

SETIEMBRE 1980

# G E O A C T A

VOLUMEN 10

NUMERO 2



*publicado por:*

**ASOCIACIÓN ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS**

RIVADAVIA 1917

1033 – BUENOS AIRES

# **G E O A C T A**



*publicado por:*

**ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS**

**RIVADAVIA 1917**

**1033 – BUENOS AIRES**

**PRECIO DEL EJEMPLAR \$ 15.000.-**

## COMISION DIRECTIVA

### Presidente

Cap Frag Dr Luis M. De La Canal

### Vicepresidente

Cnl Ing Carlos A. Quinteros

### Secretario

Agrim Rubén C. Rodríguez

### Tesorero

Lic María L. A. de Schwarzkopf

### Vocales Titulares

Ing Víctor H. Padula Pintos

Agrim Mario Ornstein

Ing Julio S. Aguirre Ruiz

Lic Rich R. Lichteinstein

### Vocales Suplentes

Ing Pastor J. Sierra

Dr José R. Manzano

Ing Francisco Saraniti

Lic Ana M. Sinito de Caselli

## SUBCOMISION DE PUBLICACIONES

Ing Esteban Horvat

Ing Oscar Parachú

Ing Daniel A. Valencio

Dr Otto Schneider

Ing Rodolfo Martín

Ing Carlos Novogrudsky

Lic Horacio Ghielmetti

Dr José Manzano

Dr José H. Hoffmann

Lic Rich R. Lichteinstein

Ing Fernando Vila

Ing Simón Gershanik

Ing Juan Castano

### Editores

Ing Juvenal Llordén Ramírez

Agrim Mario Ornstein

La publicación del segundo número del Volumen 10 de GEOACTA ha sido financiada con subsidios del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, de Vialidad Nacional, de la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, de la Comisión Nacional de Energía Atómica y de Fabricaciones Militares, que no se hacen responsables de su contenido.

El Volumen 10 de GEOACTA se completa con la publicación de este segundo número que contiene, como el primero, trabajos presentados en la 10a Reunión Científica realizada en San Juan, en marzo de 1979.

ASPECTOS SINOPTICOS DE LA SEQUIA QUE AFECTO A LA  
REPUBLICA ARGENTINA EN EL AÑO 1962

Ingeborg Malaka y Silvia Nuñez  
Servicio Meteorológico Nacional  
Buenos Aires, República Argentina

R E S U M E N

Este trabajo consiste en el estudio meteorológico de la sequía que afectó a nuestro país en casi el 80% de su territorio, durante períodos prolongados del año 1962.

Se han individualizado los rasgos más relevantes de la circulación del aire sobre nuestro país, en la tropósfera baja y media, para distintos parámetros de su superficie y altura.

Las anomalías encontradas durante los meses de sequía (déficit generalizado de precipitación, presión superior a la normal en casi todo el país; prevalencia de aire más seco que lo normal en todo el territorio y de aire más frío en el centro y norte del país; predominio de flujo sudoeste en 500 mb vía Puerto Montt-Ezeiza-Resistencia), han estado relacionadas con las siguientes singularidades en la circulación:

- a) inhibición de la penetración del aire tropical, cálido y húmedo, proveniente del Brasil y del Océano Atlántico;
- b) intensificación de la influencia del anticiclón subtropical semipermanente del Pacífico, frente a las costas chilenas;
- c) persistencia de una acción bloqueante en el Atlántico Sur, al sur del paralelo 55° LS.

S U M M A R Y

This paper deals with the meteorological study of the drought that affected the Argentine Republic in almost 80% of its territory, during long periods of year 1962.

## 2 ASPECTOS SINOPTICOS DE ...

The most relevant characteristics of the air circulation over our country, in the lower and middle troposphere, have been recognized by means of synoptic analysis of monthly mean fields of deviation from normal, for different surface and upper meteorological parameters.

The anomalies that have been found during drought months (general precipitation deficit; pressure higher than normal in almost the whole country; prevalence of air drier than normal over the whole territory and colder than normal over the central and northern Argentina; persistent southwesterly flux at 500 mb, via Puerto Montt-Ezeiza-Resistencia), have been related with the following singularities in air circulation:

- a) inhibition of tropical air penetration, coming from Brazil and the Atlantic Ocean;
- b) a stronger influence of Pacific subtropical anticyclone, opposite Chilean coasts;
- c) a persistent blocking action over South Atlantic Ocean, south from 55° parallel.

### 1. INTRODUCCION

El fenómeno de sequía surge como consecuencia de una anomalía prolongada en el comportamiento de la atmósfera. Es evidente que, atendiendo a los efectos que esta anomalía atmosférica produce, es posible enfocar su estudio desde distintos puntos de vista.

En este trabajo se examina a este fenómeno desde el punto de vista de la climatología sinóptica, considerándolo como una manifestación anormal de la circulación del aire sobre nuestro país, estudiada con datos de la tropósfera baja y media.

El período de estudio escogido ha sido el año 1962, dado que durante este año la mayor parte del país fue afectada por una deficiencia bien marcada de precipita

ción, como puede apreciarse en la figura 1 correspondiente al mapa de deciles de precipitación de ese año (2).

Este sostenido déficit de lluvias produjo, como consecuencia, importantes pérdidas agrícola-ganaderas las cuales, por su magnitud, afectaron severamente a la economía nacional.

## 2. METODOLOGIA

Con el propósito de reconocer las singularidades más relevantes de la circulación del aire sobre nuestro país, se ha procedido al análisis en escala sinóptica, para todo el año 1962, de los campos medios mensuales de desvío con respecto a la normal de los siguientes parámetros:

- a) precipitación (P)
- b) presión (p)
- c) temperatura (T)
- d) temperatura de punto de rocío ( $T_d$ )

para el nivel de superficie, así como también:

- e) altura (h)
- f) temperatura (T)

para la superficie isobárica standard de 500 mb.

La convención utilizada para definir el desvío con respecto a la normal (también llamado anomalía) de un parámetro meteorológico  $\mathcal{Y}$  ha sido la siguiente:

$$\Delta \mathcal{Y} = \text{anomalía de } \mathcal{Y} = \overline{\mathcal{Y}}_{1962} - \overline{\mathcal{Y}}$$

donde  $\overline{\mathcal{Y}}_{1962}$ : valor medio (mensual o anual, según el caso) del parámetro  $\mathcal{Y}$ , para el año 1962.

$\overline{\mathcal{Y}}$ : valor normal climatológico (mensual o anual, según el caso) del parámetro  $\mathcal{Y}$  o, en su defecto, valor promedio calculado en base a un período no inferior a 10 años.

De acuerdo a esta definición,  $\Delta \mathcal{Y} > 0$  indica valor superior a la normal y  $\Delta \mathcal{Y} < 0$  indica valor inferior a la normal.

#### 4 ASPECTOS SINOPTICOS DE ...

En el caso particular de la precipitación, se ha trabajado con anomalías relativas porcentuales, las cuales quedan definidas por:

$$\Delta P (\%) = (\bar{P}_{1962} - \bar{P}) \cdot 100 / \bar{P}$$

donde  $\bar{P}_{1962}$  : total mensual de lluvia, para el año 1962.  
 $\bar{P}$  : valor normal climatológico mensual de lluvia o, en su defecto, valor promedio calculado en base a un período no inferior a 10 años.

La información meteorológica empleada en este estudio ha sido la proveniente de las estaciones meteorológicas que configuran la red argentina de observación, así como también de algunas estaciones seleccionadas de Chile, Paraguay, Brasil y Uruguay, y ha sido extraída del Archivo Nacional de Meteorología, de los Centros de Climatología e Hidrología del Servicio Meteorológico Nacional y de diversas publicaciones nacionales y extranjeras.

### 3. ANALISIS E INTERPRETACION DE LOS CAMPOS ANOMALOS MENSUALES DE SUPERFICIE Y ALTURA

A través del análisis de los campos anómalos de los parámetros mencionados, se ha podido observar que los meses de enero, febrero, abril, mayo, junio, setiembre y octubre se caracterizaron por un déficit generalizado de precipitación en todo el país, presentando todos ellos, con la excepción de setiembre, un comportamiento similar en la mayoría de los parámetros considerados. Para este último mes, los campos anómalos de ciertos parámetros no respondieron a los esquemas generales observados para los seis meses de sequía restantes.

En base a los estudios realizados, se ha estimado que estos siete meses del año, por sus características relevantes, han tipificado a la sequía del año 1962.

A los fines de la presentación de este trabajo, y por razones de extensión del mismo, se ha escogido al mes de octubre como el más representativo de los esquemas de circulación observados.

### 3.1 Campos anómalos de superficie.

La Figura 2 muestra el campo anómalo de precipitación para el mes de octubre. Puede observarse una deficiencia general de lluvia, detectándose valores extremos de hasta -100% con excepción del extremo noroeste del país, la costa sur de la provincia de Buenos Aires y el extremo sur de la Patagonia.

La Figura 3 corresponde al campo anómalo de presión, el cual se caracteriza por la prevalencia de anomalías positivas sobre todo el país.

Uno de los rasgos más significativos observados son las anomalías negativas situadas sobre los estados de Sao Paulo, Minas Geraes y Paraná (Brasil) por un lado, y sobre el Océano Atlántico alrededor de los 40° LS, por el otro, lo cual hace pensar que la influencia del anticiclón subtropical semipermanente del Atlántico fue menor en esas zonas.

Llama la atención la interrupción de esas anomalías negativas por un centro anómalo positivo con valores superiores a 3 mb., ubicado sobre la región de Rio Grande do Sul (Brasil) y que extiende su influencia hasta la provincia de Santiago del Estero. Esta característica en la circulación ha contribuido a bloquear la entrada del aire tropical, cálido y húmedo, proveniente de la selva amazónica y del Océano Atlántico y, por consiguiente, a inhibir su penetración hacia latitudes más altas.

Este efecto se ha reflejado en la frecuencia de la dirección del viento en superficie, calculada para tres estaciones seleccionadas del noreste argentino. Así, puede apreciarse a través de la Tabla 1 una disminución de las componentes norte y noreste del viento para todas ellas, en los meses considerados. Nótese que este efecto no sólo se observa en el mes de octubre sino también en los restantes cinco meses con configuraciones similares.

Otro rasgo de interés que puede observarse en la Figura 3 es la curvatura ciclónica de las isoanómalas de presión asociadas con el centro negativo del sur

del Brasil, ya mencionado, y con el mínimo relativo ubicado sobre la provincia de Salta y Santiago del Estero. Esta curvatura ciclónica indica la existencia, en promedio, de mayor convergencia en capas bajas ya sea por la ocurrencia de alguna actividad ciclónica en la región o, por lo menos, de convergencia friccional que en esas latitudes se hace más importante. Nótese cómo este efecto aparece claramente correlacionado con el campo anómalo de lluvias.

Por otro lado, frente a las costas chilenas se detecta un máximo superior a 4 mb, al sur de la isla Juan Fernández. Esta característica ha persistido durante todos los meses del año 1962, como puede apreciarse a través de la marcha anual de la presión al nivel del mar en la isla Juan Fernández. En la Figura 4 puede verse que durante todo el año 1961 los valores se mantuvieron cercanos al valor normal hasta el mes de octubre inclusive. A partir de allí y durante todo el año 1962, superaron sostenidamente los valores normales.

La persistencia de este centro anómalo de presión al oeste de Chile, nos indica que la influencia del anticiclón subtropical semipermanente del Pacífico estuvo intensificada en esa zona. Si bien parte de la anomalía pudo haber sido generada por el pasaje de anticiclones migratorios sobre esta región, éstos sólo tienen mayor incidencia cuando efectivamente se halla reforzado el anticiclón semipermanente del Pacífico. Como se puede ver en las Figuras 5 y 6 correspondientes a los campos anómalos de temperatura y temperatura de punto de rocío, esta zona se caracteriza por anomalías positivas en ambos casos, lo cual confirma que las anomalías positivas de presión fueron realmente generadas por el anticiclón subtropical semipermanente del Pacífico y no por anticiclones migratorios, que hasta 700 mb son más fríos y más secos.

Continuando la descripción de la Figura 3, se observa que en latitudes altas, donde normalmente se sitúa el cinturón de bajas subpolares, aparece una célula anómala positiva superior a 8 mb al oeste de las islas Georgias del Sur. Esto hace pensar en la existencia de una acción bloqueante en esa zona, razón por la cual las bajas subpolares debieron ser menos profundas y sus trayectorias más aus

trales de lo que se observa normalmente. Al consultar los mapas hemisféricos diarios (1) se pudo confirmar la persistencia de una situación de bloqueo en esas latitudes, durante la primera quincena del mes de octubre.

Asociada con esta acción bloqueante, en la Figura 3 se detecta alrededor de los 40° LS, en el Océano Atlántico, una circulación anómala ciclónica que afecta la costa sur de la Provincia de Buenos Aires, lo cual concuerda coherentemente con lo observado en la Figura 2 correspondiente al campo anómalo de precipitación.

La Figura 5 muestra el campo anómalo de temperatura en superficie. En ella se observa que las temperaturas han sido inferiores a los valores normales sobre el norte del país, como consecuencia de la inhibición de la entrada del aire tropical genuino procedente del norte. En las zonas donde se han encontrado excesos de precipitación debe considerarse, además, el efecto de la acción enfriante de la lluvia por evaporación.

Las anomalías positivas de temperatura sobre la Patagonia pueden ser explicadas a través de la circulación anómala generada por la acción bloqueante del Atlántico sur la cual, como ya se ha puntualizado, ha contribuido a que las irrupciones de aire polar fueran en promedio menos intensas o menos frecuentes.

Por otro lado, las anomalías positivas de temperatura al norte del paralelo 40° LS, en la región de Chile, son justificadas por la mayor influencia sobre esa zona del anticiclón subtropical semipermanente del Pacífico.

Los efectos de estas anomalías en la circulación también se reflejan en el campo anómalo de temperatura de punto de rocío, como puede apreciarse en la Figura 6. Nótese el claro predominio de aire más seco que lo normal en casi todo el territorio del país, a excepción de ciertas zonas en donde los excesos quedan explicados por las singularidades del campo de presión, oportunamente señaladas.

### 3.2 Campos anómalos de altura.

## 8 ASPECTOS SINOPTICOS DE ...

La Figura 7 muestra el campo anómalo de altura para la superficie isobárica standard de 500 mb, el cual presenta los siguientes rasgos de importancia:

- a) un área de anomalías positivas al sur del paralelo 50° LS, con un máximo de 140 mmp sobre Islas Orcadas relacionado con la acción bloqueante.
- b) una cuña a lo largo del meridiano 70°W y un centro negativo ubicado frente a las costas de la República Oriental del Uruguay y la provincia de Buenos Aires, asociados con prevalencia de flujo suroeste vía Puerto Montt-Ezeiza-Resistencia.

Este efecto puede apreciarse a través de la Tabla 2 en donde puede notarse el refuerzo de la componente "seca" del viento en la tropósfera baja y media para las tres estaciones mencionadas. Nótese que este efecto no es privativo del mes de octubre sino de casi todos los meses que hemos caracterizado con sequía.

La Figura 8 corresponde al campo anómalo de temperatura en 500 mb. Se puede ver que corresponde coherentemente con el campo de altura descrito anteriormente (núcleos calientes asociados con células positivas de altura; núcleos fríos relacionados con centros negativos de altura).

### 3.3 Anomalía de la topografía relativa mensual 500/850 mb.

En la Figura 9 se presenta la anomalía de la topografía relativa 500/850 mb correspondiente al mes de octubre. Esta carta permite observar un rasgo de interés respecto del campo térmico de la tropósfera baja y media. La configuración indica la presencia de una célula anómala caliente en latitudes altas y de otra fría en latitudes bajas. Esto demuestra que ha habido menor baroclinicidad entre los 35° LS y 55° LS, lo cual implica que los frentes y depresiones fueron menos frecuentes o menos intensos. Esto justificaría la ausencia de precipitaciones en la mayor parte de la Patagonia. Evidentemente, los excesos observados en el extremo sur de la misma han obedecido al pasaje de algún sistema de baja presión lo cual pudo haber estado favorecido en la segunda quincena de octubre, cuando la acción bloqueante tendía a desaparecer.

#### 4. CONCLUSIONES

La sequía que afectó a la República Argentina en el año 1962 estuvo caracterizada fundamentalmente por las siguientes singularidades:

- a) ausencia de aire tropical, cálido y húmedo, sobre el centro y norte del país;
- b) intensificación de la influencia del anticiclón subtropical semipermanente del Pacífico, al oeste de Chile;
- c) prevalencia de flujo suroeste en la tropósfera baja y media, vía Puerto Montt-Ezeiza-Resistencia;
- d) debilitamiento del cinturón de bajas subpolares, asociado con sistemas frontales menos intensos o menos frecuentes que lo normal, debido a un campo baroclínico disminuído.

La falta de humedad por un lado, y el debilitamiento del factor dinámico por el otro, han contribuído a inhibir los procesos que normalmente conducen a la precipitación.

Sin embargo, no obstante las presentes conclusiones, es necesario enfatizar que no debe esperarse que cualquier otro período de sequía responda a los esquemas generales señalados para la del año 1962. Evidentemente, lograr un conocimiento más profundo del tema involucra la necesidad de continuar con los estudios sobre el mismo, con el propósito de establecer finalmente un espectro de sequías, tanto en el sentido temporal como espacial.

#### Agradecimientos

Las autoras agradecen muy especialmente al Lic. Erich Lichtenstein por las sugerencias brindadas sobre distintos aspectos de este trabajo; al Lic. Carlos Benítez por su valiosa colaboración; a la Srta. Delia Costa por la tarea de recolección y preparación del material utilizado, y la Srta. María del Carmen Pozzoli por mecanografiar el manuscrito.

## 10 ASPECTOS SINOPTICOS DE ...

### BIBLIOGRAFIA

1. ATMOSPHERIC PROYECT-SOUTHERN HEMISPHERE. Notos, Vol.16, año 1962.  
Weahter Bureau Departament of Transport. Republic of South Africa.
2. LUCERO, Norma. "Distribución espacial de sequías mediante el uso de deciles de precipitación". Servicio Meteorológico Nacional. Inédito.
3. MINISTERIO DA AGRICULTURA. Escritorio de Meteorología.  
Normais climatológicas, Vol.4, 1969.
4. MINISTERIO DE DEFENSA NACIONAL. Fuerza Aérea de Chile. Anuario meteorológico de Chile. Año 1962.
5. NAMIAS, J.
  - a) "Some meteorological aspects of drought with special reference to the summer of 1952-54 over the United States". Monthly Weather Review, Vol.83 (9), Set. 1955, pp. 199-205.
  - b) "Nature and possible cauces of the Northeastern United States drought during 1962-65". Monthly Weather Review, Vol.94 (9), Set. 1966, pp. 543-554.
6. SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL (R.A.)
  - a) Estadísticas Climatológicas 1901-50, Publicación B<sub>1</sub> N° 1, Buenos Aires, 1958.
  - b) Estadísticas Climatológicas 1941-50, Publicación B<sub>1</sub> N° 3, Buenos Aires, 1958.
  - c) Datos Pluviométricos 1921-50, Publicación B<sub>1</sub> N° 2, Buenos Aires, 1969.
  - d) Normales Climatológicas 1931-60, Serie B N° 7, Buenos Aires, 1972.
  - e) Estadísticas Climatológicas 1951-60, Serie B N° 16, Buenos Aires, 1975.
7. U.S. DEPARIMENT OF COMMERCE. Environment Data Services.  
World Weather Records 1951-60, Vol.3, 1966.
8. U.S. DEPARIMENT OF COMMERCE. Weather Bureau. World Weather Records,  
1941-50, 1959.
9. U.S. DEPARIMENT OF COMMERCE. Monthly Climatological Data. 1962.

MAPA DE DECILES DE PRECIPITACION DEL AÑO 1962  
Serie 1912-1973

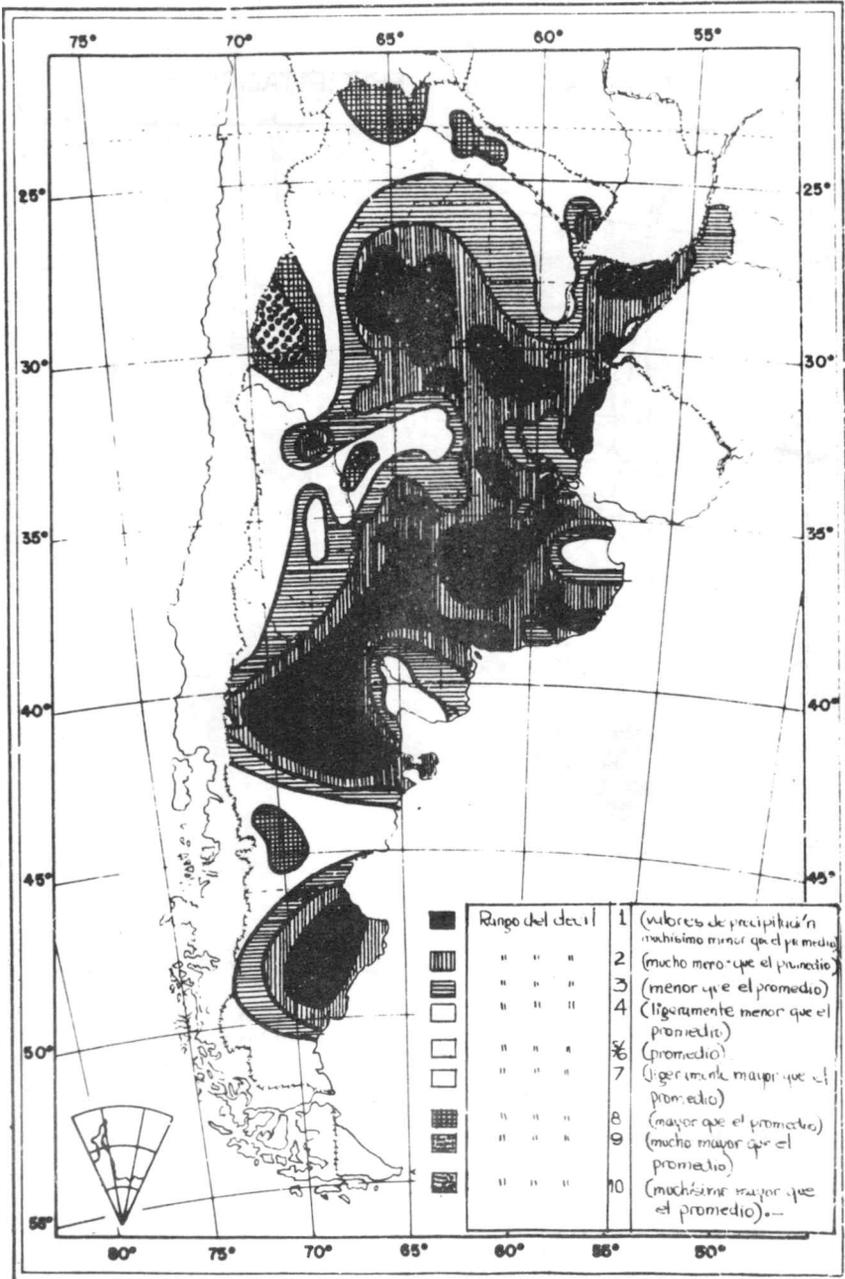
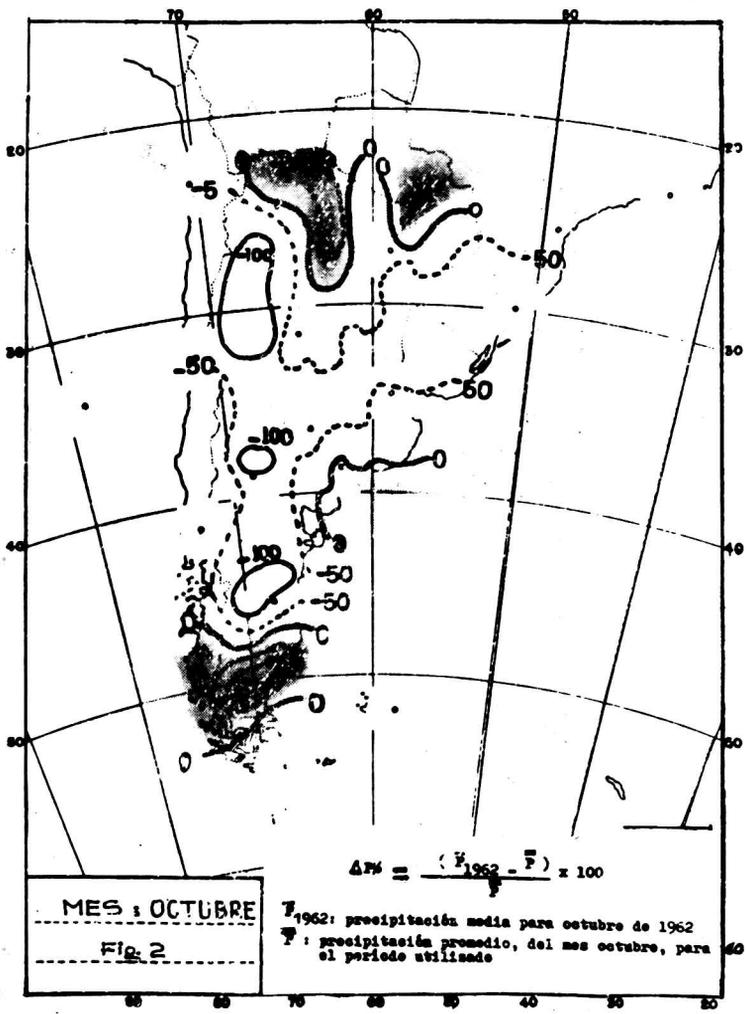


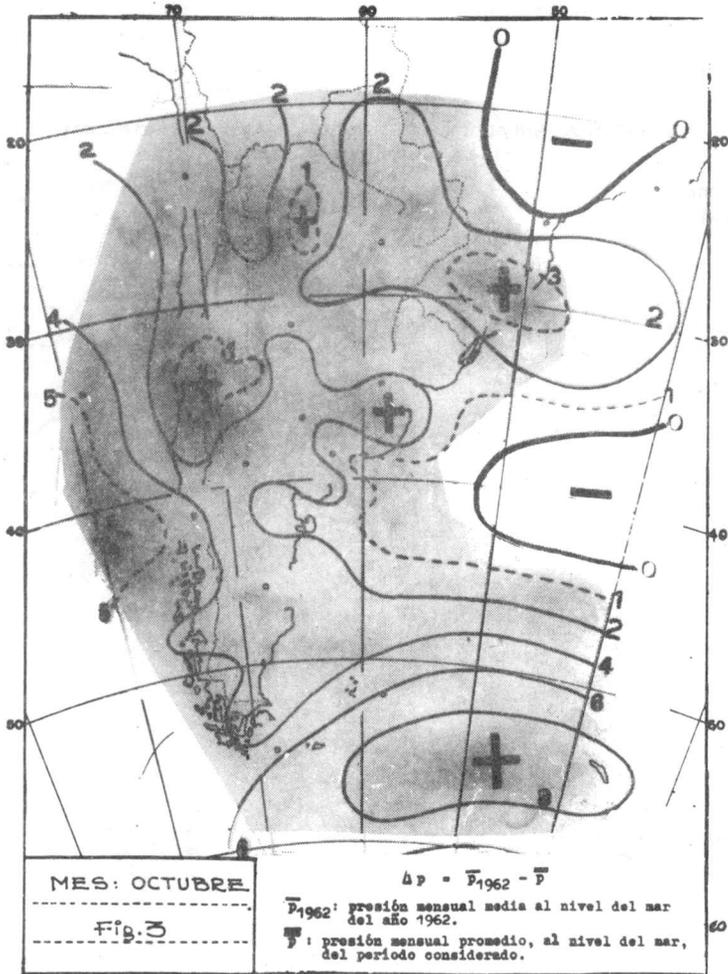
Fig. 1

CAMPO ANOMALO DE PRECIPITACION (%)



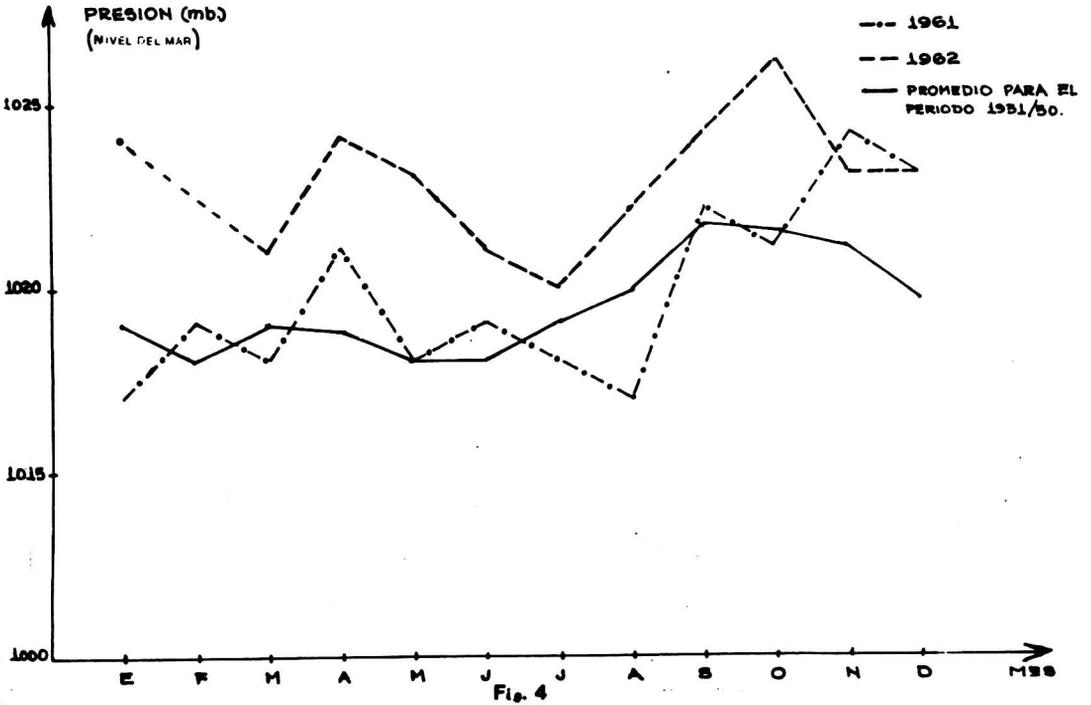
Período utilizado: estaciones argentinas 1921/30 y 1931/60

CAMPO ANOMALO MENSUAL DE PRESION (mb.)



