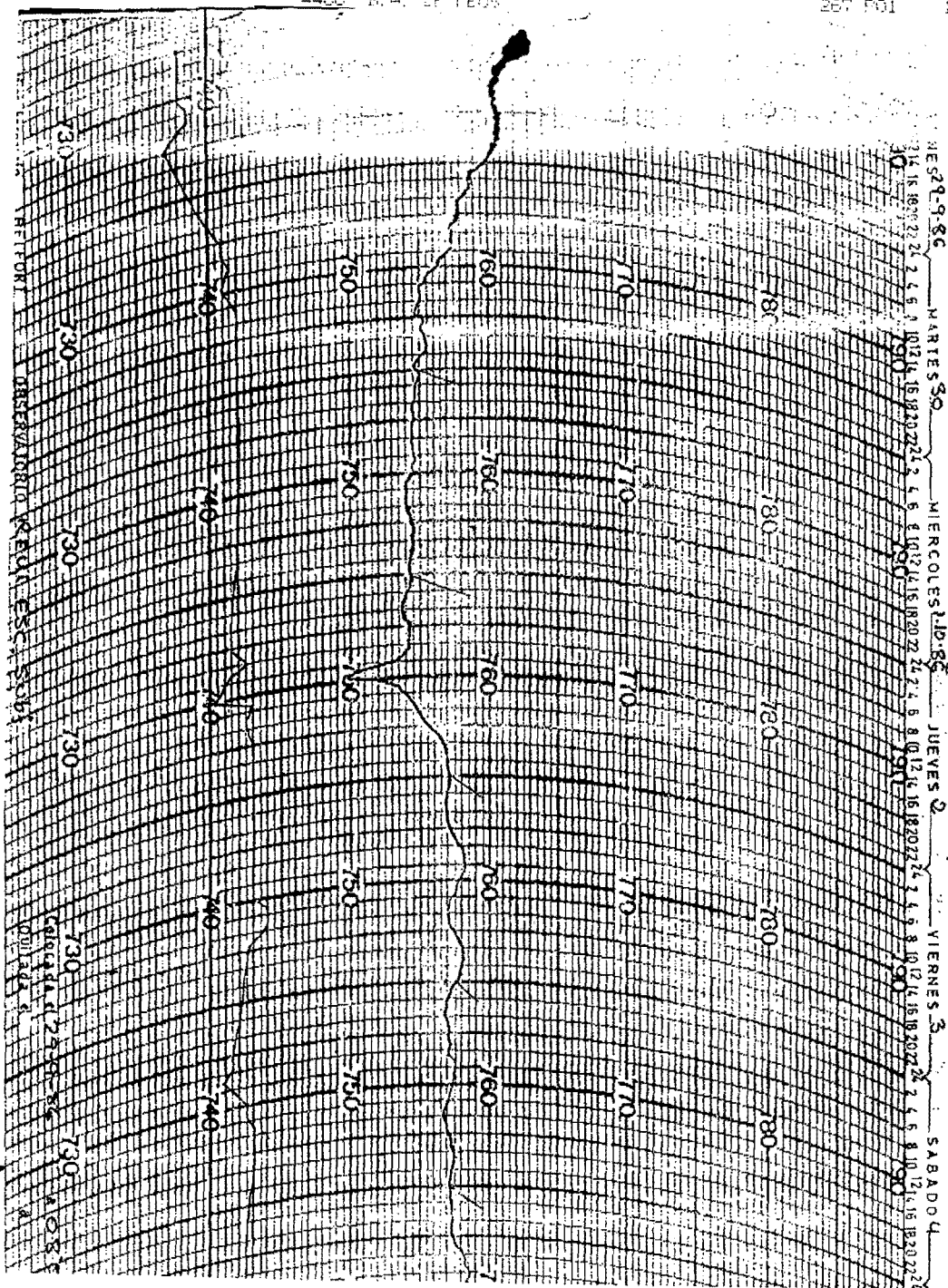


Fig.19