Períodos considerados: estaciones argentinas 1931/60, estaciones chilenas 1916/45, 1931/50 y 1951/60, estaciones brasileras 1931/60, estaciones uruguayas 1951/60 y estaciones paraguayas 1941/60.

MARCHA ANUAL DE LA PRESION PARA LA ESTACION  
"ISLA JUAN FERNANDEZ"



ANOMALIA DE LA FRECUENCIA RELATIVA PORCENTUAL DE LA DIRECCION  
DEL VIENTO EN SUPERFICIE ( $\Delta f\%$ )

$$\Delta f (\%) = \frac{\bar{f}_{62} - \bar{f}}{\bar{f}} \cdot 100$$

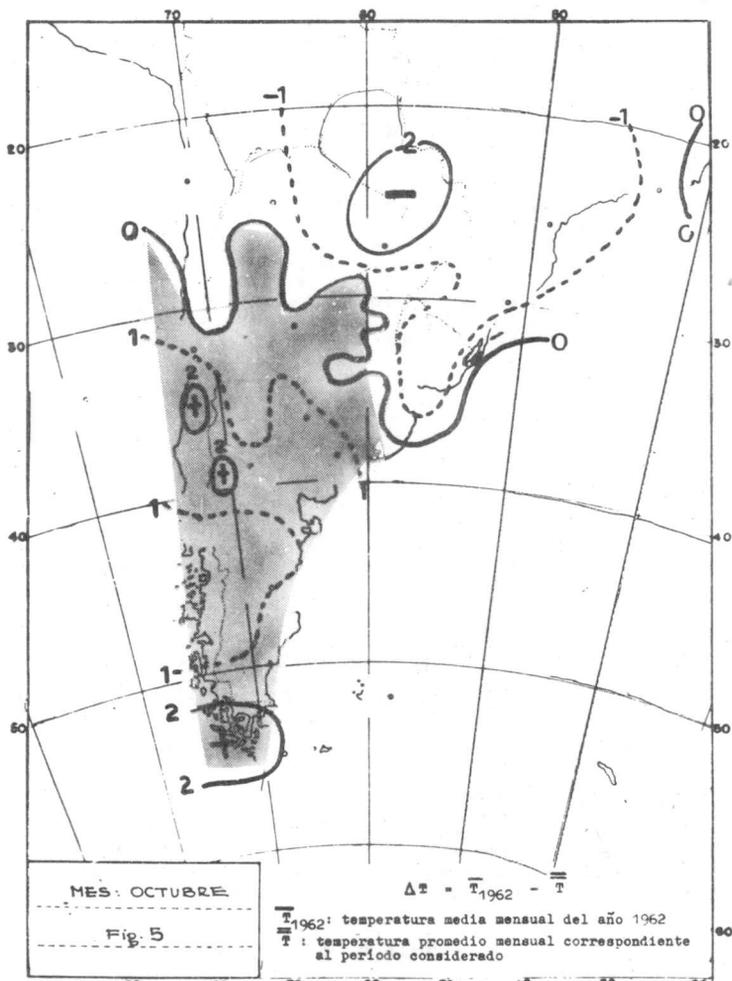
donde:

- $\bar{f}_{62}$  : frecuencia media mensual de la dirección del viento en superficie en escala de mil.  
 $\bar{f}$  : frecuencia promedio mensual de la dirección del viento en superficie en escala de mil, para el período 1951/60.  
 $\Delta f\%$ : representa el porcentaje de casos que superan o se encuentran por debajo de los valores normales.  
 El signo + indica valores superiores a los normales; el signo - indica valores inferiores a los normales.

Estación	Dir.	Ene.	Feb.	Abr.	Mayo.	Jun.	Oct.
POSADAS	N	-69%	-40%	-57%	-89%	-64%	-69%
	NE	-50%	-45%	-47%	-57%	-15%	-21%
CORRIENTES	N	-65%	-82%	-75%	-100%	-36%	-86%
	NE	-63%	-14%	-63%	-29%	-36%	-46%
CERES	N	-24%	-92%	-79%	-20%	-56%	-59%
	NE	-54%	-28%	-19%	-48%	-26%	-22%
		POSADAS		CORRIENTES		CERES	
Latitud		27° 25' S		27° 28' S		29° 53' S	
Longitud		55° 56' W		58° 49' W		61° 57' W	
Altura		133 metros		60 metros		88 metros	

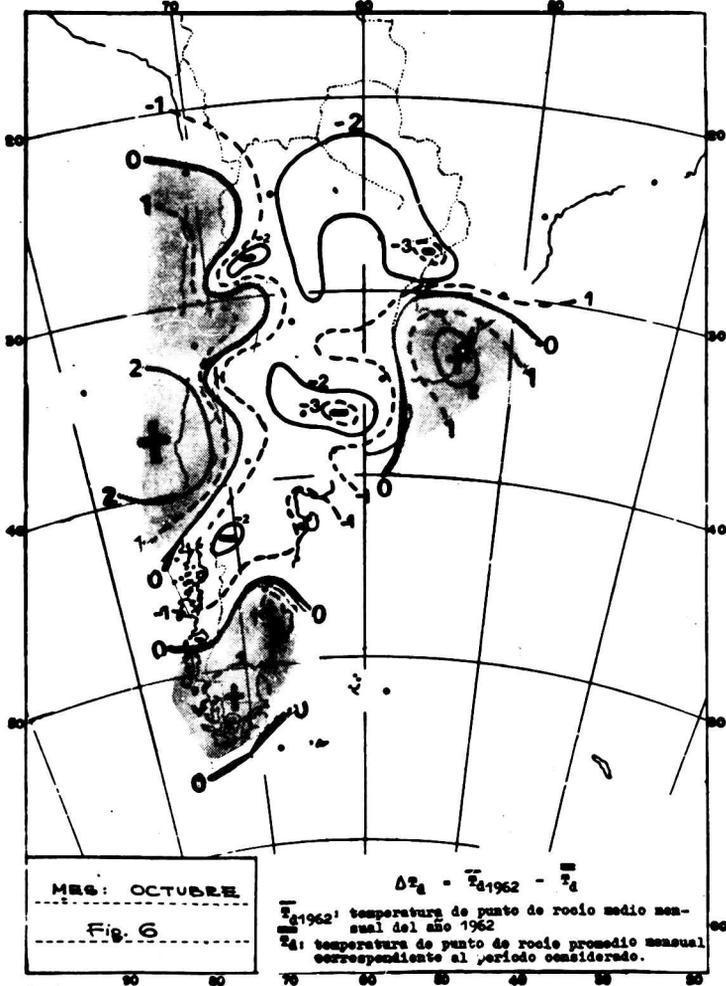
TABLA 1

CAMPO ANOMALO MENSUAL DE TEMPERATURA EN SUPERFICIE (°C)



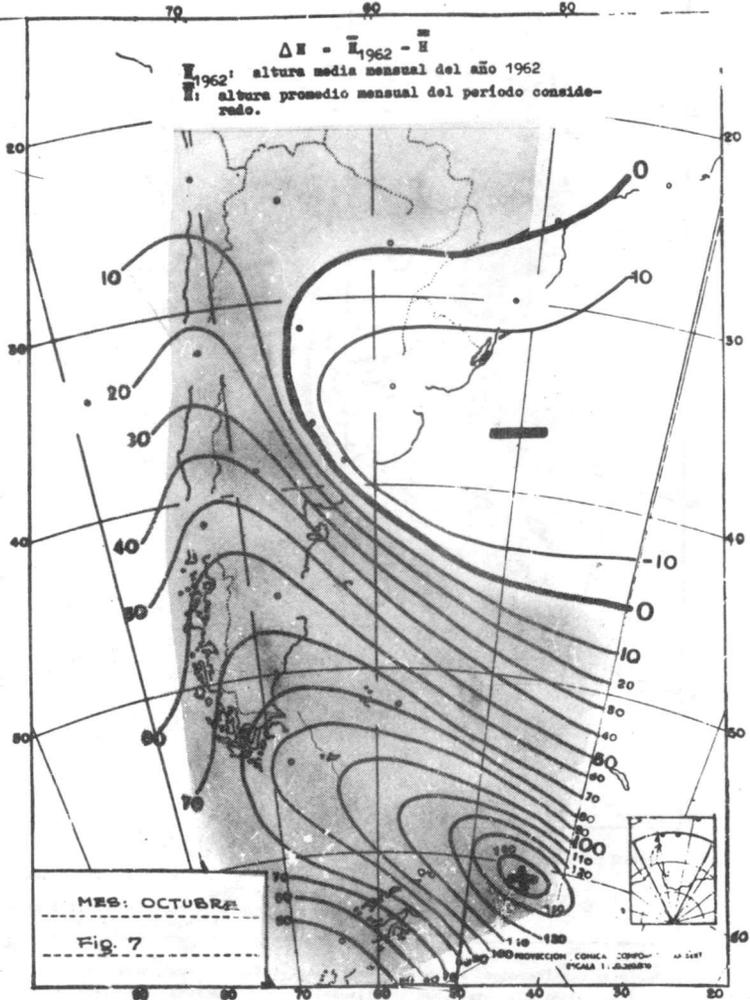
Periodos considerados: estaciones argentinas 1931/60 (complementada con 1941/50 & 1951/60), estaciones brasileras 1931/60, estaciones uruguayas 1951/60, estaciones chilenas 1916/45 y estaciones paraguayas 1941/60.

CAMPO ANOMALO MENSUAL  
DE TEMPERATURA DE PUNTO DE ROCIO EN SUPERFICIE (°C)



Períodos considerados: estaciones argentinas 1931/60 (complementada con 1941/60 & 1951/60, estaciones brasileñas 1931/60, estaciones uruguayas 1951/60, estaciones chilenas 1916/45 y estaciones paraguayas 1941/60

CAMPO ANOMALO MENSUAL DE ALTURAS CORRESPONDIENTE A LA SUPERFICIE ISOBARICA STANDARD DE 500 mb. (MGF)



Periodos considerados: estaciones argentinas 1958/76 y estaciones chilenas 1961/75

## DIRECCION MEDIA MENSUAL DEL VIENTO EN ALTURA

$\overline{dd}$  : dirección promedio mensual del viento, para los períodos  
1958/76 (estaciones argentinas) y 1961/75 (Puerto Montt, Chile).

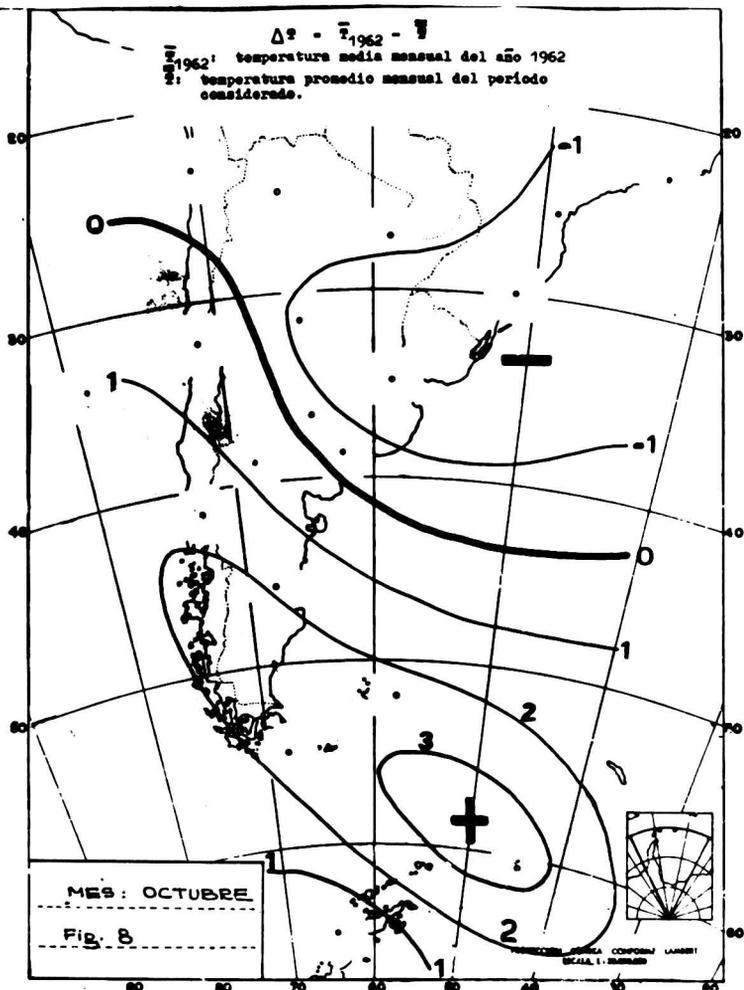
$\overline{dd}_{62}$  : dirección media mensual del viento para el año 1962.

Mes	dirección altura (mb)	Puerto Montt		Ezeiza		Resistencia	
		$\overline{dd}$	$\overline{dd}_{62}$	$\overline{dd}$	$\overline{dd}_{62}$	$\overline{dd}$	$\overline{dd}_{62}$
Enero	850	252	218	255	224	354	146
	700	256	242	233	209	250	213
	500	261	253	249	244	244	241
Febrero	850	253	195	256	199	018	159
	700	258	242	245	224	258	199
	500	261	241	253	227	251	245
Abril	850	281	267	248	181	008	360
	700	270	266	250	234	275	258
	500	267	271	251	250	261	259
Mayo	850	302	306	264	220	355	229
	700	279	274	259	237	306	247
	500	275	274	256	248	267	243
Junio	850	307	320	259	285	339	17
	700	278	289	260	269	305	312
	500	271	282	263	258	276	267
Octubre	850	285	227	234	191	100	233
	700	271	246	245	226	264	216
	500	269	248	257	243	266	240

	EZEIZA AERC	RESISTENCIA AERC	PTO. MONTT (CHILE)
Latitud	34° 49'S	27° 27'S	41° 28'S
Longitud	58° 32'W	59° 03'W	72° 56'W
Altura	20 metros	52 metros	13 metros

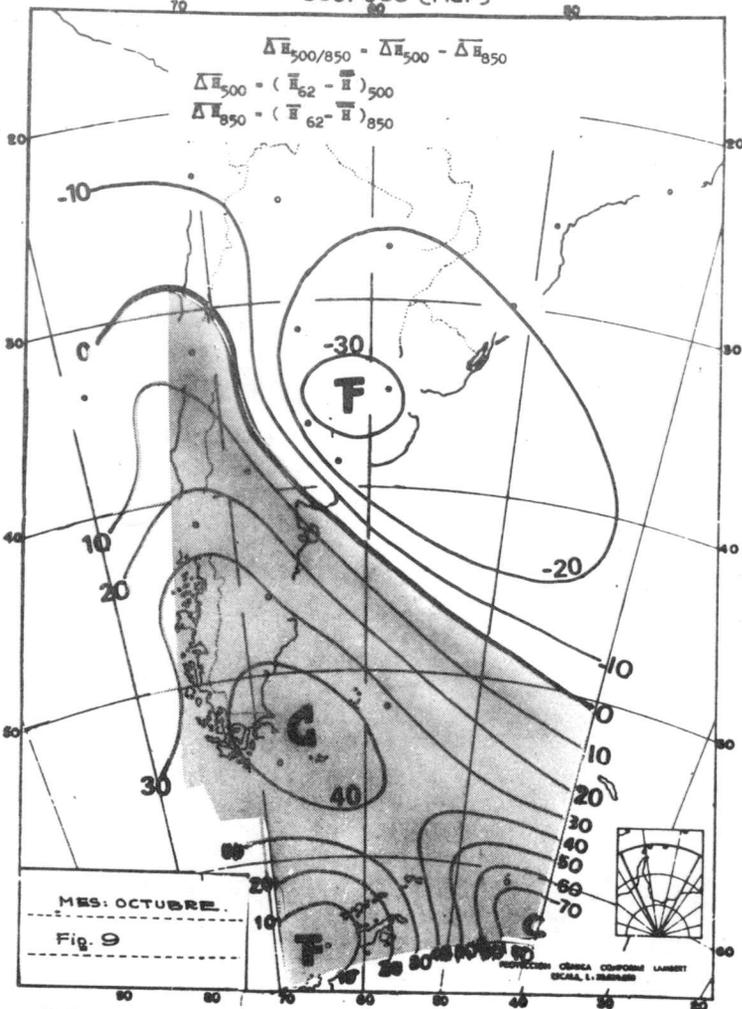
TABLA 2

CAMPO ANOMALO MENSUAL DE TEMPERATURA CORRESPONDIENTE A LA SUPERFICIE ISOBARICA STANDARD DE 500mb. (°C.)



Periodos considerados: estaciones argentinas 1958/76, estaciones chilenas 1964/75

ANOMALIA DE LA TOPOGRAFIA RELATIVA MENSUAL  
500/850 (MGP)



Periodo utilizado: estaciones argentinas 1958/76 y estaciones chilenas 1961/75



PRECISION COMPARADA ENTRE DISTINTOS METODOS DE EVALUACION DE  
CARACTERISTICAS ELECTRICAS DE SUELOS

Víctor H. Padula Pintos  
Instituto Tecnológico de Buenos Aires

RESUMEN

Se hace una exposición de distintos métodos utilizables para determinar características eléctricas de suelos. Se estudian las posibles causas de errores asociadas con ellos. Se comparan los resultados, que fundamentan la adopción de una metodología "clásica", ajustada para eliminar la subjetividad que le es inherente.

SUMMARY

Different usable methods for measuring electrical characteristics of ground are reviewed. The possible causes of errors associated with each method are studied. The results, which make advisable the use of a "Classical" methodology adjusted to avoid subjective errors, are compared.

1.-INFLUENCIA DE LAS CARACTERISTICAS EFECTIVAS DEL SUELO EN LA PROPAGACION DE  
FRECUENCIAS MEDIAS POR ONDA DE SUPERFICIE.

El alcance de una emisión, con una determinada intensidad de campo, depende de su potencia, de la frecuencia, de las características de la antena, y de las características del suelo sobre el cual se propaga la onda. A igualdad de todas las otras condiciones, se muestran en la Figura I las diferentes distancias que pueden lograrse con una misma calidad de señal, en función de la conductividad del suelo.

En general, esta conductividad es el valor más representativo del tipo del terreno y el que por lo tanto se toma en cuenta para estimar alcances. En efecto la permeabilidad relativa es normalmente igual a la unidad y la constante dieléctrica tiene una influencia que se advierte sólo en algunos casos particulares, ya que interviene en la programación modificando la expresión de  $\epsilon'$  según:

$$\epsilon' = \epsilon - j 18.000 \sigma / f$$

donde  $\sigma$  es la conductividad y está dada en Siemens por metro,  $f$  es la frecuencia en megahertz y  $\epsilon$  es la constante dieléctrica. Se advierte en la Tabla I que sólo con las conductividades más bajas la influencia de  $\epsilon$  se hace notable, y aún entonces, trabajando en la parte baja de la banda, los errores que se pueden cometer por asumir un valor equivocado de constante dieléctrica no serán apreciables.

Esto justifica que en la mayoría de los casos se considere un valor dado de  $\epsilon$  y se lo mantenga como constante en los cálculos. El Comité Consultivo Internacional de Radiocomunicaciones ha adoptado el valor 4 y la Federal Communications Commission, de Estados Unidos, 15, para calcular sus curvas de propagación de la onda de superficie.

## 2.-FACTORES QUE INFLUYEN EN EL VALOR DE LAS CONSTANTES DEL SUELO.

La constitución del suelo determina el valor de sus características eléctricas. Sin embargo, la humedad que contenga puede hacer variar esas características dentro de márgenes muy grandes. Esto lleva a pensar que los valores que pueden medirse en determinadas condiciones pueden ser diferentes según se hayan hecho después de una lluvia o después de una época de sequía. Sin embargo, dentro de ciertos límites, se puede decir que a poco de terminada la lluvia, el escurrimiento normal y la evaporación lleva al suelo a sus valores normales, aunque está comprobado que después de una larga sequía las condiciones del suelo muestran apartamientos de lo que podrían considerarse condiciones normales.

La temperatura no constituye un factor crítico, a pesar de que la conductividad disminuye con aquélla, especialmente cerca de los 0°C.

A medida que aumenta la profundidad las variaciones de temperatura del suelo se hacen menos notables por lo que cuando la penetración es mayor, como sucede en las frecuencias más bajas, las diferencias que se advierten son menores.

Esa penetración en el suelo depende de sus características y de la frecuencia. En la banda de radiodifusión en frecuencias medias, se puede estimar que la penetración, considerada hasta donde la señal se atenúa a  $1/e$ , o sea al 37% de su valor de superficie, está aproximadamente entre 2 ó 3 y más de 100 metros, según se trate de terrenos de alta o baja conductividad.

## 3.-CARACTERISTICAS DE LOS METODOS DE MEDICION .

### 3.1-Medición en laboratorio de muestras de suelos.

El método consiste en extraer muestras del suelo en estudio y hacer luego mediciones en laboratorio. Por lo general se utiliza el material extraído como dieléctrico de un condensador, cuya resistencia y reactancia se miden. Normalmente por razones técnicas y de costo, debido a los requerimientos de máquinas y de tiempo sólo es posible hacer extracciones de la parte más cercana a la superficie. Cuando la penetración de la onda sea mayor que la profundidad a que se llegó para obtener la muestra, los datos que se saquen de ésta no serán válidos para poder aplicarlos a cálculos de radiopropagación, a menos que se tenga una absoluta certeza de que el suelo es uniforme a cualquier profundidad. En general se puede tener tal certeza sólo cuando se trate de agua o,

a veces, de rocas.

Si se pretende mejorar la precisión de los resultados habría que extraer muestras de todos los posibles niveles, medirlos y luego calcular la contribución de cada uno al resultado efectivo total, que por supuesto, será función de la frecuencia.

Si se supone un suelo compuesto por sólo 2 estratos de distinta constitución, definidos por  $(\sigma_1; \epsilon_1)$  y  $(\sigma_2; \epsilon_2)$  con un espesor  $x_1$  del medio que está en la superficie, como se ve en la Figura 2, la penetración en el "medio compuesto" será:

$$\sigma = \frac{1 + x_1 (\alpha_2 - \alpha_1)}{\alpha_2}$$

donde  $\alpha$  es la constante de atenuación. Es decir, el "medio compuesto" se comporta como si tuviera una constante de atenuación:

$$\alpha_{ef} = 1/\sigma = \frac{\alpha_2}{1 + x_1 (\alpha_2 - \alpha_1)}$$

El error que se puede cometer al tomar en lugar de este valor el que corresponde al medio del cual se obtuvo la muestra, puede alcanzar los elevados valores que se ven en las Figuras 3 y 4, que corresponden a 0,5 y a 1,5 MHz., respectivamente.

A esos errores hay que agregar los derivados de la diferencia entre la humedad y la compactación reales existentes en el suelo y las que tendrá la muestra al medirse en laboratorio, después del traslado.

Es prácticamente imposible conocer y mantener la compactación del material. Normalmente durante el proceso de extracción se afecta esa compactación, que sin duda se modifica de nuevo al colocar la muestra en el recipiente en que se la transporta. Para disminuir estos inconvenientes sería necesario extraer un bloque grande de suelo, por ejemplo de 50 cm o 1m de lado o bien utilizar un tubo de sección suficiente y bordes afilados que ya sirviera como contenedor para el transporte. Los elementos necesarios y el tiempo que requiere la obtención de cada muestra, llevan las dificultades y el costo a valores que sólo se justifican si se tratara de hacer limitadas mediciones o si el método ofreciera apreciables ventajas sobre los otros posibles.

La variación de la resistividad por modificación de la compactación resulta difícil de estimar ya que normalmente se debe partir de un valor inicial desconocido.

Por último, debe tenerse presente que el método permitiría obtener resultados que sólo serían válidos para el lugar del que se extrajo la muestra. Dicha validez se podría extender a una zona más o menos extensa solamente si se tuviera la certeza de su uniformidad y como para tenerla el único modo sería medirla, se cae en la cuenta de que el método no resulta aconsejable cuando se trata de determinar las características efectivas del suelo que afectan a la radiopropagación en frecuencias medias y en extensiones geográficas grandes.

### 3.2.-Determinación de la resistividad del suelo por medio de sondas.

El método consiste en introducir en el suelo sondas en forma de "lanzas" conductoras, haciendo pasar corriente entre pares de ellas. Como señala el Informe 229-3 del CCIR, la mayoría de las veces las medidas se hacen con corriente continua. Para que la contribución de las capas profundas no sea despreciable la separación entre lanzas debe ser grande, lo que complica el procedimiento en el terreno. Pero por otra parte con separaciones grandes es posible que aparezcan efectos debidos a contribuciones de estratos más profundos que los que corresponden a la penetración de las radiofrecuencias. Esto lleva a pensar en la conveniencia de trabajar con frecuencias cercanas a las de la banda para la que interesa determinar las constantes del suelo. Además juega un papel importante la profundidad a que se colocan las sondas, así como el espesor relativo entre el primero y los siguientes estratos, cuyo efecto se aprecia en la Tabla II, calculada para  $f=1,5$  MHz. Con frecuencias menores la longitud de la sonda será una fracción aún menor de la penetración. Se supone además una sonda de 2 mts, un primer estrato ( $x_1$ ) de 1 m y otro mayor de 2 mts, y un segundo estrato ilimitado. La última columna da, en forma en cierto modo arbitraria una idea de la parte de campo que no es tenida en cuenta en la medición. Es decir: lo que estamos midiendo con sondas de 2m. es sólo una parte de lo que mediríamos a la profundidad de penetración.

### 3.3.-Determinación de las características del suelo por medición de la inclinación del frente de onda.

En frecuencias medias, el modo principal de propagación es por onda de superficie. Normalmente se utiliza polarización vertical. Si el terreno por sobre el que se propaga la onda fuera de conductividad infinita no se producirían pérdidas y esa polarización se mantendría a cualquier distancia de la antena transmisora. Pero en todos los casos prácticos, los terrenos dan lugar a pérdidas, y entonces el frente de onda se inclina. Es decir, el vector de Poynting pasa a tener una componente vertical, proporcional a las pérdidas, en lugar de ser perfectamente horizontal. Por su parte el vector del campo eléctrico tam-

bién se inclina, presentando una componente vertical, como era la polarización inicial, y otra componente horizontal. La inclinación es función de la magnitud de aquellas pérdidas, es decir, es función de las características eléctricas del suelo.

Se comprende entonces que estas características pueden deducirse si se conoce o se mide la inclinación del frente de onda. Sin embargo las dificultades que aparecen hacen que la precisión de los resultados se vea seriamente afectada. En efecto, se ha demostrado (Padula Pintos y otros, 1975) que con el instrumental de que se dispone en plaza hay indefiniciones como las que se muestran en la Figura 5.

En otro trabajo (Padula Pintos, 1978) se ha analizado la precisión con que pueden medirse la inclinación y la excentricidad de la elipse de polarización, y los resultados a que se llega, se muestran en la Figura 6. Es evidente que la indeterminación que puede alcanzar el  $\sigma$  hallado puede llegar a estar en la relación de 1 a 4.

### 3.4.-Método de atenuación de la onda de superficie en función de la distancia.

3.4.1.-Metodología clásica.-Consiste en medir la intensidad de campo a diferentes distancias de la antena, a lo largo de un mismo radial, repitiendo la operación en 8 o más direcciones o radiales. Los valores hallados se vuelcan sobre las curvas de intensidad en función de distancia y de conductividad calculadas teóricamente, para lo cual será necesario normalizar los datos ya que las curvas están trazadas para una determinada potencia y antena, que por lo general no coinciden con las de la emisora que se mide. Se obtienen así gráficos como el que se muestra en la Figura 7 de los que, en gabinete se debe deducir la conductividad efectiva en cada terreno. Se comprueba que difícilmente dos operadores darán un mismo valor. Las diferencias alcanzan, en algunos casos amplitudes que invalidan el método por depender demasiado de apreciaciones subjetivas. Si a ésto se le agrega que el instrumento puede dar un error de medición de más o menos 2db y que es prácticamente imposible en la práctica seguir estrictamente un radial a menos que se disponga de un helicóptero, se concluye que esta metodología es notablemente imprecisa.

3.4.2.-Método de atenuación entre pares de puntos.- Se trata de un ajuste de la metodología anterior, que consiste en medir cuidadosamente la intensidad de campo en varios puntos a una distancia relativamente corta de la antena, por ejemplo 10 Km, y comparar cada valor con el que se obtiene a una distancia mayor. Haciendo una cantidad suficiente de mediciones a 10 Km se puede trazar una representación polar de la intensidad de campo en función del azimut, lo que per-

mitirá realizar las observaciones más lejanas en los puntos en que resulte posible o conveniente. Con la atenuación entre pares de puntos se entra en curvas como las mostradas en la Figura 8 y se obtiene la conductividad.

Esta metodología elimina la influencia de los errores subjetivos de que adolece la anterior. No es posible en cambio evitar los errores derivados de la imprecisión de los instrumentos de que se dispone. En el caso extremo de que se cometan errores de distinto signo en la distancia tomada como "referencia" (10 Km) y en la que se comparará con ella, el valor de la atenuación podría llegar a tener una indefinición de  $\pm 4$ db. Se ve en la Figura 8 que, en 1 MHz esto puede llegar a dar una diferencia máxima en el valor de  $\sigma$  que estaría aproximadamente en la relación de 1 a 4.- Pero si en cada lugar de medición se repiten las lecturas en varios puntos (4 ó 5) separados poco entre sí y se toma como representativos para el entorno los valores medianos de la serie, se comprueba que los errores se reducen a aproximadamente  $\pm 1$  db, lo que lleva a errores en  $\sigma$  que estaría en relación menor que 1 a 2.-

#### 4.-CONCLUSIONES

La sucinta comparación que se ha hecho en los puntos precedentes lleva a apreciar que la metodología de obtener conductividades en base a la atenuación de la señal entre pares de puntos es la que ofrece mejores posibilidades tanto en lo que se refiere a precisión como en lo que hace a simplicidad. Esto independientemente de las ventajas que tiene un método que determina valores efectivos en cada trayecto y no en lugares determinados solamente, que pueden no ser representativos para toda una zona más o menos extensa.

#### BIBLIOGRAFIA

- CCIR;1978:"Determinación de las características eléctricas de la superficie de la tierra"; Informe N°229-3 del Comité Consultivo Internacional de Radiocomunicaciones.
- CCIR;1978;"Curvas de propagación de la onda de superficie para frecuencias comprendidas entre 10 KHz y 10 MHz"; Recomendación N°368 del Comité Consultivo Internacional de Radiocomunicaciones.
- Padula Pintos V.H.,Perez Corral J.C. y Farrel S. ;1975"Metodología para determinar características de suelo";Documento Técnico del Programa Nacional de Radiopropagación DT-7.
- Padula Pintos B.H. y Farrel S.;1975"La inclinación del frente de onda de propagación por onda de superficie";Documento Técnico del Programa Nacional de Radiopropagación DT-8.

Padula Pintos V.H., Perez Corral J.C., Wilder J., Alvarez Ovide B., Irigoín J. y Núñez F.;1976;"Método de atenuación relativa entre pares de puntos para calcular conductividades de suelos";Documento Técnico del Programa Nacional de Radiopropagación DT-16.

Padula Pintos V.H.;1978;"Sobre la posibilidad de medición de conductividades de suelos por el método de inclinación del frente de onda";Documento Informativo del Programa Nacional de Radiopropagación DI-9.

Rep. de Venezuela;1973;"Intensidad eléctrica de la onda de superficie:535-1605 KHz" ;Ministerio de Comunicaciones; Dirección de Telecomunicaciones.

T A B L A I

f (mHz)	$\sigma$ (S/m)	j 18.000 $\sigma/f$	$\epsilon$	/ $\epsilon'$ /	Dif. (%)
0,5	$10^{-3}$	36	4	36,2	7,73
			15	39	
	$5 \times 10^{-3}$	180	4	180,4	0,11
			15	180,6	
	$10^{-2}$	360	4	360,2	0,027
			15	360,3	
$3 \times 10^{-2}$	1080	4	1080	0,009	
		15	1080,1		
1,0	$10^{-3}$	18	4	18,4	27,17
			15	23,4	
	$5 \times 10^{-3}$	90	4	90,1	1,22
			15	91,2	
	$10^{-2}$	180	4	180,04	0,31
			15	180,6	
$3 \times 10^{-2}$	540	4	540,01	0,035	
		15	540,2		
1,5	$10^{-3}$	12	4	12,65	51,78
			15	19,2	
	$5 \times 10^{-3}$	60	4	60,1	2,83
			15	61,8	
	$10^{-2}$	120	4	120,07	0,691
			15	120,9	
$3 \times 10^{-2}$	360	4	360,02	0,077	
		15	360,3		

T A B L A II

$\sigma_1$ (S/m)	$\alpha_1$ (1/m)	$x_1$ (m)	$\sigma_2$ (S/m)	$\alpha_2$ (1/m)	$E_{2m}/E_{Sup.}$	$E_{2m} - F_{penet}$
						$E_{2m}$ (%)
$10^{-3}$	0,042	1	$5 \times 10^{-3}$ $3 \times 10^{-2}$	0,098 0,24	0,869 0,754	58
		$>2$				51
						61
$5 \times 10^{-3}$	0,098	1	$10^{-3}$ $3 \times 10^{-2}$	0,042 0,24	0,869 0,713 0,822	58
		$>2$				48
						55
$3 \times 10^{-2}$	0,24	1	$10^{-3}$ $5 \times 10^{-3}$	0,042 0,098	0,754 0,713 0,618	51
		$>2$				48
						40

## EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

Figura 1.-Distancias alcanzadas con una misma intensidad de campo en función de conductividades del suelo.

Figura 2.-Ejemplo de suelo estratificado con un primer nivel de espesor  $x_1$  y el siguiente de  $x_2$ .

Figuras 3 y 4.-Errores porcentuales que pueden cometerse al suponer suelo uniforme en lugar de estratificado, para distintos espesores de  $x_1$ , frecuencias: 0,5 MHz y 1.5MHz respectivamente y las siguientes conductividades:

Trazo 1 : $\sigma_1 =$	$10^{-3} \text{S/m}$	;	$\sigma_2 = 5 \times 10^{-3} \text{S/m}$
Trazo 2 : $\sigma_1 =$	$10^{-3} \text{S/m}$	;	$\sigma_2 = 3 \times 10^{-2} \text{S/m}$
Trazo 3 : $\sigma_1 =$	$5 \times 10^{-3} \text{S/m}$	;	$\sigma_2 = 3 \times 10^{-2} \text{S/m}$
Trazo 4 : $\sigma_1 =$	$5 \times 10^{-3} \text{S/m}$	;	$\sigma_2 = 10^{-3} \text{S/m}$
Trazo 5 : $\sigma_1 =$	$3 \times 10^{-2} \text{S/m}$	;	$\sigma_2 = 5 \times 10^{-3} \text{S/m}$

Figura 5.- Angulos de indeterminación en el uso del método de inclinación del frente de onda.

Figura 6.-Errores en la determinación de características del suelo para el método de inclinación del frente de onda.

Figura 7.-Valores observados a lo largo de un radial para aplicar el método clásico de atenuación en función de distancia.

Figura 8.-Curvas para cálculo de características de suelos por el método de atenuación entre pares de puntos.

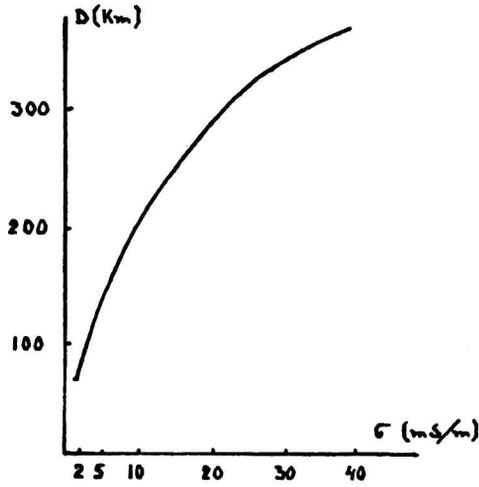


FIGURA 1.-

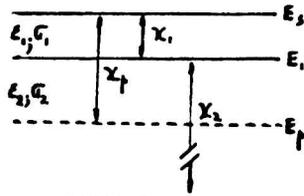


FIGURA 2.-

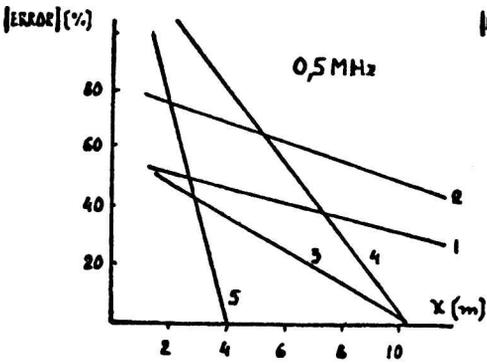


FIGURA 3.-

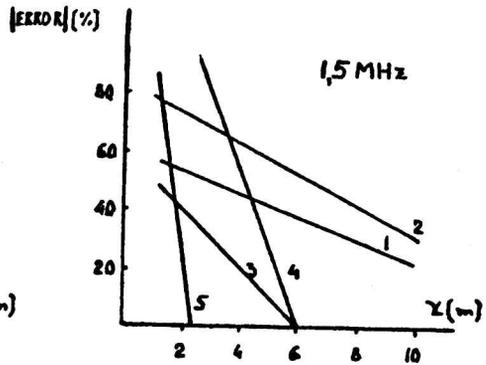


FIGURA 4.-

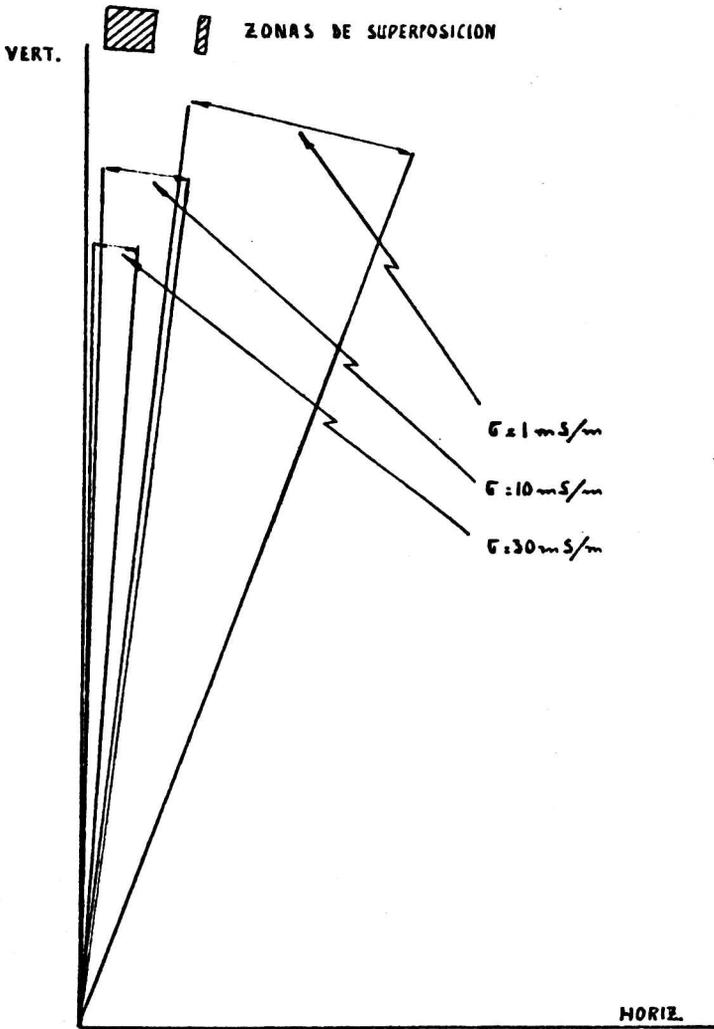


FIGURA 5.-

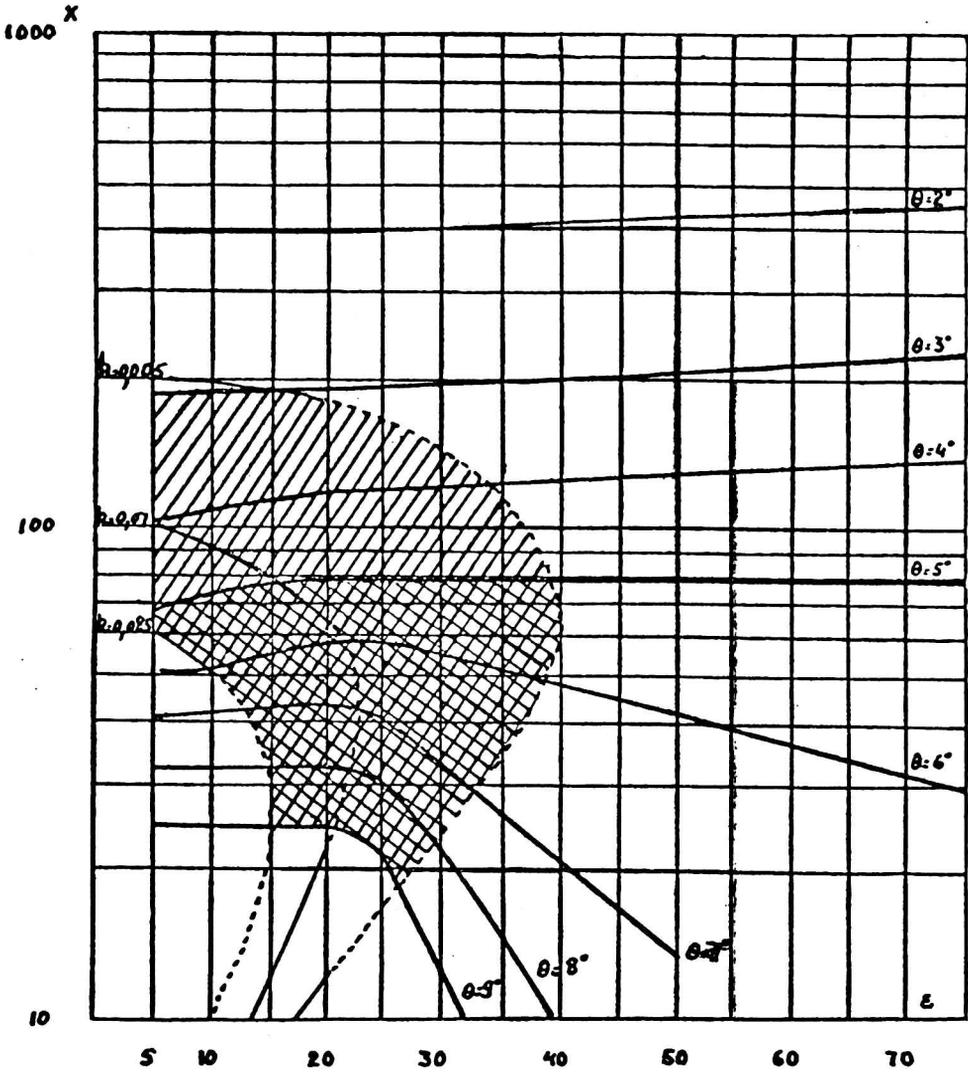


FIGURA 6.

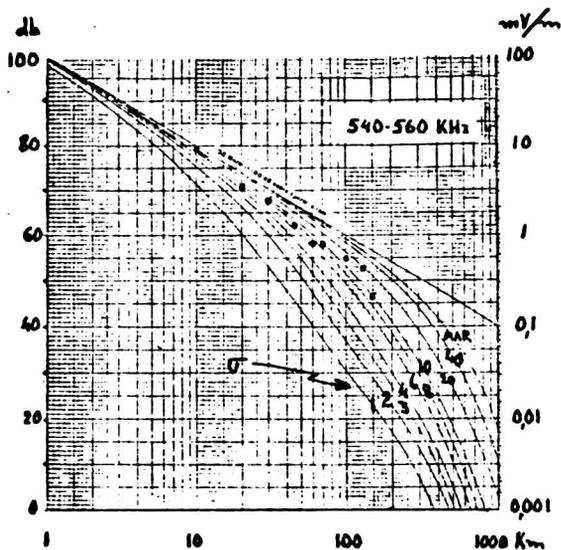


FIGURA 7.-

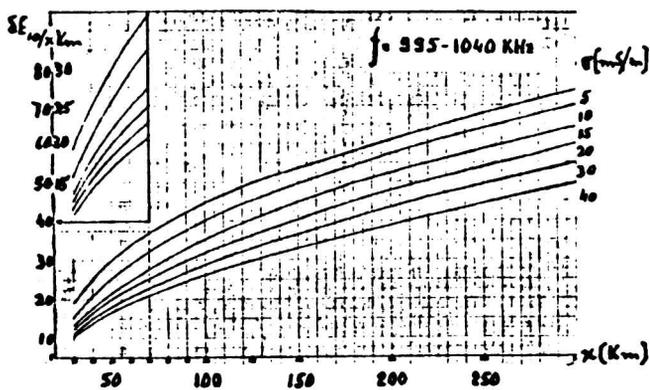


FIGURA 8.-

RELACION ENTRE LAS CONDUCTIVIDADES EFECTIVAS DE SUELOS HA-  
LLADAS PARA LA ZONA CENTRAL DE LA REPUBLICA ARGENTINA Y LA  
RADIOPROPAGACION EN ONDAS MEDIAS

Victor H. Padula Pintos

Instituto Tecnológico de Buenos Aires

RESUMEN

Se expone la influencia de las características eléctricas del suelo en los alcances, en función de frecuencias. Se analizan las consecuencias de trabajar con estimaciones no reales. Se hace una descripción de la metodología de medición y cálculo empleada. Se comparan los resultados hallados con los previstos y se presentan conclusiones referentes al aprovechamiento del espectro.

SUMMARY

The influence of the electrical characteristics of the ground and the frequency in the coverage of medium wave stations is explained. Consequences of working with wrong estimates are analyzed. A description of the method used is offered, making a comparison between the results obtained and previous estimates. Some conclusions about the correct use of electromagnetic spectrum are presented.

## 1.-INFLUENCIA DE LAS CARACTERISTICAS ELECTRICAS DEL SUELO EN LA RADIOPROPAGACION

En frecuencias medias, el modo predominante de propagación es por onda de superficie. Normalmente la antena emisora es un mástil vertical y la polarización de la onda sería también vertical, con el vector de Poynting horizontal y hacia adelante, si el terreno por sobre el que se propaga la señal fuera un conductor perfecto. En la realidad sin embargo, éste tiene una conductividad finita, lo que da lugar a que el frente de onda se incline apareciendo en el vector de Poynting una componente vertical, relacionada con las pérdidas que se producen en este suelo no perfecto. Cuanto más pobre sea la conductividad del terreno, mayores serán las pérdidas y lógicamente también mayor la inclinación que adquiere el frente. En esto se basa uno de los métodos de medición de dicha conductividad, pero como se comprende fácilmente, el dato que se obtenga será válido solamente para el punto en el que se haga la medición y no se podrá suponer que una zona más o menos extensa tenga la misma conductividad, salvo que se sepa con certeza que tiene las mismas características de constitución, humedad, etc, cosa que a su vez sólo se podría asegurar después de hacer mediciones. Lo dicho pone en evidencia que cuando se trate de medir superficies grandes, como sucede por ejemplo en la República Argentina, para obtener información aplicable a las radio comunicaciones, este método resulta poco aconsejable.

sejable. La influencia que las pérdidas en el terreno tienen en los alcances de las emisiones se ponen en evidencia en la Figura 1. Se advierte que con una misma potencia se colocará una determinada intensidad de campo a mayor distancia cuanto mayor sea la conductividad del suelo, y que la relación entre esas distancias puede llegar a ser muy grande (1 a 4) cuando la calidad de los suelos sea muy diferente.

## 2.-CONSECUENCIAS DE TRABAJAR CON ESTIMACIONES DE CONDUCTIVIDAD

Para calcular el alcance, -es decir, la zona de cobertura de una emisora-, se hace uso de curvas trazadas en base a consideraciones teóricas, que permiten obtener la intensidad de campo en función de distancia, frecuencia y características de suelos. Para el trazado de estas curvas se asume una determinada potencia efectiva irradiada, por lo que habrá que relacionar con ella la de la emisión de que se trate. En la Figura 2 se muestra un juego de tales curvas, correspondientes a 1 MHz. Se observa que la intensidad de la señal que es dable esperar a una distancia cualquiera tendrá diferencia de muchos decibeles según el tipo de terreno sobre el que la señal se propague, y que la diferencia aumentará cuanto mayor sea la distancia. Por ejemplo a 10 Km la diferencia entre suelos de 40 y de 2 mS/m sería de 10,5 db mientras que a 100 Km esa diferencia

alcanzaría los 28 db y a 200 Km llegaría a 32 db. Pero aún cuando los suelos no fueran tan distintos, sino que se tratara de dos que tuvieran 10 y 20 mS/m respectivamente, a 100 Km la diferencia sería de 6,5 db, o sea una relación entre las intensidades de campo de ambas señales de 1 a 2,11.

Si no se conocen bien las características eléctricas del terreno, es lógico que puedan aparecer diferencias grandes entre las intensidades de campo previstas y las realmente colocadas por una estación una vez que esté en el aire.

Esto no sería demasiado importante si no sucediera, como ahora, que el espectro de radiofrecuencia está saturado. A raíz de ello es necesario asignar una misma frecuencia a más de una emisora lo que a su vez exige proveer la cobertura de cada una para eliminar las posibilidades de interferencias perniciosas en la zona que se les haya fijado como "de servicio". Cuando no se conocen las conductividades resulta indispensable tomar márgenes de seguridad más o menos amplios para evitar inconvenientes. Parece ilustrativo tomar dos casos: uno en el que se supone conductividad superior a la real y otro en el que se la estima inferior a la verdadera.

#### 2.1.-Trabajando con conductividad superior a la real.

Suponiendo que la conductividad real fuera de 20 mS/m; que se trabajara en la creencia de que es de 40 mS/m, y que se quisiera determinar el contorno de 1 mV/m para una emi-

sora de 10 KW de potencia efectiva, lo que equivale a 19,5 db. de relación de potencias con la emisora tomada como referencia para las curvas mostradas en la Figura 2. En ellas se deberá buscar entonces la distancia entrando no con 1 mV/m, equivalente a 60 db sino con 0,105 mV/m, equivalente a 60-19,5=40,5 db. Esto lleva a que con 20 mS/m el alcance que se busca sería de 155 Km mientras que con un suelo de 40 mS/m, con la misma intensidad de campo se llegaría a 225 Km. La Figura 3 muestra, muy esquemáticamente, lo que puede ocurrir, si se deseara proteger la intensidad de 1 mV/m. En una distancia de 1350 Km en línea recta se podría empezar el trabajo partiendo de la posibilidad inicial de instalar 3 emisoras en la misma frecuencia, mientras que con conocimiento de la conductividad verdadera se podría pensar en 4. Esto equivale a decir que instalando emisoras distanciadas 225 Km entre ellas quedarían varios anillos cubiertos con intensidades de señal inferiores a la deseada.

## 2.2- Trabajando con conductividad inferior a la real.

Manteniendo el mismo valor para la conductividad real, partiendo ahora de una suposición de 10 mS/m, se prevería un alcance de sólo 110 Km. La situación resultante se esquematiza en la Figura 4, en la que se ve que con estaciones a 220 Km una de otra aparecerían amplias zonas de superposición de señales con intensidades superiores a las

deseadas.

Como consecuencia de lo anterior, y como se dijo antes cuando no se conocen con certeza las características eléctricas de un terreno, se deben tomar márgenes de seguridad para evitar interferencias, distanciando las estaciones lo suficiente como para cubrir eventualidades, a riesgo de dejar amplios vacíos sin servicio en esa frecuencia. Aún así, se dan casos en los que la realidad supera esas previsiones.

### 3.- METODOLOGIA EMPLEADA PARA VERIFICAR CONDUCTIVIDADES EN TERRITORIO ARGENTINO

En otros trabajos ( Padula Pintos y otros, 1973) se ha expuesto en detalle el método utilizado y los motivos que han respaldado su elección. Consiste en resumen en medir intensidades de campo a distintas distancias de la antena, compararlas con las que se obtuvieron a una distancia corta, tomada como referencia y con la atenuación producida entre uno y otro lugar obtener la "conductividad efectiva" entre ambos puntos. Conviene tener presente que este valor de conductividad puede no existir exactamente en ningún punto entre los que se hayan hecho las mediciones. El concepto es el de que "el terreno se comporta como si en el tramo medido tuviera una conductividad uniforme igual al valor hallado". Esto es en realidad lo que se necesita para los fines prácticos de aplicación a las radiocomu

nicaciones. Si para otra finalidad se requiriera conocer el valor exacto de las características del suelo en algún o algunos puntos determinados, este método no sería ya el aconsejable.

#### 4.-COMPARACION ENTRE ALGUNOS DATOS HALLADOS Y LOS PREVISTOS

Existen dos estimaciones diferentes de las conductividades de los suelos en la República Argentina. En general se trabaja con la que se ofrece en la carta N°425 RV de la Secretaría de Estado de Comunicaciones cuyos datos se reproducen aproximadamente en la Figura 5. Muchos de sus valores han sido comparados con registros reales, pero en forma no sistemática de modo que no ha sido posible hacer un ajuste completo de ellos. Otra fuente de información para pronosticar la intensidad de las señales de estaciones puede ser la "Carta de conductividad estimada del suelo" de la Unión Internacional de Telecomunicaciones ( U.I.T.;RLA/74/028), que se basa fundamentalmente en datos geológicos. Sus valores se aprecian en la Figura 6. Se advierte fácilmente que los datos de ambas fuentes no son concordantes. La Figura 7 muestra los resultados hallados en base a campañas de medición realizadas como parte del Programa Nacional de Radiopropagación. Se aprecia que las diferencias son notables: en algunos casos en relación hasta de 1 a 10.-Es indispensable hacer una salvedad a fin de interpretar correctamente los resultados obtenidos hasta ahora. La información con que se

trabaja es recogida en campañas de mediciones en la que se recorre una muy extensa zona cuya superficie es del orden de 40 a 50.000 Km<sup>2</sup>, muchas veces por caminos difíciles o aún por huellas, alejados de poblaciones medianas. No es conveniente la instalación de campamentos porque las campañas exigen una gran movilidad. Además por razones de disponibilidad de vehículos, instrumentos y personal es necesario limitar cada una a lapsos relativamente breves, que por lo común son del orden de no más de 25 a 30 días. Como las características eléctricas del terreno son función, entre otras cosas, de la humedad que contenga, se comprende que existe la posibilidad de que algunos registros se hagan después de una sequía más o menos prolongada y otros, poco tiempo después de alguna lluvia intensa. Esto obliga a tomar como provisorios los resultados obtenidos. Será necesario después un ajuste para lo cual se requieren series más largas de observaciones en una cantidad ya reducida de lugares.

#### 5.-MODIFICACIONES DE ALCANCES PREVISTOS EN FUNCION DE LAS CONDUCTIVIDADES

Posiblemente resulte ilustrativo tomar un par de casos para ejemplificar las diferencias en la intensidad de las señales según se tome la conductividad previamente estimada (Figura 5), o la determinada provisoriamente ahora (Figura 7). Si se supone la emisora en la Ciudad de San Juan transmitiendo en MHz y se eligen dos direcciones: una hacia San Luis y

la otra hacia Mendoza se verifica que en el primer caso, a 250 Km de la antena la diferencia alcanzará a 21 db y en el segundo a 150 Km esa diferencia será de 12 db. Esto equivale a decir que se tendría una señal de 10 mV/m donde se haya previsto tener solamente 1 y 3 mV/m respectivamente. Estas diferencias (12 ó 21 db) pueden significar interferencias serias a otras emisoras en lugares en los que no se prevería tenerlas.

#### 6.- CONCLUSIONES

Se hace evidente la necesidad de contar con la información más correcta posible para estimar los alcances de las estaciones y asignar frecuencias y potencias. El espectro de radiofrecuencia constituye un recurso natural que se contamina y se satura. Su correcta administración y protección constituye uno de los problemas más serios para los servicios de comunicaciones. Los trabajos que se realizan tienden a ofrecer una herramienta para facilitar la solución de esos problemas.

#### BIBLIOGRAFIA

Padula Pintos V.H.; Perez Corral J.C.; Wilder J.; Alvarez Ovide B.; Irigoín J. y Nuñez E.; 1976; "Método de atenuación relativa entre pares de puntos para calcular conductividades de suelos"; Documento Técnico del Programa Nacional de Radiopropagación, DT-16.

Unión Internacional de Telecomunicaciones, 1977, "Infraestructura y actividades consecutivas para la administración de frecuencias radioeléctricas" (RLA/74/028) Resultado del Programa y Recomendaciones. Informe para los Gobiernos de América Latina y Caribe.- Ginebra, 1977.-

#### EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

- Figura 1.- Coberturas con iguales intensidades de campo, para tres frecuencias diferentes, en función de conductividad de suelos.
- Figura 2.- Curvas de intensidades de campo en función de distancia y características del suelo.
- Figura 3.- Coberturas reales y estimadas erróneamente suponiendo conductividades mayores que las existentes
- Figura 4.- Coberturas reales y estimadas erróneamente suponiendo conductividades menores a las existentes.
- Figura 5.- Conductividades de suelos ( en mS/m) en la República Argentina, según datos de la carta N°425 RV de la Secretaría de Estado de Comunicaciones.
- Figura 6.- Conductividades de suelos en la República Argentina, según datos de la carta de Unión Internacional de Telecomunicaciones ( U.I.T./RLA/74/028)
- Figura 7.- Valores de conductividades de suelos, (en mS/m) hallados con datos recogidos en campañas del Programa Nacional de Radiopropagación (PRONARP).-

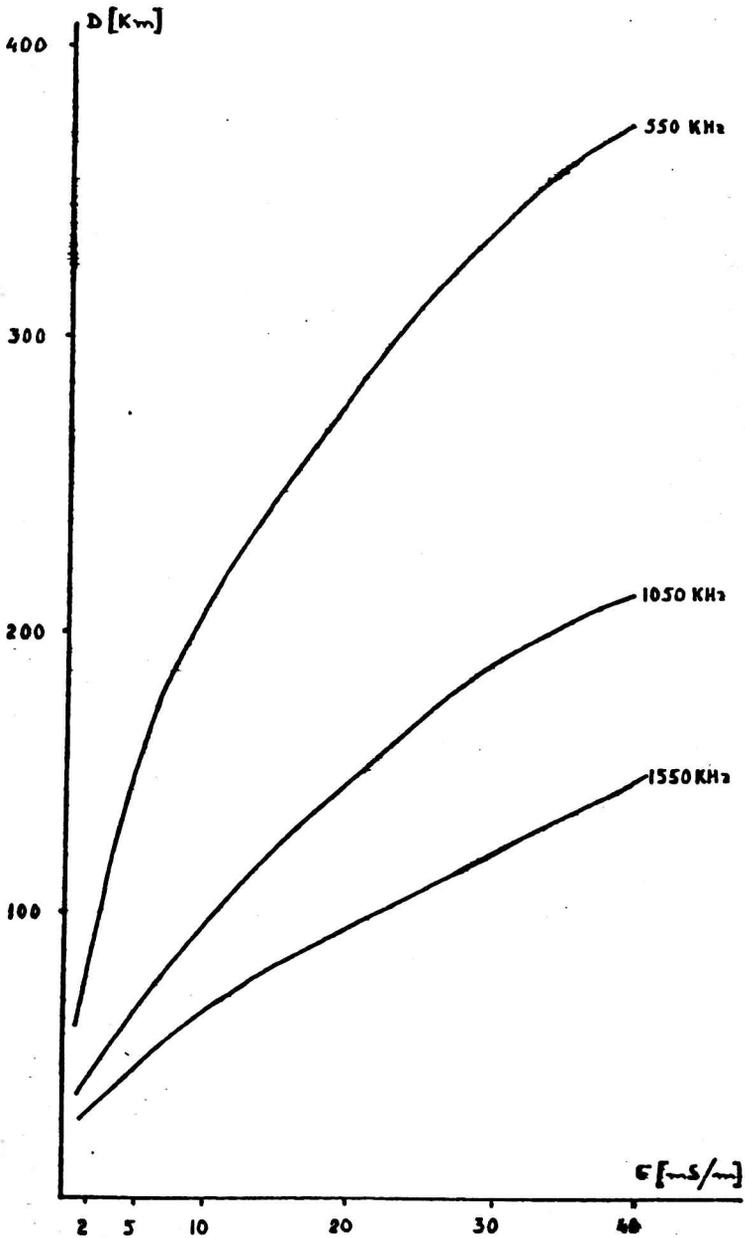
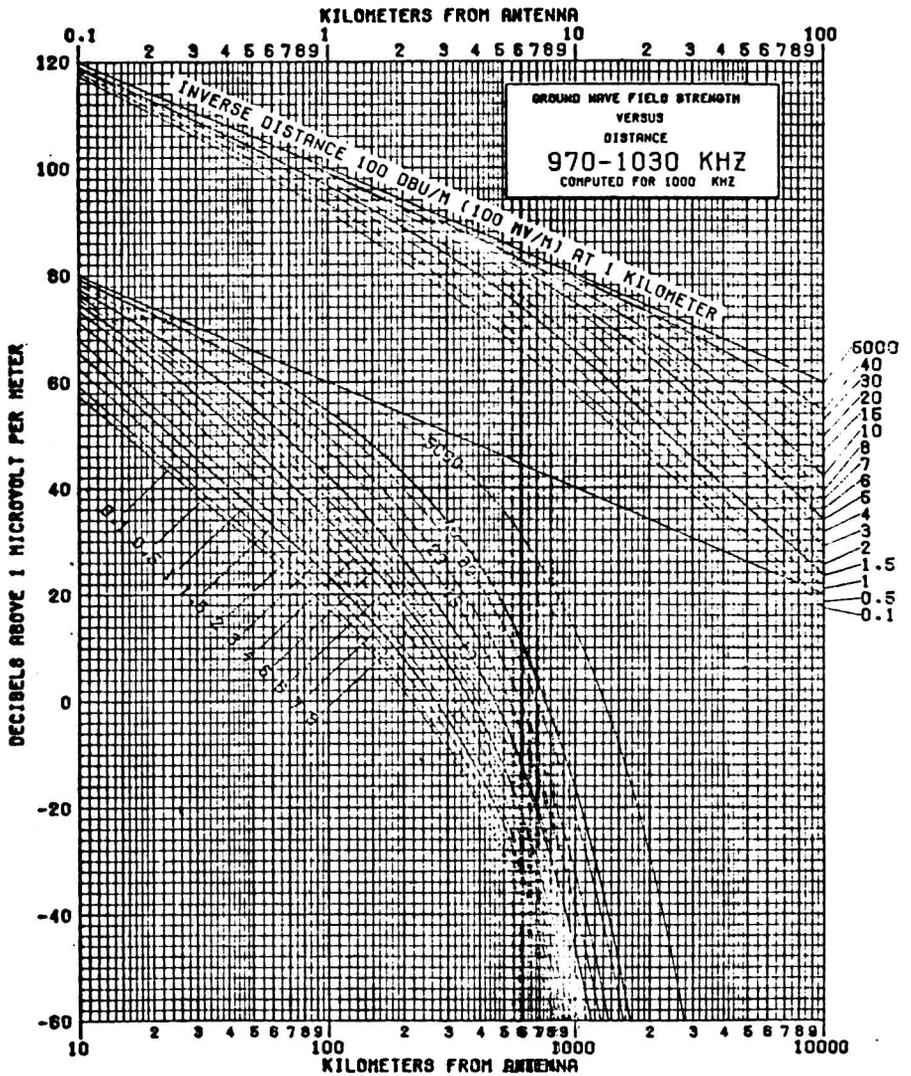


FIGURA 1.-



GRAPH 12

THE CURVES ARE LABELLED WITH THE GROUND CONDUCTIVITIES IN MILLI-SIEMENS/METER. ALL CURVES EXCEPT THE 5000 MS/M(SEA WATER) CURVE ARE DERIVED FOR A RELATIVE DIELECTRIC CONSTANT OF 16. THE SEA WATER CURVE IS DERIVED FOR A DIELECTRIC CONSTANT OF 80.

FIGURA 2.

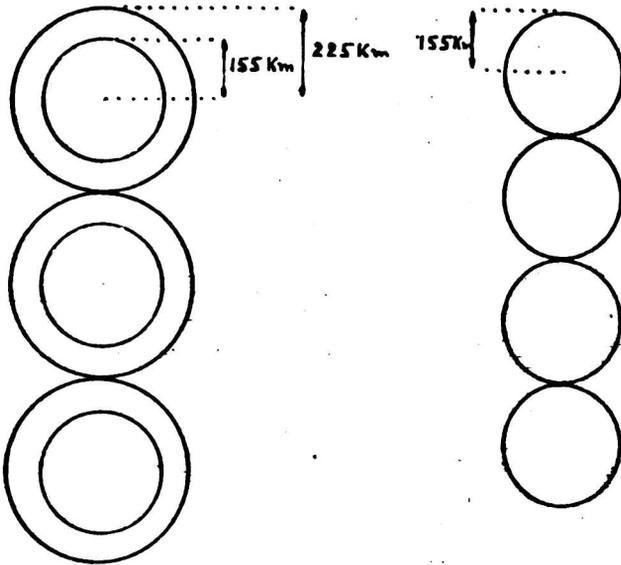


FIGURA 3.-

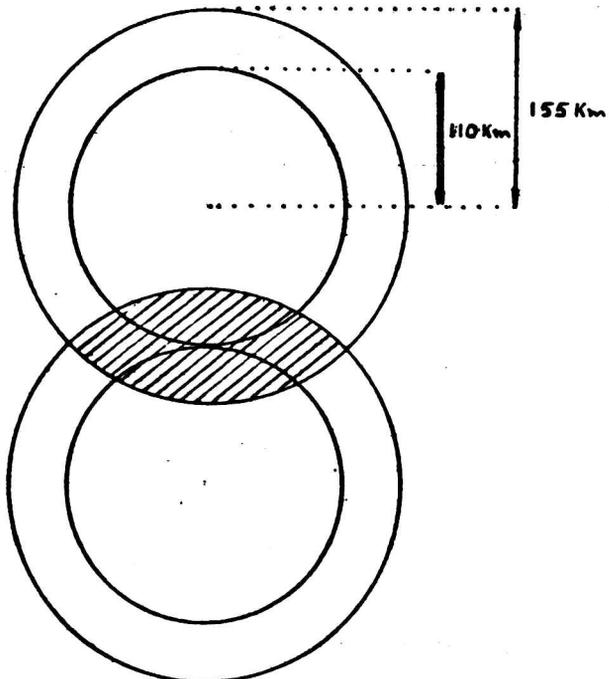


FIGURA 4.-

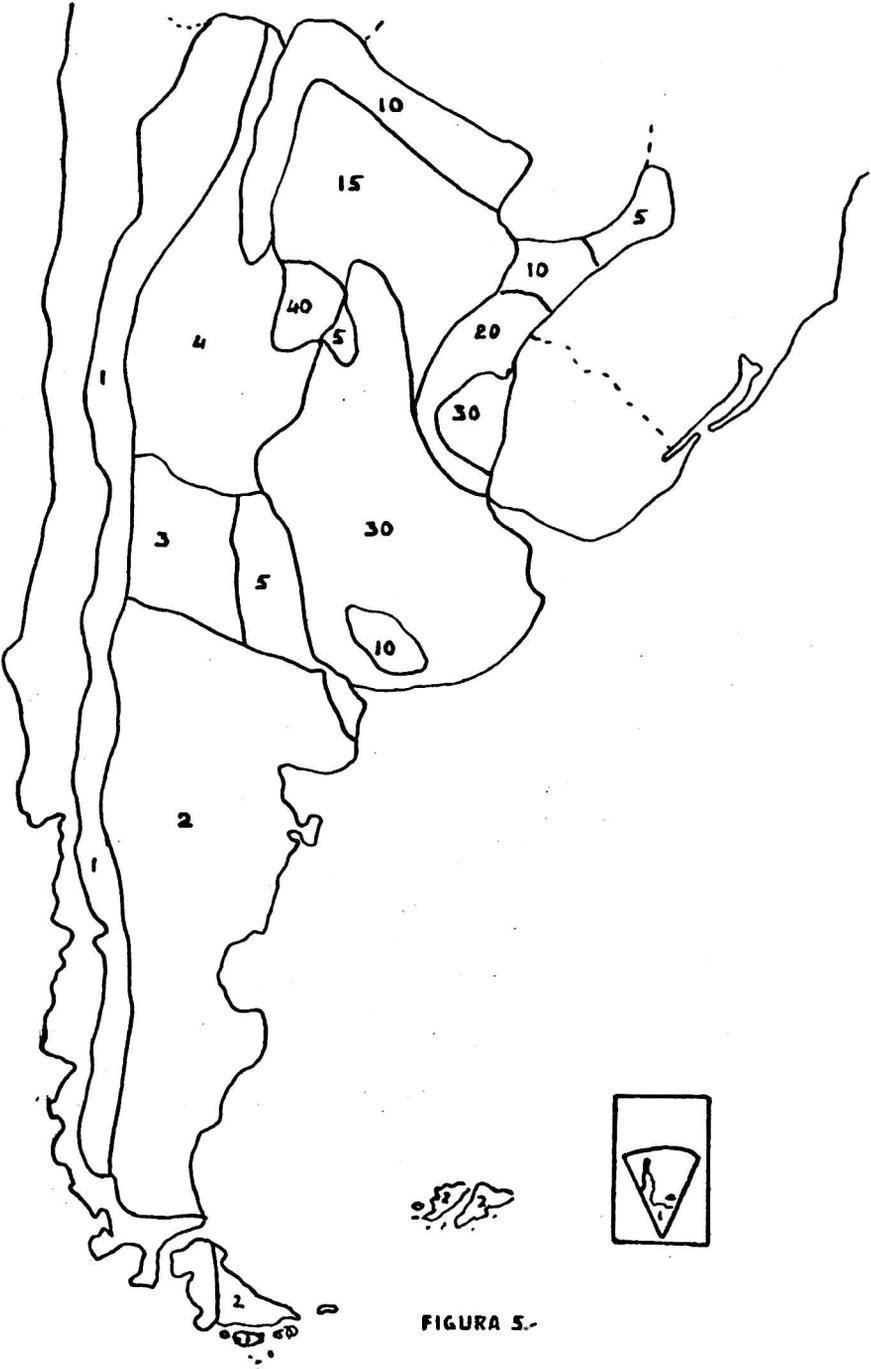


FIGURA 5.-

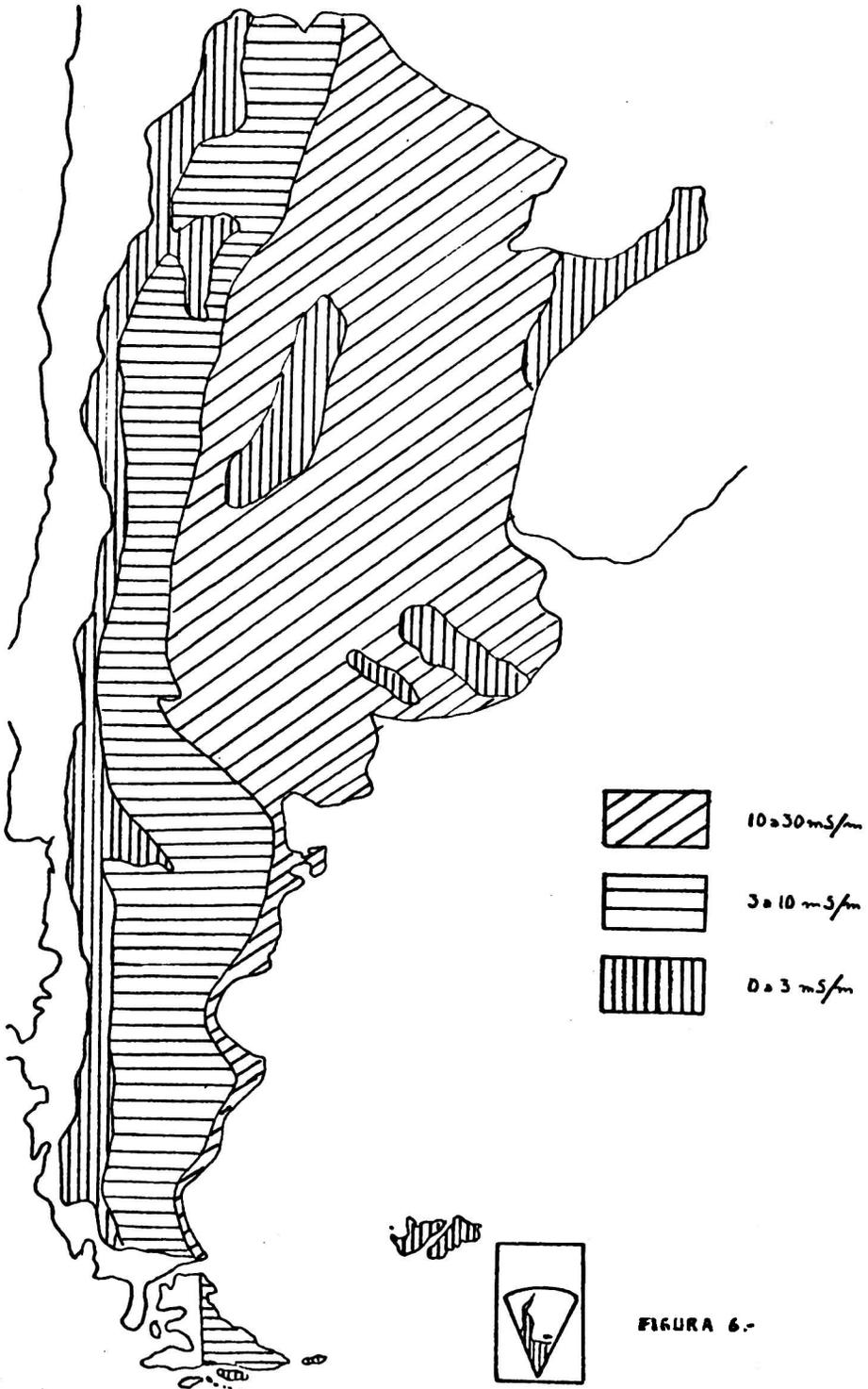


FIGURA 6.-

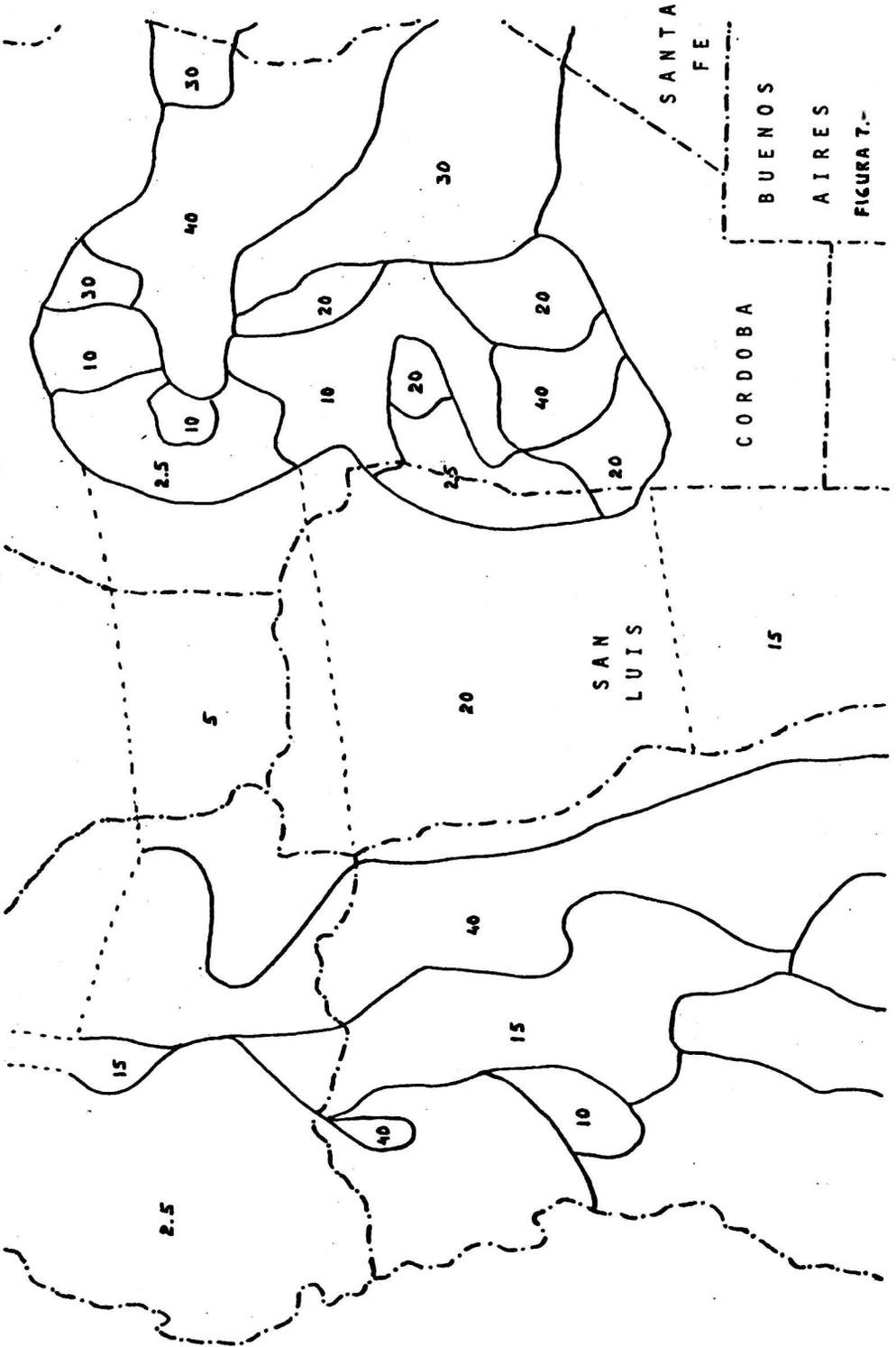


FIGURA 7.-

EVIDENCIA DE LA PRESENCIA DE LA GARGANTA DE DENSIDAD ELECTRONICA  
EN LOS REGISTROS DE LOS SONDADORES DE LA RED SUDAMERICANA

José R. Manzano, Jorge V. Lascano y Bernardino P. Toledo

Instituto de Física, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología  
Universidad de Tucumán

Leila Kurban, Marta M. de González, Rogelio Cejas y Rodolfo Perelló  
Centro de Investigaciones Regionales, San Juan

RESUMEN

La aparición de la garganta de latitud media en la concentración electrónica ionosférica, ha sido generalmente observada con registros de la ionósfera de tope. El análisis de los datos proporcionados por la red sudamericana de sondadores de superficie, lleva en forma evidente a la conclusión de que esa garganta también se presenta a latitudes menores que la de Puerto Stanley, correspondientes a valores del parámetro de capa L menores que los encontrados para la garganta "vista" desde satélites en otras regiones del globo terrestre.

Asimismo, es clara la presencia de un "pedestal" de incremento de ionización, más allá de la garganta, pero a latitudes aún alejadas del óvalo auroral.

Se atribuyen ambos procesos y su discrepancia con otros resultados en cuanto a ubicación, a la presencia de la anomalía magnética sudamericana.

ABSTRACT

The appearance of the middle latitude trough on the ionospheric electron concentration, has been generally observed with topside ionosphere records. The analysis of data provided by the South American network of surface sounders suggests in an evident way, that the trough is also present at lower latitudes than Pt. Stanley corresponding to L-shell parameter values smaller than those found for the trough "seen" from satellite heights, for other regions of the terrestrial globe.

Likewise, the presence of a "pedestal" of increased ionization is clear, beyond the trough, but at latitudes still somewhat distant from the auroral oval.

Both effects, the trough and the pedestal at lower latitudes than "normal", could be justified by the existence of the South American magnetic anomaly.

## INTRODUCCION

Desde los primeros trabajos de Muldrew (1965) ha existido mucho interés en los fenómenos de vaciamiento de partículas cargadas en la región F de latitudes medias y altas, y en su posible conexión con los mecanismos que se consideran responsables de la formación de la plasmapausa, capa límite de la plasmasfera. Esta constituye uno de los sectores de la magnetosfera considerado como reservorio de plasma "frío", consistente de protones, iones pesados y electrones de origen ionosférico en general. Tanto la garganta observada en los perfiles latitudinales de electrones como la observada para iones, llevó a los investigadores a la suposición de que ambas gargantas podían ser consecuencia de mecanismos comunes o similares (Sharp, 1966).

El análisis de la frondosa cantidad de datos proporcionados por los satélites artificiales (p.ej. Ariel, Alouette, Isis, AE-C) ha revelado que la garganta de latitudes medias en la concentración electrónica, es uno de los aspectos más notables de la ionósfera, observada durante la noche principalmente entre latitudes magnéticas invariantes de  $40^{\circ}$  a  $60^{\circ}$  (Tulunav y Savers, 1971; Tulunav y Grebowsky, 1975; Tulunav y Grebowsky, 1978).

Un rasgo importante de la garganta de latitud media es su tendencia a disiparse, e incluso a hacerse indistinguible, durante las horas del día, existiendo evidencia experimental de que la posición de la misma se mueve hacia altas latitudes cuando se va pasando de la noche al día.

El análisis de diversos investigadores (Rycroft y Burnell, 1970; Rycroft y Thomas, 1970; Kohnlein y Raitt, 1977), realizado estadísticamente, muestra que la línea de campo geomagnético que pasa por el centro de la garganta marca la posición de la plasmapausa magnetosférica. En cambio, en el trabajo de Grebowsky y otros (1976), basado en un análisis caso por caso, la relación es más dudosa.

Los primeros estudios sugirieron que la garganta de la región F era una consecuencia natural de la competencia de dos mecanismos: la declinación de densidades hacia altas latitudes, por incremento del ángulo cenital del sol, y el incremento de ionización producido por precipitación auroral. La gran dificultad encontrada en aclarar la conexión dinámica entre la garganta y la plasmapausa, ha llevado actualmente a los investigadores a concentrar sus esfuerzos en definir más uniformemente la morfología de la garganta (Men

dillo y Chacko, 1977) y/o en encontrar el modelo físico que mejor explique la formación de la depresión en la región F. La tendencia actual en este último aspecto, está basada en los efectos de la convección magnetosférica sobre la ionósfera de alta latitud y en la importancia de la deriva del plasma en cualquier teoría de formación de la garganta (Spiro y otros, 1978). Banks y otros (1974) sugieren que las grandes velocidades de deriva de los iones incrementarían la rapidez de conversión de  $O^+$  a  $NO^+$ , con el posterior decaimiento del plasma por recombinación, llevando así a las depresiones en la concentración total de iones observada. Las observaciones de Spiro y otros (1978) revelan que en el sector de pre-medianoche, en tiempo local, el plasma deriva generalmente hacia el oeste en la porción polar de la garganta, mientras que la porción de baja latitud rota hacia el este. Observaron que la concentración iónica total varía ligeramente a través de la región donde el flujo se invierte (Punto estacionario). Los resultados sugieren a los autores que ese punto se encuentra entre las 18 y las 24 hs de TL (sector pre-medianoche). La idea consiste en que la garganta se forma por decaimiento ionosférico durante el largo tiempo requerido para que el plasma fluya hasta detenerse y cambiar de dirección. El patrón de flujo está generado por la expresión  $\vec{v} = (\vec{E} \times \vec{B}) / B^2$  en un sistema fijo de coordenadas no rotantes. El campo  $\vec{E}$  está formado por la proyección del campo eléctrico magnetosférico en la ionósfera y por el campo eléctrico de corotación, siendo  $\vec{B}$  el campo geomagnético.

#### ANALISIS DE MEDICIONES

El trabajo presente está basado en datos proporcionados por la red sudamericana de sondadores. Dada la escasez de sondadores y la dispersión de los mismos, no es posible pensar en una estructura fina del proceso. El análisis realizado no puede ser tomado estrictamente, desde un punto de vista cuantitativo, sino como una descripción cualitativa pero con suficiente fuerza como para probar la validez de los mecanismos de formación de la garganta e incluso del mecanismo que conduce a la aparición del pedestal de alta latitud.

La figura 1 representa una imagen "tridimensional" de los datos de foF2 para la red de sondadores sudamericana y antártica. Los datos corresponden a la mediana mensual de los valores horarios para

setiembre de 1971, representándose solamente el intervalo de tiempo entre las 15 hs y las 24 hs de tiempo estandar local. De la observación de la misma se puede confirmar que en las horas diurnas no existen vestigios de garganta, aunque ésto no implica que la misma no pueda manifestarse hacia mayores latitudes, no alcanzadas por los sondadores disponibles. Recién a partir de las 18 hs y hasta las 22 hs se observa una significativa garganta en foF2, o lo que es equivalente, en la concentración electrónica NmF2. A partir de las 23 hs la garganta empieza a disiparse. El mínimo en la garganta se manifiesta en esta figura prácticamente para la latitud de Puerto Stanley, que corresponde a una latitud geomagnética de  $-40,4^\circ$  y a un parámetro de capa  $L=1,58$ . Los resultados basados en mediciones de satélites ubican ese mínimo en una latitud geomagnética de  $-60^\circ$  y  $L=4$  a  $4,5$ .

La figura 2 representa foF2 para la misma red, pero sin incluir Huancayo, para el sector pre-medianoche del día posterior a la iniciación de una tormenta magnética, cuyo SC tuvo lugar el 26 de setiembre a las 14 hs de tiempo local. La representación corresponde al día 27 de setiembre de 1971. Si bien se manifiesta el mínimo de la garganta nuevamente hacia la latitud de Puerto Stanley, su duración (19 a 22 hs) es menor en tiempo que en el caso anterior (18 a 23 hs), con un comienzo más brusco en su aparición. El aspecto llamativo de la representación es el extraño comportamiento de foF2 hacia la latitud de Concepción, con un pico que hasta ahora no ha sido posible explicar. ¿Se debe el mismo a un efecto real, o es una falla del correspondiente sondador?. Nuestra tendencia sería a considerarlo como un inconveniente de equipo, dado que el efecto no se manifiesta en forma sistemática, sino más bien azarosa.

El período analizado en las figuras 1 ( $Rz=50,2$ ;  $\Sigma Kp=17,4$ /promedios mensuales) y 2 ( $Rz=40$ ;  $\Sigma Kp=35-$ ) corresponde a la mitad del camino de decrecimiento de la actividad solar. En cuanto a las figuras 3 ( $Rz=32$ ;  $\Sigma Kp=8,2$ /promedios 4 días), 4 ( $Rz=23$ ;  $\Sigma Kp=46+$ ) y 5 ( $Rz=23$ ;  $\Sigma Kp=21+$ ) están ubicadas en el comienzo del crecimiento de la actividad solar.

La figura 3 corresponde al promedio horario sobre cuatro días tranquilos del mes de marzo de 1976, incluídos dentro de uno de los períodos de ASHAY (Antarctic and South Hemisphere Aeronomic Year). En esta representación, así como en las siguientes, no están incluí

dos datos de San Juan y Concepción pero sí los de Ushuaia (Lat.gm=-43,3°; Dip=-50,6°;L=1,69). Nuevamente notamos la aparición de la garganta, pero ahora con una significativa diferencia, la presencia del "pedestal" conformado por las estaciones de Puerto Stanley, Ushuaia e Islas Argentinas. No podemos decir que este efecto no se haya manifestado en setiembre de 1971, dado que los datos de Ushuaia no fueron accesibles. Otro rasgo de esta representación es la mayor extensión en el tiempo del proceso de formación de la garganta, desde las 17 hs (donde empieza a insinuarse) hasta mas allá de la medianoche. Debe tenerse bien presente que la zona del incremento abarca un rango de latitudes geomagnéticas desde los -40° a -54°, bastante abajo de las latitudes encontradas por otros autores para mediciones de satélite y para ambos hemisferios.

Es evidente que el máximo hacia la latitud de Tucumán corresponde a la formación de la anomalía ecuatorial.

La figura 4 corresponde al sector pre-medianoche, un día posterior a la iniciación de una tormenta magnética, el 31 de marzo de 1976 con SC a las 22,55 hs de T.L. Notablemente, se puede observar que el proceso se manifiesta inclusive en períodos de luz diurna. Infortunadamente, no hemos analizado todavía las horas anteriores, ni las comprendidas entre las 01 y 14 del día 2 de abril, para poder concluir si el proceso se manifiesta en el transcurso de todas las horas del día.

La figura 5 evidentemente es una manifestación de la fase negativa de la tormenta anterior, afectando inclusive a bajas latitudes. El pedestal de aumento de ionización persiste, pero la garganta ha sido destruída.

Es imprescindible seguir analizando más intensamente este interesante período.

#### DISCUSION

Si bien el hemisferio Sur fue analizado con información de ionósfera de tope, proporcionada por satélites, nunca se había trabajado con la red de sondadores sudamericanos para buscar la posible presencia del efecto de garganta.

Es indudable la presencia de este mínimo en los gráficos analizados, confirmando los resultados encontrados por otros autores, pero con un inesperado desplazamiento hacia latitudes bastante menores tanto del mínimo de la garganta como del pedestal de incremen-

to en la ionización, el mínimo ubicándose en valores menores que  $L=1,6$  ( $-40^\circ$  de latitud geomagnética) y el incremento extendiéndose en valores de  $L$  desde 1,6 a 2,4 ( $-40^\circ$  a  $-54^\circ$  latitud geomagnética).

La presencia del mínimo de la garganta hacia latitudes inesperadas, no coincidentes con las medidas para la ionósfera de tope en otras regiones del globo, solo podría ser justificada por la presencia de la anomalía magnética sudamericana, que implicaría un mayor efecto de erosión de la plasmasfera. El incremento a mayores latitudes, que no sería explicado por precipitación de partículas en la zona auroral dado su alejamiento del óvalo correspondiente, quizás pueda ser justificado también por la dinámica de la anomalía a través de la precipitación de partículas de los cinturones de radiación atrapada, que encuentran su punto especular ya en el ámbito de la atmósfera densa.

La explicación del comportamiento del día 2 de abril (figura 5) entra en el marco de los modelos físicos que pretenden explicar la fase negativa de las tormentas ionosféricas.

Lamentablemente, no hay forma de correlacionar la información presentada, con datos de la posición de la rodilla de la plasmapausa en el plano ecuatorial.

Es evidente que la persistencia de los resultados obtenidos, por lo inesperados, abren una interesante perspectiva de investigación.

#### BIBLIOGRAFIA

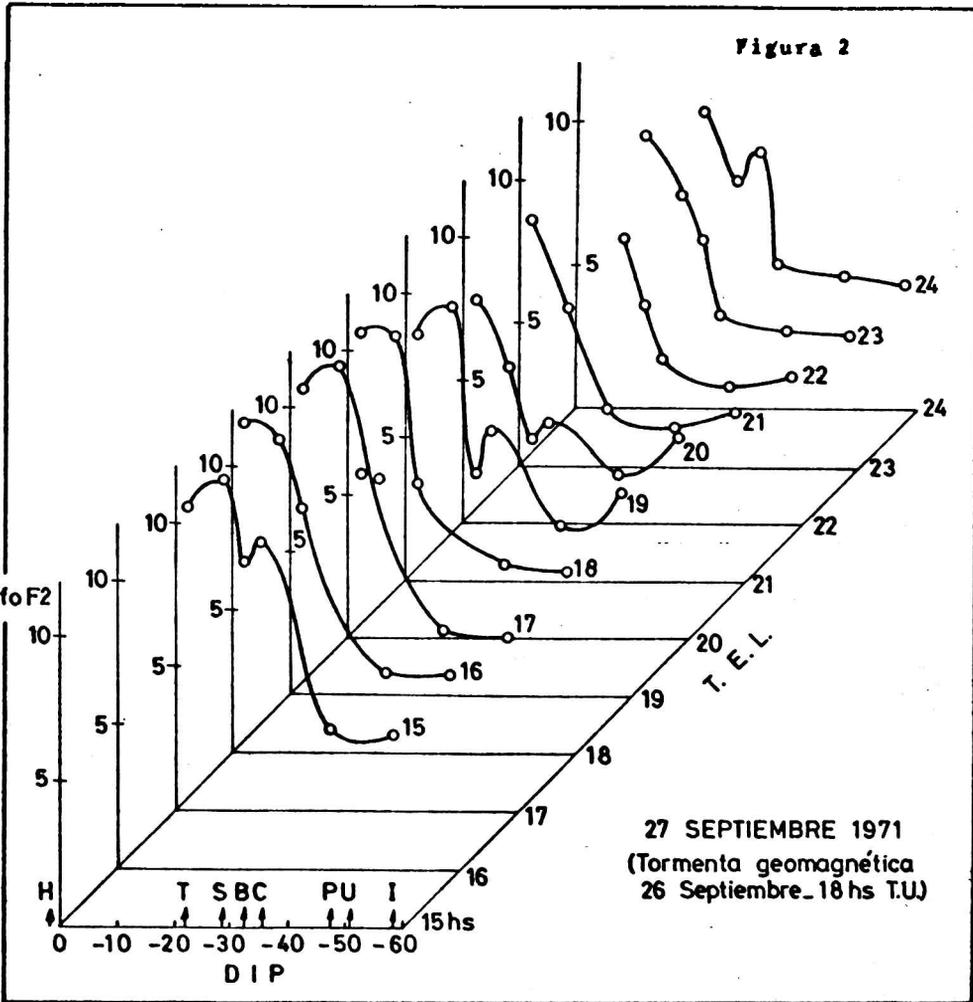
- Banks, P. M., Schunk, R. W. y Raitt, W. J., 1974:  $NO^+$  and  $O^+$  in the high latitude F region; *Geophys. Res. Lett.*, 1, 239.
- Grebowsky, J. M., Maynard, N. C., Tulunay, Y. K. y Lanzerotti, L. J., 1976: Coincident observations of ionospheric troughs and the equatorial plasmopause; *Planet. Space Sci.*, 24, 1177.
- Kohnlein, W. y Raitt, W. J., 1977: Position of the mid-latitude trough in the topside ionosphere as deduced from ESRO 4 observations; *Planet. Space Sci.*, 25, 600.
- Mendillo, M. y Chacko, C. C., 1977: The baselevel ionospheric trough; *J. Geophys. Res.*, 82, 5129.
- Muldrew, D. B., 1965: F-layer ionization troughs deduced from Alouette data; *J. Geophys. Res.*, 70, 2635.
- Rycroft, M. J. y Burnell, S. J., 1970: Statistical analysis of the ionospheric trough and the plasmopause; *J. Geophys. Res.*, 75, 5600.

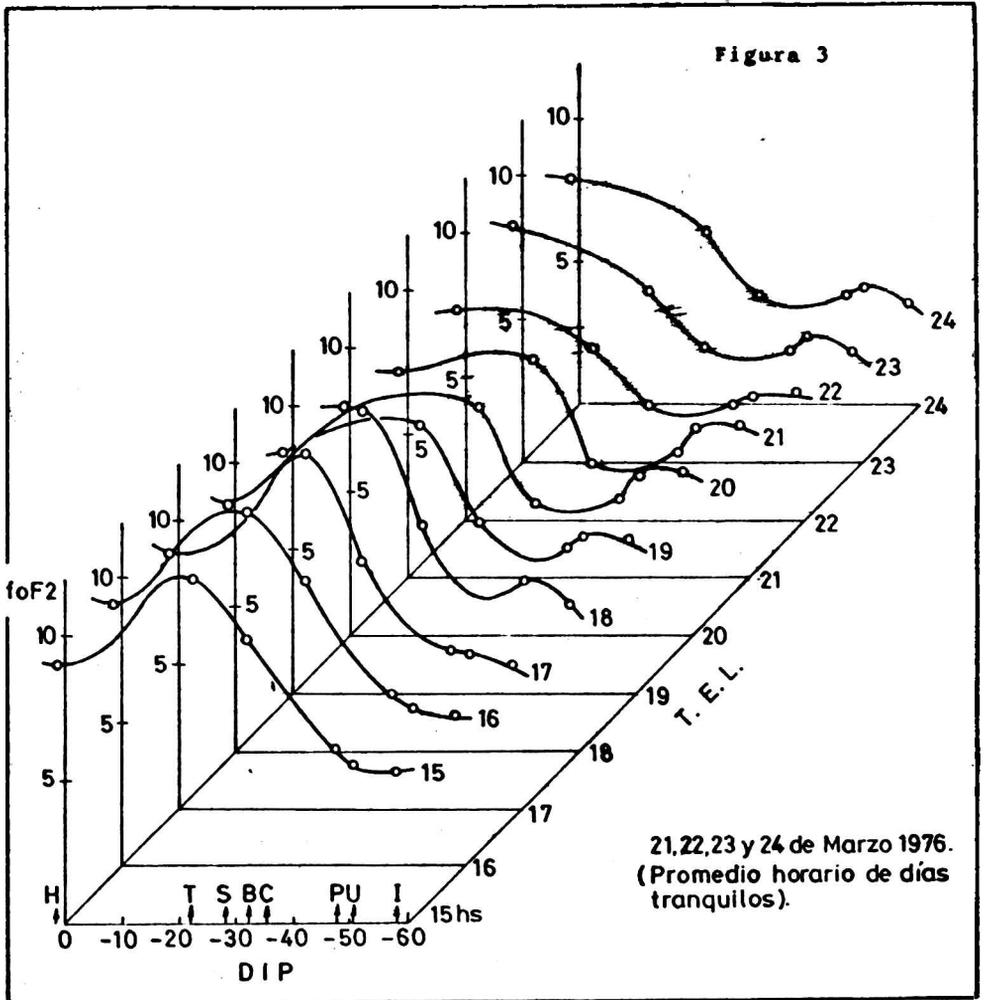
- Rycroft, M. J. y Thomas, J. O., 1970: The magnetospheric plasmapause and the electron density trough at the Alouette I orbit; *Planet. Space Sci.*, 18, 65.
- Sharp, G. W., 1966: Mid-latitude trough in the night ionosphere; *J. Geophys. Res.*, 71, 1345.
- Spiro, R. W., Heelis, R. A. y Hanson, W. B., 1978: Ion convection and the formation of the mid-latitude F region ionization trough; *J. Geophys. Res.*, 83, 4255.
- Tulunay, Y. K. y Sayers, J., 1971: Characteristics of the mid-latitude trough as determined by the electron density experiment on Ariel 3; *J. Atmos. Terr. Phys.*, 33, 1737.
- Tulunay, Y. K. y Grebowsky, J. M., 1975: Temporal variations in the dawn and dusk mid-latitude trough positions - measured (Ariel 3, Ariel 4) and modelled; *Ann. Geophys.*, 31, 29.
- Tulunay, Y. K. y Grebowsky, J. M., 1978: The noon and midnight mid-latitude trough as seen by Ariel 4; *J. Atmos. Terr. Phys.*, 40, 845.

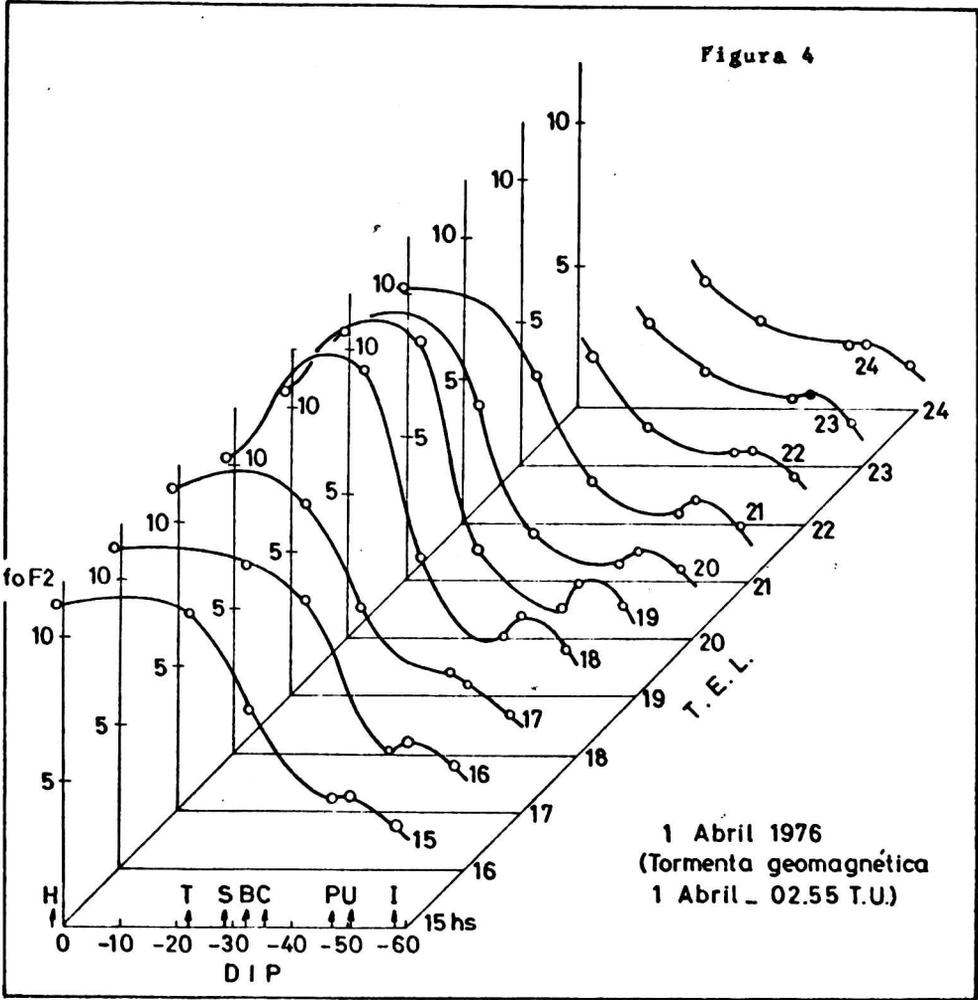
EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

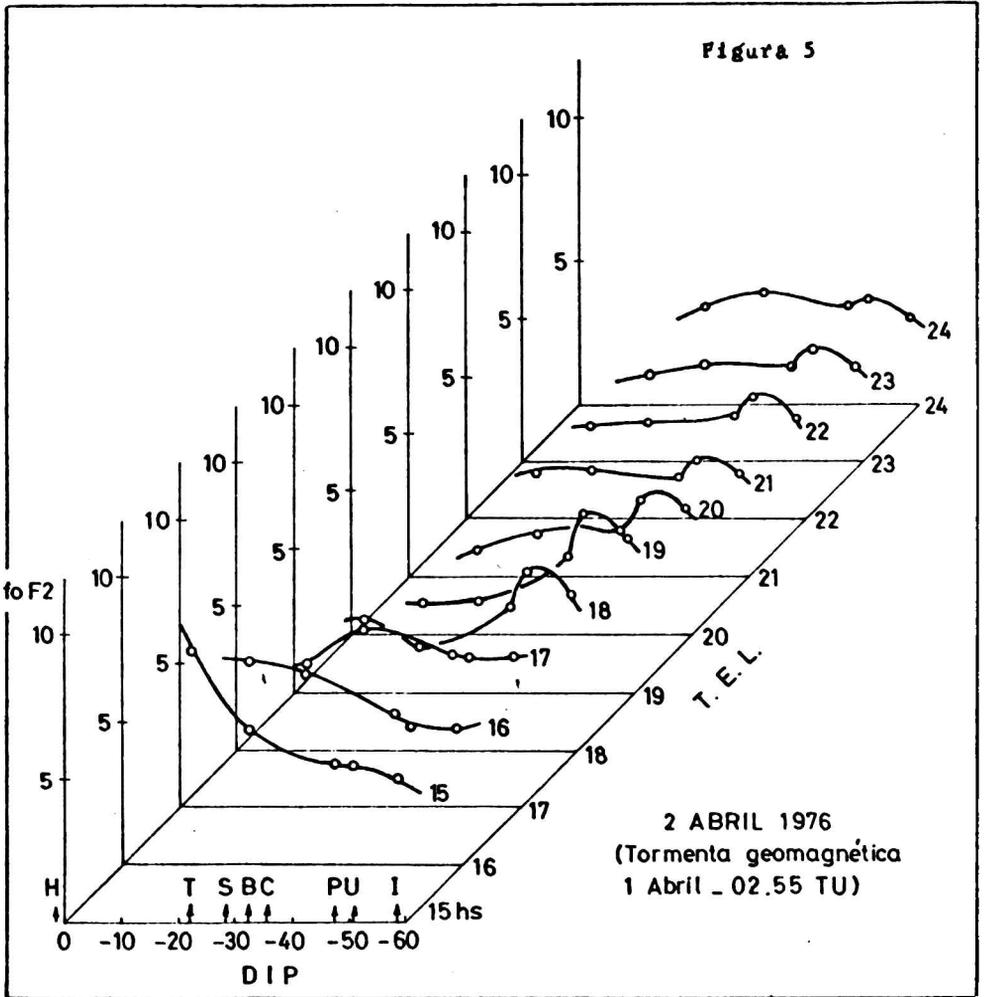
- Fig. 1: Visión "tridimensional" del comportamiento de  $f_oF_2$  en función de la latitud de dip y la hora estandar local, para la red latinoamericana de sondadores. Corresponde a la mediana mensual de setiembre de 1971.
- Fig. 2: Iden anterior, pero para el día posterior a la tormenta magnética del 26 de setiembre de 1971.
- Fig. 3: Iden anterior, pero para el período 21 al 24 de marzo de 1976, correspondiendo a días tranquilos.
- Fig. 4: Iden anterior, pero para el día posterior a la tormenta magnética del 31 de marzo de 1976.
- Fig. 5: Iden anterior, pero para dos días después de la tormenta magnética del 31 de marzo de 1976.











## LA INDUCCION ELECTROMAGNETICA EN EL ECUADOR NIGERIANO

Silvia Duhau y Lilia Romanelli  
Departamento de Física, Facultad  
de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires

### RESUMEN

Se correlacionan las variaciones geomagnéticas con las corrientes ionosféricas en la zona ecuatorial nigeriana utilizando un método previamente introducido por las autoras en el análisis del electrochorro ecuatorial de Perú. Se comparan las conclusiones obtenidas en ambas zonas. En base a los resultados se realiza un análisis crítico de los métodos teóricos de obtención de las corrientes externas e inducidas a partir de las variaciones geomagnéticas. Se encuentra la necesidad de introducir un nuevo método que tenga en cuenta variaciones horizontales en la conductividad terrestre.-

### ABSTRACT

By means of a method previously introduced by the authors for the analysis of the equatorial electrojet in Perú, the geomagnetic variations are correlated with the ionospheric currents in the Nigerian equatorial region. The conclusions obtained for both locations are compared. A critical analysis of the theoretical methods for obtaining the external and induced currents from the geomagnetic variations is performed based on the results.-

It is shown that it is necessary to introduce a new method that takes into account the horizontal variations of the conductivity of the earth.-

## 1. INTRODUCCION

Debido al conocimiento cada vez mayor que se tiene de los parámetros ionosféricos son numerosos los cálculos que se han hecho de las corrientes ionosféricas mediante diversos métodos teóricos. Esto conduce a que exista actualmente un renovado interés en inferir, de las variaciones geomagnéticas, las corrientes ionosféricas que las producen; pues ello provee un método indirecto de conocer la variabilidad de las mismas.-

Sin embargo, no está claro si existe actualmente un método teórico capaz de correlacionar, en un caso general, correctamente ambos fenómenos en las proximidades del ecuador magnético (Duhau y Romanelli, 1979 a).-

Las dificultades particulares que el problema presenta en la zona ecuatorial peruana han sido discutidas por Duhau y Romanelli (1979 a, 1979 c) utilizando el conocimiento que en esa zona se tiene de la densidad de corriente integrada, debido a las mediciones hechas por Davis y otros (1967), Maynard (1967) y Shuman (1970), y un método simple de correlación previamente introducido con ese propósito.-

Utilizando el mismo método en este trabajo se analizan las variaciones geomagnéticas obtenidas por Ogbuehi y Onwumchilli (1964) en Nigeria; este análisis muestra las particularidades del problema en esa zona, lo que permite discutir cuales son las restricciones que impiden la aplicación en la misma, de los métodos teóricos que han sido propuestos para inferir las corrientes ionosféricas a partir de las variaciones geomagnéticas.-

## 2. CARACTERISTICAS DE LAS CORRIENTES INDUCIDAS POR LOS SISTEMAS IONOSFERICOS PLANETARIO E INCREMENTAL EN EL ECUADOR MAGNETICO

Debido a las diferencias existentes entre las características de las corrientes inducidas en la tierra por sistemas ionosféricos extensos y por sistemas localizados resulta necesario, cuando se estudian estas corrientes en las proximidades del ecuador magnético, separar allí las variaciones geomagnéticas en su parte "planetaria" (extensa), y su parte "incremental" o electrochorro ecuatorial (localizada). (Ver p.ej. Duhau y Romanelli 1979 b).-

Se acepta generalmente (Forbush y Casaverde, 1961; Onwumchilli, 1967; Shuman 1970; Fambitakoye y otros, 1976), que la parte planetaria inducida es una fracción  $\beta_{ph} = 0,4$  y  $\beta_{pz} = -0,4$  de la externa, para la componente horizontal y la vertical de las variaciones geomagnéticas respectivamente; fracciones que resultan del aná-

lisis en esféricos armónicos de las variaciones geomagnéticas globales. Sin embargo, en el ecuador peruano, Duhau y Romanelli (1979 c), encontraron que  $\beta_{pz} = 0,7$  podría ser un valor adecuado para esa zona, lo cual indicaría que una anomalía en la conductividad terrestre podría afectar localmente el valor de esa fracción.-

Respecto de la parte incremental, se suele suponer (ver p.ej. Forbush y Casa verde, 1961; Onwemehilli, 1967; Oldenburg, 1976) que la tierra es una esfera perfectamente conductora a partir de una profundidad dada,  $h_0$ , tal que la corriente inducida es la imagen especular de la externa, es decir que fluye a una profundidad  $z_t = z_0 + 2 h_0$ , donde  $z_0$  es la altura a la que circula la corriente externa; tal como fuera propuesto por Chapman (1951), quien estimó  $z_t = 600$  km ( $z_0 = 250$  km). Una corriente a esta profundidad produce una modificación apreciable del campo en la superficie. Sin embargo, la importancia de esta contribución a distintas latitudes no está bien establecida (Fambitakoye; 1973; Ducruix y otros, 1977; Duhau y Romanelli, 1979 c).-

La hipótesis de Chapman ha sido generalizada por Park (1974) quien a partir del resultado exacto, concluyó que la corriente inducida sobre un semiespacio de conductividad  $\sigma$ , por una línea de corriente de magnitud compleja  $I = I_0 \exp(i\omega t)$  y que circula paralela a su borde superior a una distancia  $h = z_0 + h_0$  del mismo se puede representar, con buena aproximación, por una imagen especular a ésta a una distancia compleja  $h + 2 \delta \exp(-i \pi / 4)$ , de la superficie del semiespacio conductor, donde  $\delta$  es la distancia piel sin colisiones,  $\delta = (\mu_0 \omega \sigma)^{-1/2}$ , tal que sobre la superficie terrestre vale:

$$B = -\frac{I}{2\pi} \frac{z_t + 2\delta \exp(-i \pi/4) - i y}{(z_t + 2\delta \exp(-i \pi/4))^2 + y^2} \quad (1),$$

donde las dos componentes del campo magnético: la componente paralela al semiespacio, H, y la normal al misma, Z, se han representado en forma compleja como:

$$B = H + i Z, \quad (2),$$

y la coordenada "y" es normal a la dirección de la corriente y paralela al borde del semiespacio.-

En el caso particular en que  $\sigma$  es infinito,  $\delta$  es cero y (1) describe, como es lógico, el campo producido por una corriente imagen de la inductora como la utilizada por Chapman.-

Si se toma  $I = I_0 \cos \omega t$ , para  $t=0$  e  $y = 0$  de (1) se obtiene:

$$\text{Re}(B) = H = (I_0 / 2 \pi) \left( L(1 + 2\delta^2 / L^2) \right)^{-1} \quad (3),$$

con:  $L = z_t + \sqrt{2\delta}$

Según la estimación de la conductividad terrestre hecha por Price (1931) utilizando la parte interna de las variaciones geomagnéticas globales, y los resultados de mediciones magnetotelúricas (ver p.ej. Price, 1967) la conductividad terrestre promedio es menor que 0,3 s m-1 en los primeros 600 km y luego crece bruscamente siendo ya a los 900 km del orden de los 10 s m-1.-

Esto implica que en condiciones normales según (3), la corriente imagen se halla a más de 1000 km de profundidad.-

Una corriente ubicada a esa profundidad produce un campo despreciable en la superficie. Se concluye que es esperable que el electrochorro no presente una parte inducida apreciable en aquellas zonas en las cuales para la parte planetaria valgan los valores globales  $\beta_{ph} = 0,4$  y  $\beta_{pz} = -0,4$ . Por otra parte, la presencia de una corriente incremental interna apreciable revela un apartamiento, respecto de su promedio global, de la conductividad terrestre en la zona, que en principio tal como pasa en Perú, podría verse reflejado también en un cambio de los coeficientes globales.-

Además, una discontinuidad horizontal en la conductividad terrestre, tal como la que sucede por ejemplo en una zona costera, puede producir un campo interno vertical en la misma dirección que el externo y no necesariamente opuesto, como lo es el producido por una corriente imagen especular de la externa. Es decir, no siempre la corriente interna incremental estará bien representada por una única corriente imagen de la externa, como la propuesta por Chapman. Esta representación será válida sólo si la conductividad se mantiene constante en una zona de dimensiones mucho mayores que las del electrochorro.-

### 3. CORRELACION DE LA CORRIENTE IONOSFERICA CON LAS VARIACIONES GEOMAGNETICAS DIARIAS EN EL ECUADOR MAGNETICO

#### 3.1. Método teórico

Un método simple de separar la parte planetaria de la incremental en el ecuador magnético cuando la corriente externa es conocida fue introducido por Duhau y Romanelli (1979 a, 1979 c). Dicho método tiene la ventaja de que permite analizar la importancia de la parte interna del campo incremental sin hacer ninguna suposición a priori acerca de la magnitud de la parte interna del campo planetario.-

En lo que sigue se lo resume brevemente. El campo planetario,  $H_p$ , y el campo incremental en el origen,  $H_i(0)$ , se obtienen dado el valor del campo,  $H(x)$ ,

en dos latitudes cualesquiera,  $x_1$  y  $x_2$ , mediante la expresión:

$$H_i(0) = (H(x_1) - H(x_2)) / (k(x_1, \alpha) - k(x_2, \alpha)), \quad (4a),$$

$$H_p = (k(x_2, \alpha)H(x_1) - k(x_1, \alpha)H(x_2)) / (k(x_2, \alpha) - k(x_1, \alpha)), \quad (4b)$$

donde:

$$k(x, \alpha) = k(x, z_0) + \alpha k(x, z_t), \quad (5),$$

con:

$$k(x, y) = (1/\pi y) \int A(x') / (1 + (x-x')/y)^2 dx', \quad (6)$$

donde:  $A(x) = J_i(x)/J_0$ , siendo  $J_i(x)$ , la distribución en latitud de la densidad de corriente incremental y  $J_0$  su valor en  $x=0$ , esta última vinculada al campo incremental dado por (4a) mediante la relación:

$$J_0 = (2/\mu_0) (H_i(0) / (1 + \beta_i) k(0, \alpha)), \quad (7),$$

donde  $\beta_i$  es un parámetro cuyo valor depende de la suposición hecha sobre la corriente incremental inducida, y el mismo significado tiene el parámetro  $\alpha$  en esta ecuación y en las ecuaciones (4a) (4b) y (5); según se detalla en la Tabla I.-

Una ecuación análoga a la (7) vale entre el campo planetario  $H_p$  dado por (4b) y la corriente externa planetaria  $J_p$ :

$$J_p = (2/\mu_0) H_p / (1 + \beta_{ph}); \quad (8);$$

y finalmente, la corriente total  $J(x)$  vale:

$$J(x) = J_0 A(x) + J_p \quad (9).$$

Campo interno incremental	$\alpha$	$\beta_i$
a) Nulo (Fambitakoye 1973)	0	0
b) Una fracción constante del externo	0	$\neq 0$
c) Producido por una corriente imagen (Chapman 1951)	1	0

Tabla I

Valores del parámetro  $\alpha$  en las ecuaciones (4a,b) y (5) y del parámetro  $\beta_i$  en la ecuación (7).-

## 3.2. La densidad de corriente en el ecuador magnético

Para poder utilizar las ecuaciones (4a) y (4b) es necesario calcular K según la ec. (5), lo que implica conocer la función A. (x), es decir, conocer la forma en que varía la densidad de corriente integrada con la latitud.-

Una función que describe adecuadamente los datos observacionales en Perú y resultados teóricos es (Duahu y otros, 1979):

$$A(x) = \left( \exp(-x/D_1)^{N_1} / (1 + x/D_2)^{N_2} \right)^{1/2} \quad (10),$$

Los parámetros que ajustan por cuadros mínimos datos observacionales de la corriente en Perú son  $D_1 = 264$  Km,  $D_2 = 417$  km,

$$N_1 = 8, N_2 = 8, J_o = 0,089 \text{ Amp m}^{-1} \text{ y } J_p = 0,034 \text{ Amp m}^{-1}$$

Por otra parte una parábola:

$$A(x) = (1 - (x/D)^2) \quad (11),$$

requiere un solo parámetro para su definición. Valores de  $D = 390$  km, de  $J_o = 0,093 \text{ Amp m}^{-1}$  y de  $J_p = 0,034 \text{ Amp m}^{-1}$  son los que ajustan mejor esta curva a los datos peruanos.-

Con las expresiones (10) y (11), suponiendo en ambos casos  $z_o = 107$  km (Davis y otros, 1967), se calculan sendos valores de  $k(x, z_o)$  según la ecuación (6). Estos valores difieren en 3% en  $x=0$  y menos en los restantes puntos. Este hecho, sumado a la simplicidad de la parábola muestra la conveniencia de utilizar ésta, en lugar de la curva (10), para calcular  $k(x, z_o)$ .-

El valor del parámetro D se obtiene también a partir de las variaciones geomagnéticas, como aquél que hace mínima la dispersión cuadrática media de los valores de  $H_i(0)$  y  $H_p$ , calculados con distintos pares de puntos a partir de las ecuaciones (4a) y (4b), fijados previamente el par  $\alpha, \beta_1$ .-

Determinado el valor de D, los valores de  $J_o$  y  $J_p$  se encuentran a partir de las ecuaciones (7) y (8) y pueden compararse también con sus valores medidos en Perú, los cuales son  $J_o = 0,093 \text{ Amp m}^{-1}$  y  $J_p = 0,047 \text{ Amp m}^{-1}$ , este último incluye la contribución medida en capa E ( $0,034 \text{ Amp m}^{-1}$ ) y la contribución de la capa F (Duhau y Romanelli, 1979 a).-

Ornumechilli (1967) determinó la corriente en Nigeria a partir de las variaciones geomagnéticas medidas por Ogbuehi y Ornumechilli (1964) en esa zona y encontró una corriente:

$$J_p = 0,058 \text{ Amp m}^{-1}, J_o = 0,121 \text{ Amp m}^{-1} \text{ y:}$$

$$A(x) = \left( 1 + (x/a)^2 b \right) / \left( 1 + (x/a)^2 \right)^2, \quad (12)$$

son  $b = -2,2$ ,  $a = 588 \text{ km.}$

En la Fig. (1) se ha graficado esta corriente junto con la medida en Perú. La diferencia entre ambas en las proximidades del ecuador, podría deberse a algún mecanismo que cerca del mismo límite la corriente en Perú, tal como por ejemplo un estado más turbulento allí; como lo mostraría una mayor frecuencia de aparición de esporádicas (Giraldez, 1979). Pero dado que tanto en Perú como en Nigeria, el chorro se encuentra aproximadamente a la misma distancia del ecuador geográfico, no hay ningún mecanismo que permite esperar la existencia de una corriente de retorno tan notable en Nigeria si no existe este fenómeno en Perú ni ha sido confirmado por la teoría (Richmond, 1973). Si se tiene en cuenta que Onwumechilli midió el campo magnético sólo hasta los 500 km del ecuador y que a efectos de computar este campo es despreciable la contribución de corrientes que circulan más allá de 600 km del punto en consideración, se concluye que estos datos magnéticos dan información hasta los 1000 km. aproximadamente. Resulta por lo tanto que la extrapolación de la curva más allá de este valor no es única. Se observa, además que la curva varía muy poco entre los 600 y los 1200 km, se puede por lo tanto tomar como valor planetario el promedio en esta zona, de lo que resulta  $J_p = 0,017 \text{ Amp m}^{-1}$ , valor mucho menor que el medido en Perú.

### 3.3. Las variaciones geomagnéticas en Nigeria

La Fig. 2 muestra la variación de la componente horizontal de las variaciones geomagnéticas con la distancia al ecuador magnético, según los datos obtenidos por Ogbuehi y Onwumechilli (1964) en Nigeria y Forbush y Casaverde (1961) en Perú.

El ecuador magnético se halla ubicado  $13^\circ$  al sur del geográfico en Perú y  $10^\circ$  al norte en Nigeria. Debido a este hecho y con el objeto de poder comparar, se han tomado las variaciones en Perú al norte del ecuador magnético y en Nigeria al Sur. Además se han normalizado ambas curvas de manera que en Huancayo, Perú, y en una latitud magnética equivalente ( $x = 150 \text{ km}$ ), en Nigeria, el campo magnético sea de 100 nT.

De la observación de la Fig. 2 resulta evidente que, o bien la amplificación de las variaciones es bastante mayor en Nigeria que en Perú, o bien el electrochorro ecuatorial es bastante más ancho en Perú que en Nigeria. El método dado en 3.2. permite analizar este problema.

El resultado de su aplicación se detalla en la Tabla II. Para calcular el caso (c) de esta tabla se ha tomado una corriente imagen I a 510 km de profundidad en Nigeria, que es la profundidad a las que según Onwumechilli y Ogbuehi (1967) se encuentra circulando esta corriente.-

	$\alpha$	$\beta_i$	$\beta_{ph}$	$J_p$	$J_o$	D	a
a)	0	0,65	0,4	0,044	0,093	390	3,1
b)		0	0,4	0,044	0,153		4,47
c)	1	0	0,4	0,032	0,126	390	3,93

Tabla II

El ancho D, los valores de las densidades de corrientes integradas: planetaria,  $J_p$ , e incremental,  $J_o$ , necesarias para producir la componente horizontal de las variaciones y la amplificación  $a = (J_p + J_o)/J_p$  para los casos de la Tabla I.-

El ancho del electrochorro predicho por nuestro método es el mismo en Perú que en Nigeria. Sobre la amplificación no se puede dar una conclusión definitiva.-

Para Nigeria, el caso (a) sería el único compatible con las observaciones de la corriente en Perú. Para este caso, la contribución incremental interna sería muy elevada y mostraría la existencia de una fuerte anomalía en la conductividad terrestre que contradictoriamente, no se vería reflejada en un aumento del coeficiente  $\beta_{ph}$  sobre su valor global. La misma incompatibilidad presenta el caso (c). Esta contradicción puede explicarse de dos maneras distintas:

- a) La corriente en el ecuador nigeriano está mucho más amplificada que en Perú en cuyo caso vale el caso b), es decir, la conductividad en el ecuador nigeriano es normal no hay contribución interna incremental, y la parte interna planetaria es la global.-
- b) Vale el resultado (a), pero la anomalía en la conductividad es tan localizada, que la contribución interna planetaria aparecería como una contribución incremental.-

Como se discutió en el punto 3.2., las condiciones ionosféricas podrían ser

distintas en Perú que en Nigeria lo que impide descartar en principio la posibilidad de que en distintas zonas geográficas existen diferencias en la amplificación de la densidad de corriente integrada, aunque ningún modelo teórico lo ha previsto hasta el presente (ver p.ej. Gagnepain y otros, 1977).-

#### 4. ANALISIS DE LOS METODOS TEORICOS UTILIZADOS PARA CORRELACIONAR LAS VARIACIONES GEOMAGNETICAS EN NIGERIA CON LAS DENSIDADES DE CORRIENTE INTEGRADA.-

Onwumechilli (1967) encontró una corriente planetaria bastante mayor que la medida en Perú y la hallada aquí para Nigeria, y una distribución de la densidad de corriente incremental, mucho más ancha; esto se compensa por una fuerte corriente de retorno que conduce finalmente a producir un campo total equivalente, con una corriente "efectiva" planetaria mucho menor que la medida en Perú.-

Esta discrepancia no es explicable solamente, como dijéramos, en términos de diferencias en los parámetros ionosféricos. Nuestro resultado permite entrever las posibles causas de la misma.-

Para obtener la parte planetaria de la componente horizontal de las variaciones geomagnéticas en la zona incremental, Onwumechilli extrapola, según una curva lentamente creciente, la componente horizontal de las variaciones fuera de esa zona, utilizando el campo así hallado encuentra la corriente que lo produce; de la cual obtiene la parte planetaria de la componente vertical del campo, con la suposición adicional de que la parte interna planetaria está bien descrita por los coeficientes globales.-

De esta manera separa el campo total en su parte planetaria e incremental y aplicando los operadores de Kertz a las componentes horizontal y vertical de esta última encuentra un campo interno incremental apreciable, lo cual implicaría según lo discutido en 2, la presencia de una anomalía en la conductividad. De existir ésta, estaría muy localizada lo que llevaría a que se inducieran corrientes internas planetarias que deformarían el campo invalidando la extrapolación hecha por Onwumechilli e impedirían describir en la zona incremental, el campo planetario interno mediante los coeficientes globales.-

Adicionalmente, el problema descrito lleva a que se "mezclen" los sistemas de corrientes planetario e incremental, hecho que invalida la aplicación del operador de Kertz para separar el campo incremental en sus partes interna y externa y pone en cuestión la existencia de la corriente imagen de la externa y circulando a 510 km de profundidad, hallada por este autor, como la generadora de la parte incremen

tal interna del campo.

Utilizando la teoría inversa lineal de Bakers y Hilbert, Oldenburg (1976) en contró la misma corriente externa incremental que Onwumechilli. Pero para hacerlo utilizó el campo incremental dado por este autor y partió de un modelo que considera la tierra como una esfera en conductividad infinita a partir de los 200 km de profundidad, es decir partió de las conclusiones de Onwumechilli, lo cual, no permite corroborar su validez. Por otra parte es lógico que partiendo del mismo campo incremental se obtenga la misma corriente externa mediante dos métodos matemáticos distintos si, además, la contribución interna es la misma porque en un caso el autor encuentra y en el otro parte de la misma distribución de conductividad terrestre.-

Por lo tanto, para poder dilucidar si diferencias de amplificación de las variaciones geomagnéticas entre Perú y Nigeria, se deben o no a una fuerte anomalía de la conductividad en esta zona a partir exclusivamente de datos geomagnéticos, es indispensable contar con un método teórico que permita, a diferencia de los descriptos, detectarla.-

#### CONCLUSIONES

- a) En condiciones de conductividad terrestre normal (promedio) el electrochorro no induce corriente apreciable y la parte planetaria interna es una fracción de la externa dada por los coeficientes globales, coeficientes que resultan del análisis en esféricos armónicos del campo geomagnético global.-
- b) El electrochorro ecuatorial es el mismo ancho en Nigeria que en Perú.-
- c) La componente horizontal de las variaciones geomagnéticas tiene una amplificación mayor en Nigeria que en Perú lo cual puede deberse a:
  - i) Una diferencia sustancial en la amplificación de la corriente externa.-
  - ii) Una anomalía en la conductividad terrestre muy localizada.-
- d) Los métodos teóricos utilizados hasta el presente se basan en suposiciones previas que no son válidas cuando existe una anomalía en la conductividad, por lo que no son aptos para dilucidar el problema mencionado en (c).-
- e) Es necesario investigar la existencia de posibles mecanismos hidromagnéti-

cos en la ionósfera ecuatorial que puedan producir corrientes con distintas amplificaciones en zonas geográfica y magnéticamente equivalentes.-

#### BIBLIOGRAFIA

- Chapman S., 1951: The Equatorial Electrojet as Detected from the Abnormal Electric Current Distribution above Huancayo Perú and Elsewhere; Arch. Meteorol. Geophys. Bioclimatol, A,4, 368.-
- Davis. T.N., Burrows, K. y Stolarik, J.D. 1967: A Latitude Survey of the Equatorial Electrojet with Rocket-Borne Magnetometers: J. of Geophys. Res., 72, 1845.-
- Ducruix, J., Courtillot, V. y Le mouel, J., 1977: On the induction Effects Associated with the Equatorial Electrojet, J. of Geophys. Resl, 82, 335.-
- Duhau, S. y Romanelli, L., 1979 a: Corriente Inducida por el Electrochorro en Sudamárica Ecuatorial; Geoacta n° 9, 81.
- Duhau, S. y Romanelli, L., 1979 b: Las variaciones geomagnéticas en la Zona Ecuatorial Sudamericana. Rev. Geophys. I.P.G.H. (en prensa).-
- Duahu, S. y Romanelli, L., 1979 c: Electromagnetic Induction at the South American Geomagnetic Equator as Determined from Measured Ionospheric Currents; J. of Geophys. Res., 84, 1849.-
- Duhau, S., Romanelli, L. y Hirsch, F., 1979: Indications of anomalous conductivity at the Peruvian Equator (a publicarse).-
- Fambitakoye, O., 1973: Effects Induits par L'Electrojet Equatorial au Centre de L'Afrique; Ann. Geophys., 29 149.-
- Fambitakoye, O., Mayaud, P.N. y Richmond, A.D., 1976: Equatorial Electrojet Daily Variations Sq III. Comparison of Observations with a physical model. J. Atmosph. Terrestr. Phys., 38, 113.-
- Forbush, S., y Casaverde, M., 1961: Equatorial Electrojet in Perú Carn. Inst. Publ., 620.-
- Gagnepain, J., Crochet, M. y Richmond, A.D., 1977: Comparison of Equatorial Electrojet Models; J. Atmosph. Terrestr. Phys., 39, 1119.-
- Giraldez, A., 1979: Características de las capas E-esporádicas Ecuatoriales; Geoacta N° 10.-
- Maynard, N.C., 1967: Measurements of Ionospheric Currents off the Coast of Peru; J. of Geophys. Res., 72, 1863.-
- Oldenburg, D.W., 1976: Ionospheric Current Structure as Determined from Ground-based Magnetometer Data; Geophys. J.R. Astr. Soc., 46, 41.-
- Ogbuehi, P.O. y Omwumechilli, A., 1964: Daily and Seasonal Changes in the Equatorial Electrojet in Nigeria. J. Atmosph. Terrest. Phys., 26, 889.-

- Onwumechilli, A. y Ogbuehi, P.D., 1967: Analysis of the magnetic field of the equatorial electrojet. *J. Atmosph. Terrestr. Phys.*, 29.-
- Onwumechilli, A. 1967: Geomagnetic Variations in the equatorial Zone; "Physics of Geomagnetic Phenomena"; (Edited by Matsushita, S. y Campbell, W.H.) Vol. I, 427.-
- Park, D., 1974: Magnetic Field at the Earth's Surface Produced by a Horizontal Line Current; *J. Geophys. Res.*, 79, 4802.-
- Price, A.T., 1931: Electromagnetic Induction in a Permeable Conducting Sphere; *Proc. London. Math. Soc.*, 33, 233.-
- Price, A.T., 1967: Electromagnetic induction within the Earth; "Physics of Geomagnetic Phenomena", (Edited by Matsushita, S. y Campbell. W.H.); Academic Press, Vol. I., 236.-
- Richmond, A.D., 1973: Use of the Model to Study the Equatorial Ionosphere; *J. Atmosph. Terrestr. Phys.*, 35, 1105.-
- Shuman, B.M., 1970: Rocket Measurement of the Equatorial Electrojet; *Geophys. Res.*, 75, 3889.-

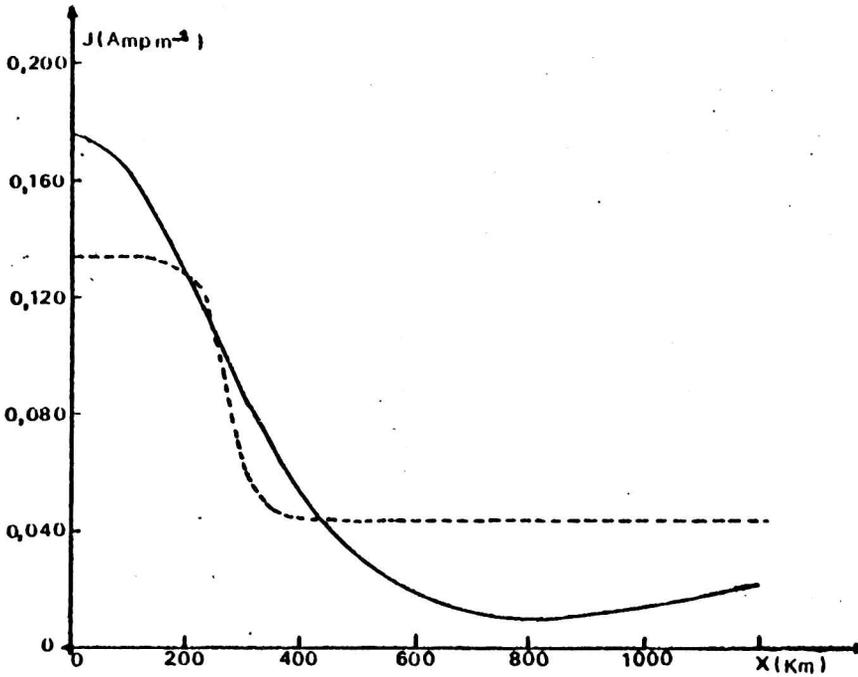


Figura 1

Variación de la densidad de corriente integrada con la distancia latitudinal al ecuador durante el mediodía. Línea cortada: curva que mejor ajusta por cuadrados mínimos las mediciones hechas en Perú por Davis y otros (1967) Maynard (1967) y Shuman (1970). Línea llena: inferida de las variaciones geomagnéticas diarias en Nigeria por Onwumechilli (1967). Ambos resultados normalizados de forma que el campo horizontal en Huancayo (Perú) y una latitud equivalente  $x = 150$  km. (Nigeria) sea de  $100 \text{ nT}$ .-

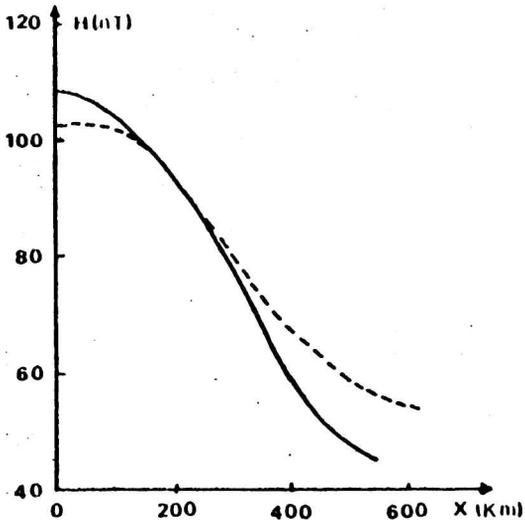


Figura 2

Las variaciones geomagnéticas diarias en el equinoccio. Línea llena: al sur del ecuador magnético en Nigeria según las mediciones de Ogbhehi y Onwumechilli (1964). Línea cortada: al norte del ecuador magnético en Perú según las mediciones de Forbush y Casaverde (1961). Normalizadas de la misma forma que la corriente en la Fig. 1-

## LA SUPERROTACION DE LA ATMOSFERA EN LAS PROXIMIDADES DEL ECUADOR MAGNETICO

Silvia Duhau y Alfredo Louro  
Departamento de Física  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires

### RESUMEN

A los efectos de explicar el fenómeno de superrotación de la atmósfera se han propuesto modelos que incluyen el acoplamiento eléctrico entre la capa E y la F. En esos modelos se han utilizado perfiles semiempíricos de densidad electrónica que no reproducen adecuadamente las condiciones ecuatoriales. En consecuencia se elabora un modelo semiempírico de densidad electrónica más acorde con esas condiciones y se lo aplica a la predicción del coeficiente de rotación medio. Se encuentra que la distribución de los electrones no influye notablemente en la superrotación por debajo de los 300 km de altura, aunque podría influir más arriba y que el modelo predice una fuerte correlación entre la densidad de corriente y la distribución electrónica a alturas de capa F.-

### ABSTRACT

In order to explain the phenomenon of superrotation of the atmosphere, several models have been proposed which include electric coupling between the E and F layers. In those models, semiempirical electron density profiles which do not reproduce equatorial conditions correctly have been used. Therefore a model of electron density that reproduces these conditions better is proposed and applied in predicting superrotation. It is found that below 300 km the average rotational rate does not increase appreciably when computed with the proposed electron density model, although it might increase higher up. Also, it is found that at F region heights the computed density current distribution depends strongly on electron density.-

## 1. INTRODUCCION

La velocidad de rotación de la termósfera ha sido evaluada a partir del cambio que en la inclinación en la órbita de los satélites produce el arrastre de la misma (ver p.e. King-Hele, 1972; King-Hele y Walker, 1977). Esta evaluación ha mostrado que el coeficiente de superrotación,  $A$ , definido como el cociente entre el valor medio diario de la velocidad angular de rotación de la atmósfera y la de la tierra, aumenta con la altura, siendo del orden de la unidad a los 150 km y alcanzando un máximo a los 370 km, altura a la cual la atmósfera rota en promedio aproximadamente 30% más rápido que la tierra.-

Las causas de este fenómeno y sus características a distintas alturas, no han sido aún bien determinadas (ver p.e. Rishbeth y Kohl, 1976; Rishbeth, 1977). La explicación más aceptada es que el efecto se debe al arrastre que la ionósfera ejerce sobre la atmósfera neutra (Rishbeth, 1971). Sin embargo Matura (1968, 1974) lo ha atribuido fundamentalmente a la fuerza de Coriolis, y Blum y Harris (1974, 1975) han afirmado que es muy difícil decidir sobre la importancia que cada una de estas fuerzas, y de las restantes, tienen en la determinación de la velocidad de la atmósfera.-

En todos los estudios del movimiento de la termósfera se incluye un término que representa el arrastre de los iones sobre las partículas neutras (Kohl y King, 1967; Chaliner, 1968; 1969, 1970; Matura, 1968; 1974, Rishbeth; 1971, Heelis y otros, 1974; Blum y Harris, 1974, 1975; III y otros, 1975). Pero no existe acuerdo en cuanto a la importancia que el campo eléctrico tiene sobre ese arrastre; mientras Rishbeth lo considera un factor fundamental, Blum y Harris lo dejan de lado en sus cálculos.-

El único autor que ha propuesto un modelo que permite predecir simultáneamente la velocidad de la atmósfera y el campo eléctrico, ha sido Rishbeth (1971). Este modelo es muy sencillo y tiene la ventaja de que permite establecer la relación entre el campo eléctrico y el viento. El modelo de Rishbeth fue modificado por Heelis y otros (1974) quienes le quitaron algunas hipótesis simplificativas con una consecuente complicación de las ecuaciones.-

King-Hele y Walker (1977) encontraron que hasta los 300 km, altura a la cual  $A$  alcanza un valor de 1,24, no existe diferencia entre la superrotación a latitudes bajas y medias, pero más arriba, sigue aumentando sólo a latitudes bajas, alcanzando en esas latitudes un valor máximo de 1,3, a los 350 km. La altura del máximo, según Rishbeth (1971), es 300 km y su valor calculado de 1,2. Heelis y otros (1974) obtuvieron un valor de  $A = 1,1$  a los 240 km, en acuerdo con el valor medido a esa

altura pero no aclararon si su modelo predice valores mayores a alturas superiores.

El modelo semiempírico de densidad electrónica utilizado en los dos trabajos mencionados, lo mismo que en algunos otros (Kohl y King, 1967; Hellis y otros, 1974; Ill y otros, 1975), se basa en un perfil tipo Chapman, sin embargo, este tipo de perfil representa una densidad electrónica que no está de acuerdo con las observaciones en capa F. Por otra parte, ambos toman una altura del máximo de densidad electrónica que no reproduce el peculiar ascenso de la capa F ecuatorial durante el día y, sobre todo, al atardecer.-

En el presente trabajo se elabora un modelo semiempírico de densidad electrónica más acorde con las observaciones y se utilizan las ecuaciones de Rishbeth, especialmente aptas por su simplicidad, para evaluar la importancia de este parámetro en el cálculo de la superrotación.-

## 2. CALCULO DE LA SUPERROTACION

### 2.1. Parámetros atmosféricos e ionosféricos

A fin de aislar el efecto de la densidad electrónica, se han tomado para los restantes parámetros los mismos valores que fueron utilizados por Rishbeth.-

Para la densidad electrónica este autor propone el perfil:

$$N_e(h) = N_m \exp(1 - Z - \exp(-Z)) \quad (1)$$

Con:  $N_m$ , densidad electrónica máxima y  $Z = (h - h_m)/H_F$  donde  $h$  es la altura medida desde la superficie terrestre,  $h_m$  es la altura donde ocurre el máximo de densidad electrónica y  $H_F$  es la escala de altura del oxígeno:  $H_F = kT/gm_o$ .

La forma del perfil de densidad electrónica en capa F dista bastante de ser la dada por (1) (ver Fig. 1), y la altura máxima  $h_m$ , que Rishbeth toma igual a 300 km durante todo el día, sufre variaciones notables durante el mismo, sobre todo al anochecer cuando la capa experimenta un brusco ascenso y posterior descenso pudiendo alcanzar alturas del orden de los 600 km (ver Fig. 2).-

Se elaboró por lo tanto un modelo semiempírico de densidad electrónica compuesto por expresiones analíticas sencillas que describen adecuadamente las características cualitativas de la variación diaria de la densidad electrónica en la zona ecuatorial.-

El modelo elaborado consiste de dos formas distintas de perfil según el período del día. Entre las 7 y 16 horas se aplica:

$$N_e = N_m \exp (AZ^2 + BZ^3); \quad (2)$$

$$Z = h - h_m, \quad 150 \text{ km} < h < h_m,$$

Los coeficientes A y B se estimaron ajustando por cuadrados mínimos la curva descripta por (2) a los perfiles determinados por Thomas (1962) durante el mes de Septiembre de 1957.-

Para las restantes horas del día, se utilizó:

$$N_e = N_m \exp (Z'/D_1)^{n_1} / (1 + Z'/D_2)^{n_2} \quad (3)$$

$$Z' = h_m - h, \quad 150 \text{ km} < h < h_m$$

Procediendo de igual modo con los parámetros  $n_1$ ,  $n_2$ ,  $D_1$  y  $D_2$ .

A las 6 y las 18 horas se completó el perfil de alturas inferiores con un tramo de densidad electrónica constante, para reproducir el valle que presenta el perfil a esas horas (Goldberg y otros, 1974). En la Fig. 3 se ha graficado la variación de  $N_e$  durante el día y a una altura fija de 250 km, que se obtiene de (1), y de (2) y (3) tomando para  $N_m$  el valor promedio de este parámetro obtenido de los ionogramas de Huancayo durante el mes de Septiembre de 1967 (que es el utilizado por Rishbeth), junto con la medida por Waldteufel y Mc Lure (1969) en un día quieto del mismo mes y año, mediante el radar de dispersión ionosférica de Jicamarca. El número de manchas solares del día elegido (Septiembre 13 de 1967) era  $R = 65$ , muy próximo al promedio de ese mes:  $R = 75$ .-

## 2.2. Condición de contorno sobre la corriente

Como el propósito de este trabajo es, como se dijo, analizar la importancia de la densidad electrónica en el problema de superrotación se han tratado de utilizar las mismas hipótesis y ecuaciones que propusiera Rishbeth, sin embargo la modificación introducida en ese parámetro lleva a la necesidad de revisar la condición de contorno sobre la corriente utilizada por este autor.-

A efectos de encontrar la corriente que circula desde el borde inferior de la capa F proveniente de la capa E, Rishbeth supone el circuito de la Fig. 4a.; para cerrar el cual considera que la corriente que sale vertical a la capa E,  $j'_z$ , está vinculada con la corriente alineada con el campo magnético en capa F,  $j'$ , mediante la relación:

$$j'_z = j' \cos \theta \quad (4)$$

esta condición fue propuesta por Maeda y Murata (1965) quienes la utilizaron para estudiar las corrientes magnetosféricas debidas a asimetrías en el campo eléctrico alrededor del Ecuador, y es actualmente utilizada cada vez que quieren vincularse

las corrientes que circulan en capa E, corrientes de dínamo, con las ionosféricas y magnetosféricas (ver p.e. Schieldge y Venkateswaran, 1973; Yasuhara y otros, 1975). En (4),  $I'$  es la inclinación magnética a la altura de la base de la capa F (150 km) y a la latitud considerada.-

Rishbeth encuentra que  $j'_z$  se anula para una determinada línea de campo que ingresa a la capa E a una latitud  $\theta'$ , más allá de la misma, la corriente fluye hacia arriba y hacia el ecuador, mientras que entre esa latitud y el ecuador la corriente retorna hacia abajo, estableciéndose así un circuito que se cierra a través de la capa E, como lo muestra la Fig.4a.-

Luego la corriente total que sale de la capa E entre  $\theta = 0$  y  $\theta = \theta'$  es igual a la corriente  $J_E$  que circula por la misma latitud  $\theta'$ , y que se evalúa mediante un modelo sencillo de la conductividad en la capa E. El circuito vincula ambas corrientes y permite calcular el campo eléctrico correspondiente a la línea de campo magnético que entra en la capa E a la latitud  $\theta'$ .-

Cuando, en vez del perfil de Chapman (ec. (II)), se utiliza el modelo de densidad electrónica discutido en el párrafo 2.1. (ecs.(2) y (3)), resulta que  $j'$  es siempre positiva lo que impide cerrar el circuito. Por otra parte esta corriente crece drásticamente hacia el ecuador, lo cual impide una adecuada definición de la altura base de la capa F.-

Si en vez de (4), se considera que la condición de contorno es (Duhau, 1979):

$$j'_z = j'_H \sin I' + j'_1 \cos I' \quad (5)$$

donde  $j'_1$  es la componente normal a las líneas de campo magnético de la densidad de corriente en la base de la capa F, el circuito se cierra. La corriente total que fluye a una latitud dada en la capa E es igual al flujo total de corriente que entra en la capa F entre el ecuador y esa latitud, no solo a la latitud  $\theta'$ , sino a cualquier otra, por lo tanto el cálculo, que Rishbeth hace sólo a los 300 km, altura correspondiente a  $\theta' = 9^\circ$ , puede repetirse para otras alturas. La Fig. 4 (b) muestra cómo se cierra el circuito cuando se utiliza (5).-

### 3. RESULTADOS Y DISCUSION

Se calculó la superrotación a los 300 y a los 250 km, el resultado se ha graficado en la Fig. 5. Nuestro cálculo da un valor de  $\Lambda$  ligeramente superior al obtenido por Rishbeth. Ambos son inferiores al medido, a los 300 km. Existe cierta evidencia de que la superrotación disminuye con la actividad solar (King-Hele y Walker, 1977); pero las curvas que se muestran en la Fig. 5 representan un prom

medio de las mediciones para cualquier actividad, y en el presente trabajo el cálculo ha sido hecho para una actividad fija ( $F_{10.7} = 130$ ). Por lo tanto, mientras no se conozca mejor la dependencia de la superrotación con la actividad solar no es posible decidir si la discrepancia encontrada es significativa.-

En la Fig. 6 se ha graficado el cociente entre las componentes normal,  $\theta_2$  y paralela  $\theta_1$ , a las líneas de campo magnético, del flujo total de corriente que penetra en la capa F en un entorno del ecuador (Fig. 6b) y en un intervalo de latitudes fuera del mismo (Fig. 6a). Nótese que salvo entre las 0 y las 6 horas, durante las cuales son comparables, el flujo normal es mucho mayor que el paralelo no sólo en el entorno del ecuador donde el primero es máximo, sino también fuera del mismo. Esto quiere decir que el flujo de corriente que ingresa en la capa F en dirección normal a las líneas de campo magnético es importante, no solo en la zona del electrochorro ecuatorial, como fuera mostrado por Duhau (1980), sino a otras latitudes.-

Nótese que la corriente encontrada es un efecto inmediato de la densidad electrónica utilizada. Esto implica que en la capa F la distribución electrónica afecta sustancialmente la distribución de corrientes y viceversa.-

Llama la atención que, a pesar de esta fuerte dependencia entre la distribución de los electrones y de la corriente, la superrotación predicha por dos modelos de densidad electrónica distintos, sea prácticamente la misma. Ello en parte se debe a que los dos modelos utilizados son más similares durante la noche, salvo en las primeras horas posteriores al anochecer, que durante el día; y es durante la noche que el arrastre de la ionósfera sobre la atmósfera se hace más notable (Rishbeth, 1971). Sin embargo, como puede observarse en la Fig. 5, el promedio de  $\lambda$  entre las 18 y 24 horas calculado a los 300 km con el perfil tipo Chapman (ec. 1) es de 1,38 y con el modelo más realista (ecs. (2) y (3) es de 1,44 es decir un 15% más grande, diferencia que ya es apreciable, y que se debe al brusco ascenso de la capa al atardecer. En la Fig. 6a. se ha graficado el ángulo  $\theta$ , al cual ingresa a la capa E la línea de campo geomagnético a lo largo de la cual el campo eléctrico es máximo, a esa latitud ocurre el máximo de  $J_E$ ; nótese que durante las horas posteriores al atardecer este ángulo aumenta notablemente, lo cual implica que la línea de campo magnético en la cual el campo eléctrico es máximo corta al ecuador a alturas bastantes mayores que los 300 km, y permite esperar que el arrastre de la ionósfera sobre la atmósfera siga aumentando durante esas horas a alturas superiores cuando se lo calcule con un modelo de densidad electrónica que reproduzca adecuadamente el ascenso de la capa durante las mismas. Para efectuar el cálculo a alturas superiores, se requiere elegir un modelo de densidad electrónica para alturas por encima del máximo de concentración, por lo que dejamos este cálculo para un trabajo futuro.-

## BIBLIOGRAFIA

- Blum P.W. y Harris I., 1974: Some new aspects on the superrotation of the thermosphere; *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 36, 967.
- Blum P.W. y Harris I., 1975: Full non-linear treatment of the global thermospheric wind system-II. Results and comparison with observations; *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 37, 213.-
- Chaliner R.A., 1968: The apparent rotation of the upper atmosphere; *Planet. Space Sci.*, 16, 557.-
- Chaliner R.A., 1969: Neutral-air winds in the ionospheric F-region for an asymmetric global pressure system; *Planet. Space Sci.*, 17, 1097.-
- Chaliner R.A., 1970: Neutral-air winds in the ionospheric F-region for an asymmetric global pressure system; *Planet. Space Sci.*, 18, 1485.-
- Duhau S. 1980: La corriente vertical en la base de la capa F ecuatorial *Rev. Geofis. IPIG* (en prensa).-
- Goldberg R.A., Aikin A.C., Krishna Murthy B.V., 1974: Ion composition and drift observations in the night equatorial Ionosphere. *J. Geophys. Res.* 76, 2473.-
- Heelis R.A., Kendal P.C., Moffett R.J., Windle D.W., 1974: Electrical coupling of the E- and F-region and its effect on F-region drifts and winds; *Planet Space Sci.*, 22, 743.-
- Ill M., Clairemidi J. y Falin J.L., 1975: Neutral Winds in the F-region; *Planet Space Sci.*, 23, 401.-
- King-Hele D.G., 1972: Measurements of upper Atmosphere rotational speed from changes in Satellite orbits; *Space Research Akademie Verlag, Berlin, Vol. XII*, 847
- King-Hele D.G. y Walker D.M.C., 1977: Upper atmosphere zonal winds: variation with height and local time; *Planet. Space Sci.*, 25 313.-
- Kohl H. y King J.W. 1967: Atmospheric winds between 100 and 700 km and their effects on the ionosphere; *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 29, 1045.-
- Maeda K.I. y Murata H., 1965: Ionospheric Dynamo Theory with the consideration for magnetospheric current along the geomagnetic lines of force; *Rep. Ionos.Space Res. Japan*, 19, 272.-
- Matura N., 1968: Effect of the ionosphere on the upper atmospheric rotation; *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 30, 763.-
- Matura N., 1974: Electric fields deduced from the thermospheric model; *J. Geoph. Res.*, 79, 4679.-
- Rishbeth H., 1971: Polarization fields produced by winds in the equatorial F-region *Planet. Space Sci.* 19, 357.-
- Rishbeth H., 1977: Dynamics of the equatorial F-region; *J. Atmosph. Terr. Phys.*, 39, 1159.-
- Rishbeth H. y Kohl H., 1976: Topical questions of ionospheric physics: a working

- group report. J. Atmosph. Terr. Phys., 38, 775.-
- Schildge J.P. y Venkateswaran S.V., 1973: The ionospheric dynamo and ecuatorial magnetic variations; J. Atmosph. Terr. Phys., 35, 1045.-
- Thomas J.O., 1962: The electron density distribution in the F. region of the ionosphere. Electron density Profiles in the ionosphere and exosphere; Proceeding of a Nato Advanced Institute; Pergamon Press, New York, Pag. 143.-
- Waldteufel P. y McClure J.P., 1969: Mesures de densités et températures électroniques por diffusion incoherente; Annals Geophys., 25, 785.-
- Yasuhara F., Kamide Y. y Akasofu S.I., 1975: Field aligned and ionospheric Currents; J. Atmosph. Terr. Phys., 23, 1355.-

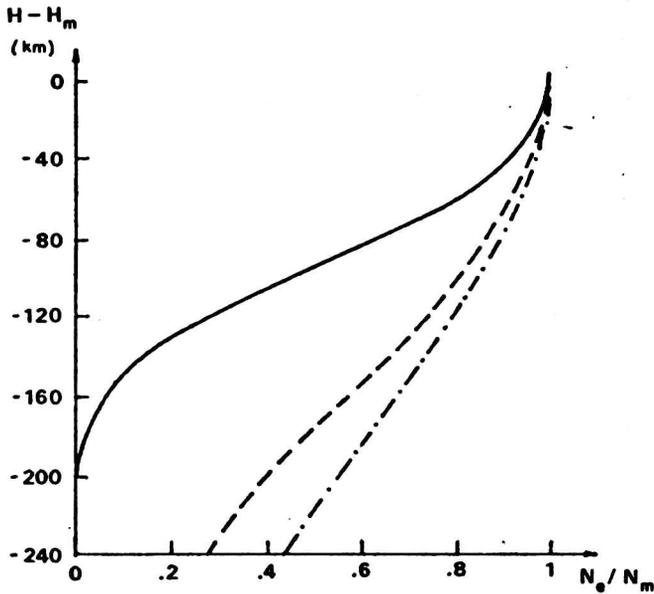


Figura 1

Perfiles de densidad electrónica: promedio mensual obtenido por Thomas (1962) de los ionogramas de Huancayo (latitud magnética)  $11^{\circ}4'$  durante Septiembre de 1957, 12 horas-19 horas. La línea llena representa al perfil de Chapman (ec. (1)), con  $H_F = 70$  km.

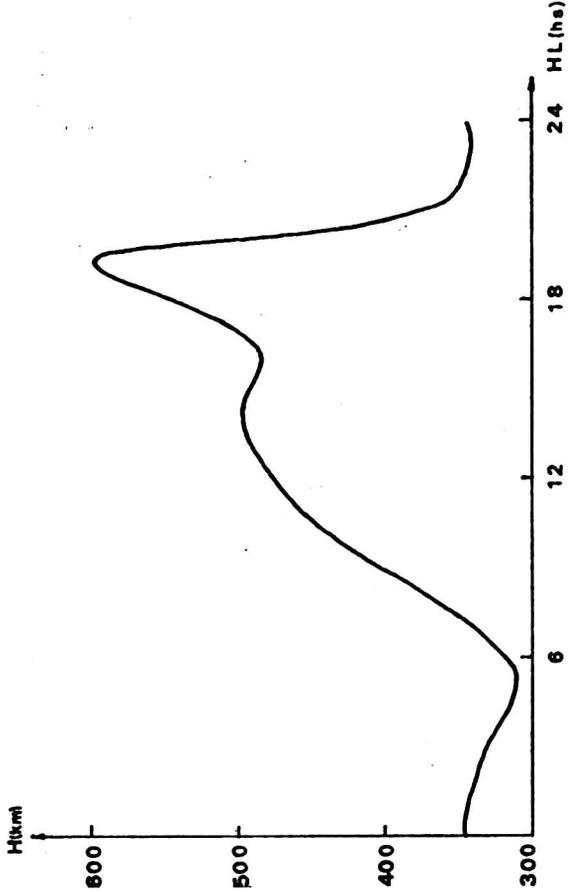


Figura 2

Altura del máximo de concentración electrónica durante el mes de Septiembre de 1957 en Huancayo (Thomas, 1962).-

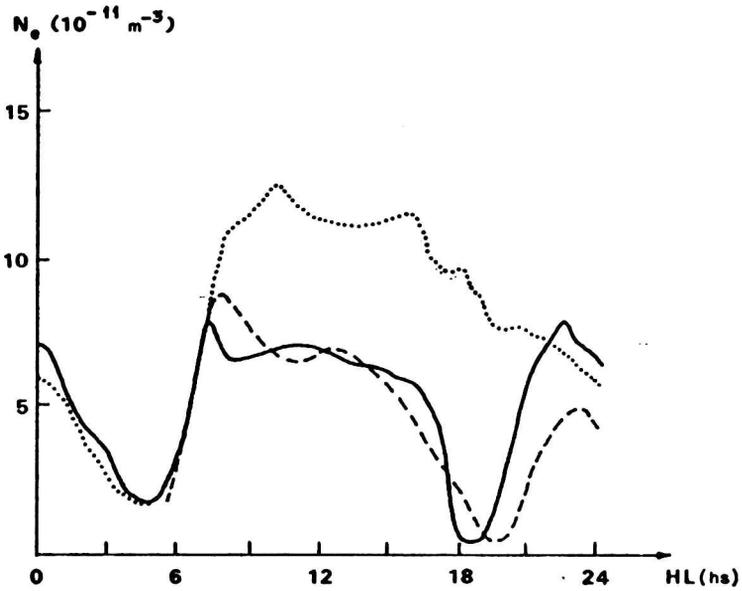


Figura 3

Variación de la densidad electrónica con la hora local: (----) medida por Wadteufel y McLure (1969) en Jicamarca el 13 de Septiembre de 1967 (—); obtenidas del perfil de Chapman (ec. (1)) con  $h_m = 300$  km constante (Rishbeth, 1971) (...) perfil dado por las ecuaciones (2) y (3).-

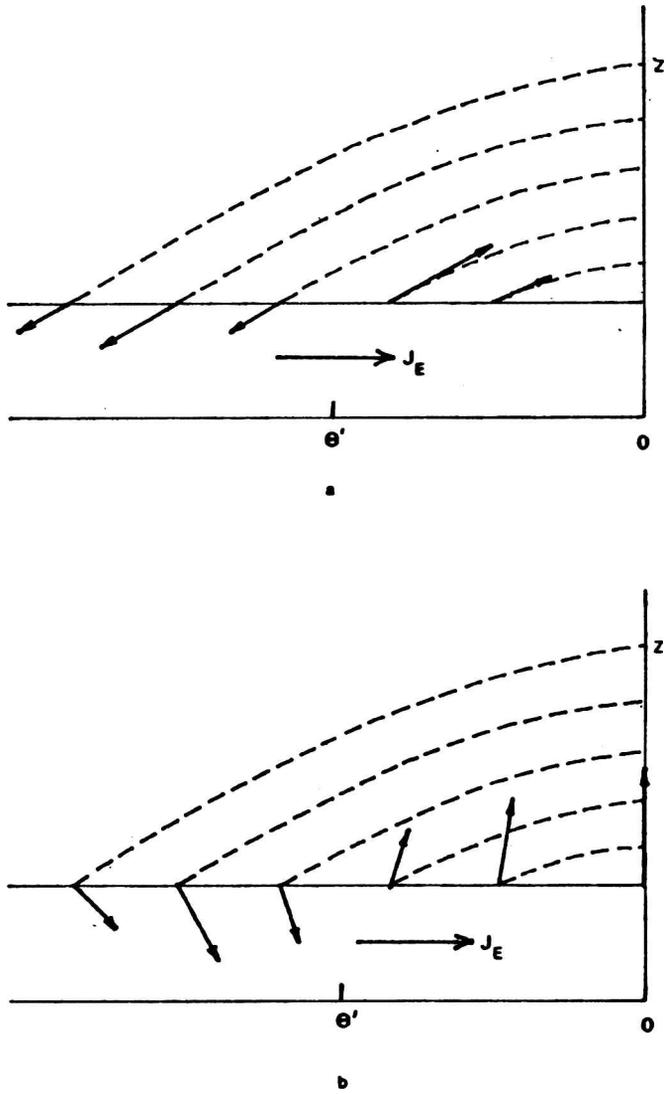


Figura 4

Esquema del sistema de corrientes que circulan entre la capa E y la Ca pa F ecuatoriales.-

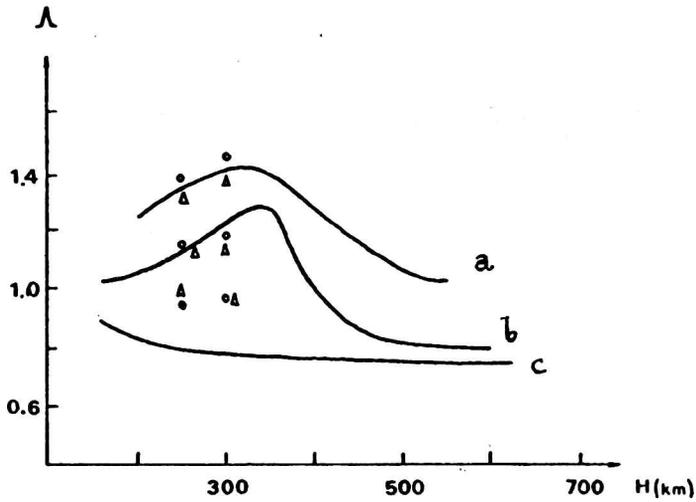


Figura 5

Variación del coeficiente de superrotación con la altura. Las curvas corresponden a los resultados de King-Helle y Walker (1977) a: promedio entre las 18 y 24 horas; b: promedio diario; c: promedio entre las 4 y 12 horas. Los triángulos indican los resultados del presente cálculo con un perfil de Chapman; los círculos con las expresiones (2) y (3).-

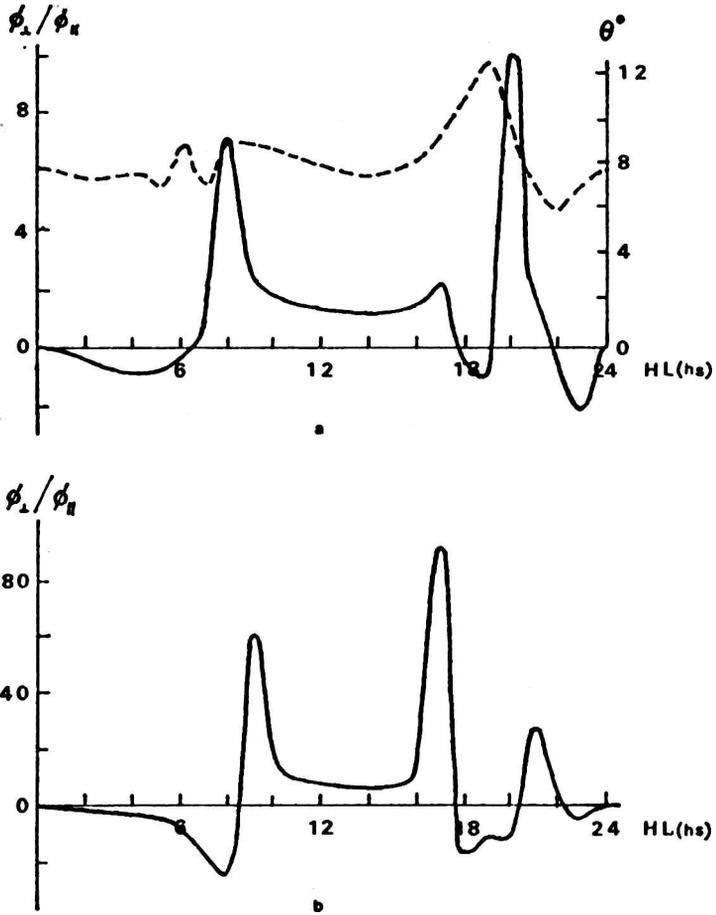


Figura 6

Cociente entre las componentes normal,  $\phi_{\perp}$ , y paralela,  $\phi_{\parallel}$ , a las líneas de campo magnético, del flujo total de corriente, que ingresa en la capa F, (a): en el intervalo  $4^{\circ} < \theta < 6^{\circ}$  (b): en el intervalo  $0 < \theta < 4^{\circ}$ . La línea cortada en la Fig. 6 (a) indica el ángulo,  $\theta^{\circ}$ , al cual ingresa a la capa E la línea de campo geomagnético a lo largo de la cual el campo eléctrico es máximo.-

ESTUDIO DEL INDICE DE REFRACCION ATMOSFERICA  
EN LA REPUBLICA ARGENTINA

Carmen Y. Quinteros de Menzies

Norberto L. Di Lorenzo

Servicio Meteorológico Nacional, Fuerza Aérea Argentina.  
Departamento de Meteorología, Facultad de Ciencias Exactas  
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

La magnitud del índice de refracción determina la trayectoria de la energía electromagnética en la atmósfera. Cuando su distribución en la atmósfera se aparta de los valores "standard" acaecen fenómenos de propagación anormal que dan lugar a la aparición de ecos anómalos en las pantallas de los radares.

En este trabajo se estudia la ocurrencia de esos fenómenos en la pantalla de un radar M-33 y se los relaciona con variables meteorológicas tales como temperatura y tensión de vapor. A los efectos de estimar el comportamiento de los valores normales del índice de refracción se ha comenzado a elaborar el Atlas correspondiente para la República Argentina.

ABSTRACT

The magnitude of the refraction index fixes the electromagnetic energy trajectory in the atmosphere. Whenever its distribution is set apart from its "standard" values then abnormal propagation which gives rise to anomalous echoes on the radar displays takes place.

The occurrences of those phenomena on a M-33 radar display and its relationship with meteorological variables such as temperature and vapour tension are here analyzed. In order to achieve an estimation about the normal values behaviour of the refraction index the Atlas which corresponds to the Argentine Republic has been initiated.

## INTRODUCCION

Es sabido que las ondas de radio de una frecuencia superior a los 30 Mc no son reflejadas por la ionósfera y el comportamiento de su propagación está dado, en general, por el estado de la baja atmósfera y en particular, por la distribución del índice de refracción. El conocimiento del mecanismo por el cual estas ondas se propagan es importante tanto para el desarrollo de los sistemas de comunicaciones como para el desarrollo de la radiometeorología.

En el diseño de redes de comunicación es necesario saber cual es la intensidad de campo en los lugares donde se emplazarán las estaciones, la distancia máxima o radio-horizonte que se puede alcanzar, las máximas variaciones mensuales de intensidad de campo y la probabilidad de comportamiento anormal de la atmósfera.

En cuanto a la radiometeorología, el apartamiento de las condiciones atmosféricas de sus valores standard produce super o subrefracción que se traduce en la formación de conductos de propagación con aparición de ecos anómalos.

## GENERALIDADES

En condiciones normales, debido a la disminución del índice de refracción con la altura el haz de energía electromagnética emitido horizontalmente, se curva hacia abajo con un radio de curvatura que es aproximadamente 1/4 del radio terrestre. Bajo determinadas condiciones meteorológicas la energía queda confinada en capas finas cerca de la superficie terrestre con el resultado de un anormal aumento de la intensidad de campo a distancias mayores del radio-horizonte. Esto se da por ejemplo en la zona de transición de dos masas distintas de aire en donde se produce un aumento de reflexión de energía. El valor normal de "n" índice de refracción en superficie, es de alrededor de 1,0003. En la práctica por comodidad se define un índice de refractividad "N" derivado del anterior.

$$N = (n - 1) 10^6 \quad (1)$$

con un valor normal del orden de 300 en superficie  $N_s$ ; el valor de  $N$  está dado por:

$$N = K_1 P/T + K_2 e/T^2 \quad (2)$$

donde  $P$  = presión atmosférica en mb

$T$  = temperatura en °K

$e$  = tensión de vapor presente en mb

$$K_1 = 77,6 \text{ °K/mb}$$

$$K_2 = 3,73 \text{ °K/mb}$$

Con el radar M-33 emplazado en el Aeropuerto Internacional de Ezeiza se detectó la ocurrencia de ecos anómalos imposibles de asociar con la presencia de hidrometeoros y se llegó a la conclusión de que debía su origen a propagación de energía en una atmósfera que se apartaba de las condiciones standard. La metodología adecuada para investigar estos fenómenos comienza con el estudio del comportamiento de "N" y la verificación acerca de si superó los valores límites para la ocurrencia de refracción anormal. La trayectoria que sigue el haz de radio en la atmósfera depende del gradiente del índice refractivo en su recorrido y de sus componentes horizontal y vertical. La componente horizontal es muy pequeña frente a la vertical y para los casos prácticos se la desprecia considerándola así horizontalmente homogénea.

Como una aproximación primaria al valor de  $dn/dh$  por incrementos finitos ( $\Delta N/\Delta H$ ) se puede aplicar las fórmulas de regresión calculadas en otros países. Puede citarse así como ejemplo la de aplicación en Estados Unidos, para  $\Delta H = 1 \text{ Km}$  :

$$\Delta N = -7,32 \exp(55,77 N_s 10^{-4}) \quad (4)$$

o la de Alemania:

$$N = -9,3 \exp(45,65 N_s 10^{-4}) \quad (5)$$

ambas con coeficientes de determinación significativos.

Para obtener en cambio el valor de  $dn/dh$  con más exactitud en un caso real se puede recurrir a uno de estos dos métodos:

- i) directo: con un instrumento sensible a la propagación electromagnética como el refractómetro.
- ii) indirecto: midiendo las variaciones de P, T, e en la vertical y aplicando la (2).

Si bien el 1° método es preferible al 2° ya que la exactitud es función del error de un solo sensor, es poco viable prácticamente pues se trata de un instrumento complejo y caro. Las mediciones de PTU son en cambio muy comunes y difundidas merced al uso de sondas de probada confiabilidad y se dispone, en general, de toda la infraestructura para recibir la información en tierra. Debe tenerse en cuenta que como normalmente los casos de propagación anómala se producen en capas bajas de la atmósfera, las mediciones raramente deben exceder los primeros 1.000 m sobre el terreno.

Para poder definir y estudiar la ocurrencia de casos anómalos es pues necesario conocer los valores climatológicos de N y la variación de N en el espacio y en el tiempo. Esto nos permitirá también contribuir al estudio de las variaciones de intensidad de campo. Packard y Stetson figuran entre los primeros que notaron la funcionalidad entre este parámetro y el índice refractivo. Para promedios semanales y mensuales de ambas variables se calculó coeficientes de correlación que oscilan entre 0,8 y 0,95. Sobre estos resultados Gray y Norton desarrollaron un método de predicción de pérdida en transmisión en la banda de 1.000 a 50.000 Mc.

#### TAREAS INVOLUCRADAS EN ESTA INVESTIGACION

Esta investigación comprende a grandes rasgos, cuatro items:

- i) Elaboración de un Atlas del Índice Refractivo en la República Argentina.
- ii) Estudio de la variación de N en la vertical y determinación de la función de mejor ajuste.
- iii) Análisis de casos marcados de ocurrencia de ecos anómalos.

iv) Desarrollo de una técnica para medir la distribución de  $N$  en capas bajas en casos de ocurrencia de ecos anómalos.

En rigor la tarea ii) estaría comprendida en el desarrollo del Atlas del Índice Refractivo.

#### ESTADO ACTUAL DE LAS TAREAS

##### 1) Atlas del Índice Refractivo

Corresponde mencionar que no es la primera vez que se realiza un intento de esta naturaleza. En 1966 Bean, Cahoon, Samson y Thayer por contrato con la ESSA, con 5 años a lo sumo de datos de 306 estaciones elaboraron las cartas climáticas mundiales del índice de radio refractividad. Para la Argentina la muestra consistió en la información de 5 estaciones de radiosondeo; debido a lo exiguo de la muestra y de la baja densidad espacial en el caso del extenso territorio de nuestro país, la definición resulta pobre. Se optó entonces -en este estudio- por ampliar la muestra para obtener cartas más detalladas.

Se calculó los valores mensuales medios del índice refractivo en superficie  $N_g$ , aplicando en la (2) los valores normales de la información de las 44 estaciones básicas y 40 auxiliares del SIMN, que se usaron en la confección del Atlas Climatológico de Sud América. En rigor correspondería promediar mensualmente series de valores diarios de  $N_g$ , pero según los cálculos de Bean y Sutton el error que se comete aplicando el método aproximado es menor o igual a 1,5, valor muy pequeño comparado con las variaciones estacionales y orográficas.

Con los valores así calculados de  $N_g$  para las estaciones argentinas y unas pocas limítrofes, se elaboraron las 12 cartas mensuales. En general los valores de  $N_g$  en terreno llano están dentro del rango de 300 a 360 unidades que es el que en promedio corresponde a climas templados en latitudes medias. Los valores inferiores a 300 que se observaron en Cuyo y la región cordillerana norte corresponden climatológicamente a regiones semiáridas y montañosas con pen-

dientes altas, por encima de los 1000 m. De acuerdo con el coeficiente adoptado por el grupo de estudio del Laboratorio Central de Radio Propagación de ESUU, para 0,2 db de cambio en intensidad de señal por unidad de cambio en N, la variación climática correspondiente en terreno llano sería de 6 a 12 db y en terreno montañoso de 0 a 12 db.

#### ii) Variación de N con la altura

Se han hecho muchos estudios a nivel mundial para determinar la variación de N con la altura y se ha visto que en general aproxima bien con una ley similar a la de la variación de densidad con la altura. Esto daría una expresión del tipo

$$N_z = N_s \exp(-z/H^*) \quad (6)$$

donde  $z$  = altura

$H^*$  = factor de escala

Se calculó (6) ajustando por cuadrados mínimos con datos de 12 estaciones de radiosondeos y se llegó a la expresión:

$$N_z = 1,01 N_s \exp(-z/7,891) \quad (7)$$

con un coeficiente de correlación  $r = -0,74$ .

Se ve así que la variación de N con  $z$  es lo suficientemente regular como para permitir una primera aproximación a los valores en altura de N a partir solamente de los datos de superficie y la constante  $H^*$ .

En general los valores obtenidos mundialmente para  $H^*$  son de alrededor de 7. Con la expresión (7) se puede calcular:

$$N_0 = 1,01 N_s \exp(-h/7,891)$$

donde  $h$  = altura de la estación.

Esto nos permite liberarnos de la dependencia de N en superficie con la altura del lugar y poner un mayor énfasis en la diferencia entre masas de aire.

### iii) Análisis de casos marcados de ocurrencia de ecos anómalos

Dado que no se dispone de información para calcular la variación de  $N$  en la altura y la posible formación de un conducto, se estudió la variación horizontal de  $N_g$  en un entorno de la hora de ocurrencia de los ecos. Se muestra como ejemplo el caso del 23-12-74. Ese día se recibieron ecos de terreno de la línea costera Uruguaya, desde Carmelo hasta 180 Km al Este, como se ve en Figura 2 a). En condiciones normales debido a la curvatura terrestre, esos ecos no se habrían recibido. Posteriormente aparecieron líneas cortas fibrosas especialmente hacia el NO, transversales a la dirección del viento conforme se ve en Figura 2 b). En un lapso de 3 horas la variación en superficie fue:

$$\Delta T = 4.4 \text{ }^\circ\text{C} \quad \Delta e = -16 \text{ mb} \quad \Delta N = -80$$

Este  $\Delta N$  es el mayor de todos los calculados en este trabajo. Como dato de comparación puede verse en el mapa de diciembre que el rango de  $N_g$  en la Argentina en terreno llano es de 300 a 360. Pudo calcularse la variación vertical de  $N$  con el radiosondeo de Ezeiza y se encontró en los 600 m correspondientes a una inversión de subsidencia, un  $\Delta N = -109/\text{Km}$  superior aun en módulo al valor de  $-100/\text{Km}$  calculado por Bean y otros como propicio para la formación de un conducto.

### iv) Medición de $N$ en capas bajas

Se han realizado varias pruebas para fijar el sistema operativo óptimo y ajustar el método a las necesidades del caso. Como lugar de medición se seleccionó el Aeropuerto Internacional de Ezeiza que cuenta con personal idóneo para esta tarea y con el sistema receptor de radiosondeo, además de ofrecer la ventaja de ser el asiento del radar meteorológico M-33 de la UBA.

En principio el método de observación es el siguiente: se eleva el globo cautivo portador de un radiosonda adaptado y se recibe simultáneamente la información PTU. A la altura prevista se hace descender el globo y se continúa la recepción de los datos.

### CONCLUSIONES

- a) El índice N varía con el clima.
- b) La variación normal en la República Argentina de intensidad de señal de campo electromagnético es del orden de 0 a 12 en la región Cuyana y el NO y de 6 a 12 en el resto del país.
- c) Se confirma que la variación de N con z es lo suficiente regular como para permitir aproximar a los valores de  $N_z$  a partir de  $N_g$  y del conocimiento del factor escala.
- d) Los casos de ocurrencias de ecos anómalos se produjeron con mar cadas variaciones de temperatura y tensión de vapor.

### BIBLIOGRAFIA

- Battan, L.J.: Radar Meteorology, Chicago, The University of Chicago Press, 1974.
- Bean, B.R.; Cahoon, B.A.; Samson, C.A. y Thayer, G.D.: A World Atlas of Atmospheric Radio Refractivity, U.S.A. Department of Commerce, Environmental Science Services Administration, 1966.
- Bean, B.R. y Dutton, E.J.: Radio Meteorology, New York, Dover Publications Inc., 1968.
- Kerr, D.E., 1951: Propagation of short radio waves, New York, Mc Graw Hill.

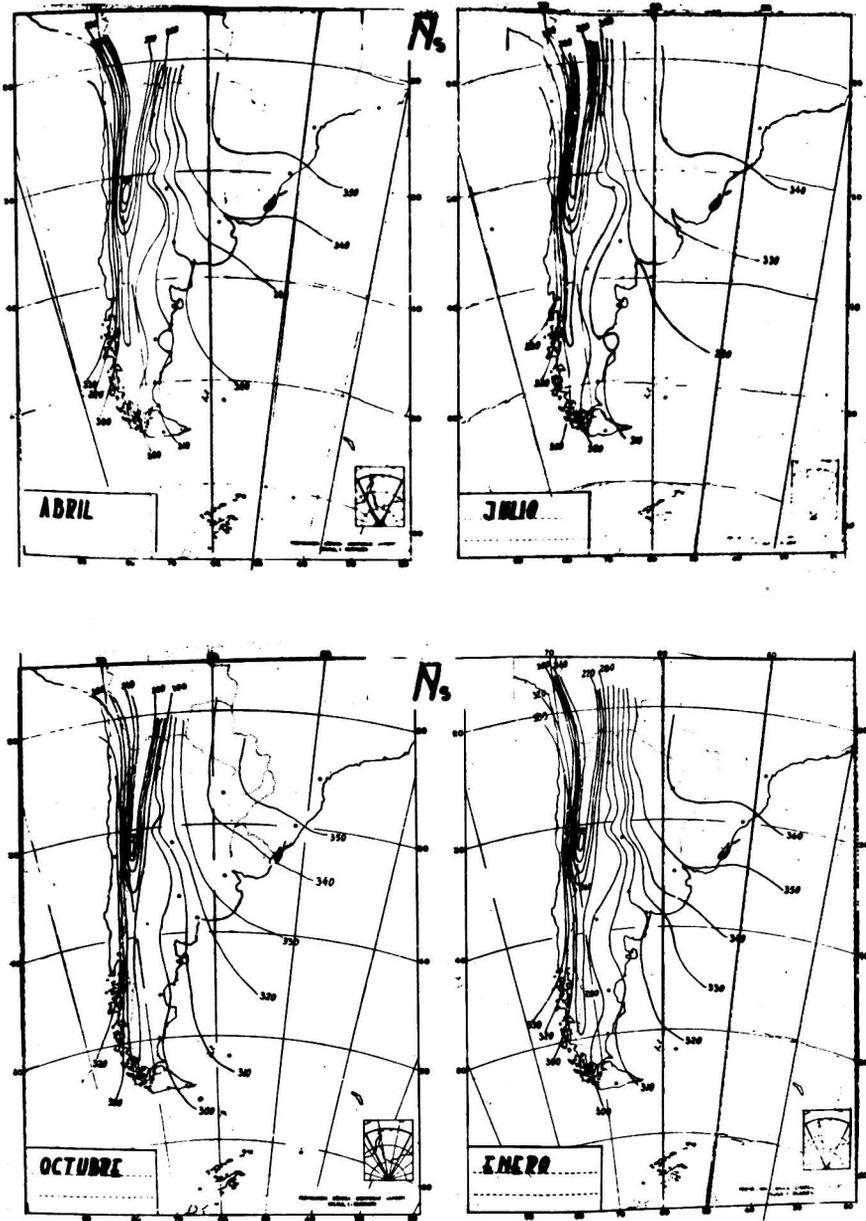
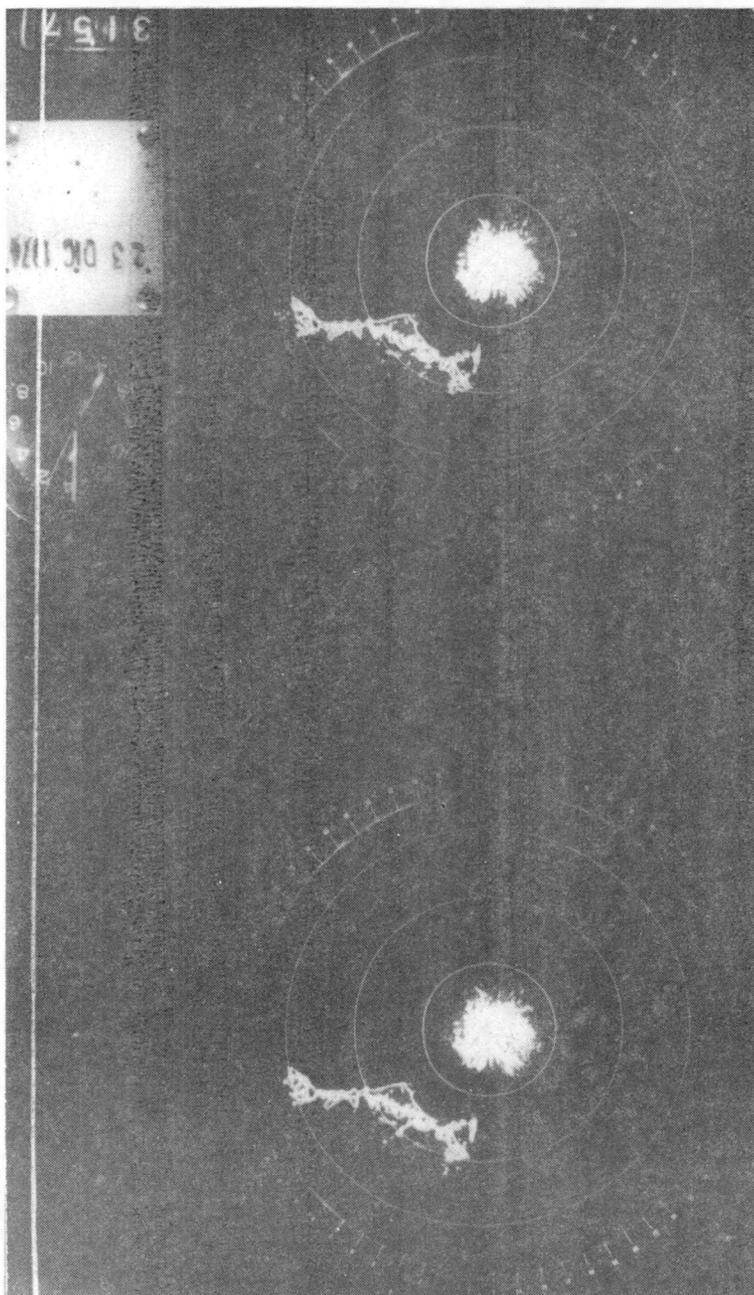
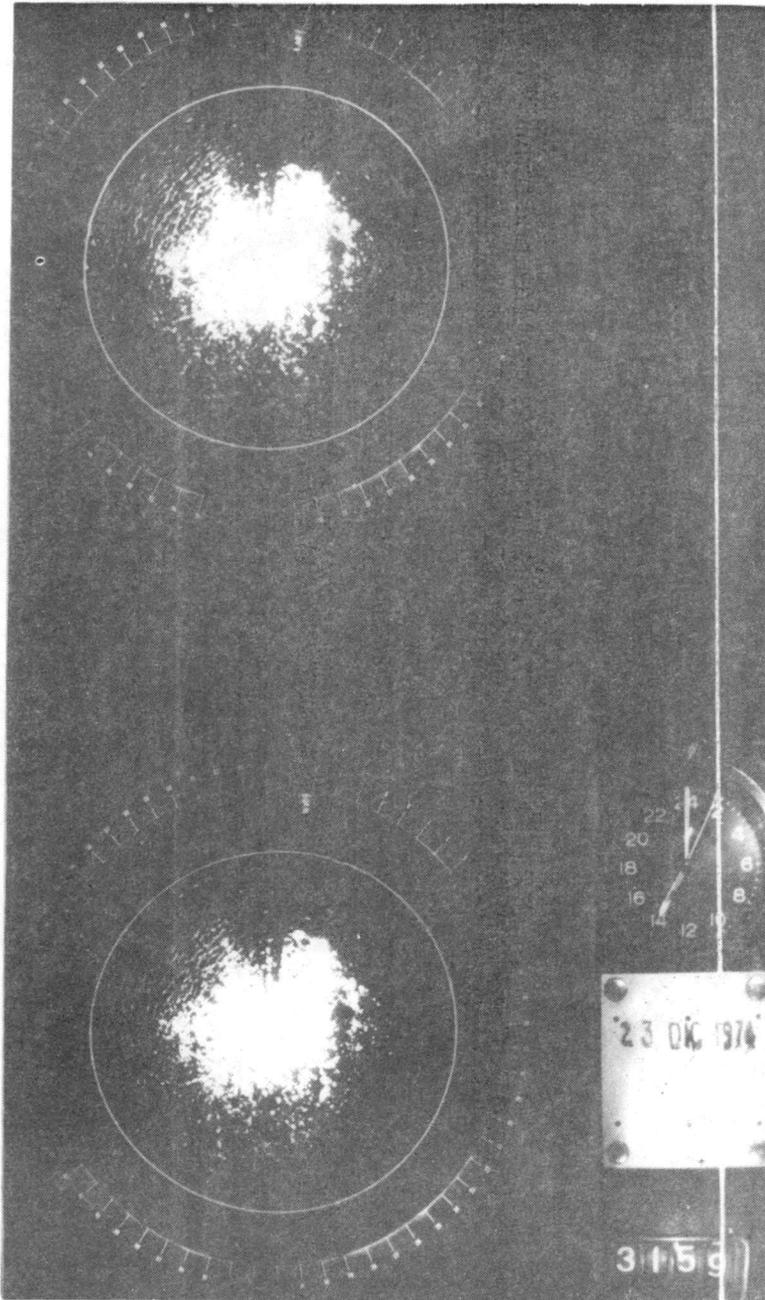


Figura 1







ESTUDIO POR METODOS INDIRECTOS DE LA RELACION  
REFLECTIVIDAD-CANTIDAD DE LLUVIA PARA BUENOS AIRES

María E. Guichandut

Carmen Y. Quinteros de Menzies

Emilio A. Caimi

Departamento de Meteorología, Facultad de Ciencias Exactas,  
Universidad de Buenos Aires.

Servicio Meteorológico Nacional, Fuerza Aérea Argentina.

Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

La observación de la variable lluvia adolece de serios defectos. Uno de los más serios es la escasa densidad de las redes convencionales. Para subsanar este problema se recurre a métodos indirectos de medición. El más eficaz es el que relaciona la lluvia R con la reflectividad Z del sistema precipitante que le dio origen por medio de la clásica ecuación  $Z = aR^b$ . En este trabajo se estudia esa relación con una muestra formada por espectros de gotas de lluvia natural en Buenos Aires. Los valores de los coeficientes de correlación obtenidos (superiores a 0.8) muestran un buen ajuste entre Z y R con una ley potencial.

ABSTRACT

Observation of rain variable presents grave defects. The most serious one is the poor density of conventional networks. In order to solve this problem indirect methods of measurement are applied. The most efficient is the method that relates rain R with reflectivity Z of the rainfall system which gave origin to it through the classic equation  $Z = aR^b$ . In this paper is studied by means of a sample formed by spectra of rain drops in Buenos Aires. The values of the correlation coefficient obtained (beyond 0.8) fit into an adequate adjustment between Z and R with a potential law.

## INTRODUCCION

Con la incorporación de equipos de radar al grupo de los instrumentos de observación no convencionales en meteorología, ha sido posible ampliar los estudios de ciertos fenómenos atmosféricos, tales como los estudios de física de nubes. Tanto éstos como la meteorología de radar se interesan en las investigaciones realizadas en espectros de gotas de lluvia. En el primer caso, como parte de las posibles explicaciones de los mecanismos de precipitación y de la dinámica de las celdas de lluvia y en el segundo, como estudios preliminares necesarios para la utilización del radar como sensor de lluvia.

## EL RADAR COMO MEDIDOR DE LLUVIA

Uno de los mayores problemas en meteorología, es el de poder contar con una red pluviométrica que permita obtener datos reales del agua caída dentro de un área muy extensa. Es sabido que el dato de un pluviómetro o pluviógrafo no es representativo del campo de lluvia en grandes áreas, debido, en parte, a los fuertes gradientes de precipitación comunes durante condiciones de tormenta. Es aquí donde, debido a lo impracticable del funcionamiento de una red pluviométrica ideal tanto operativa como económicamente, es necesario reconocer las ventajas del radar meteorológico tanto por la información que brinda en tiempo real como por el área extensa que abarca en sus observaciones ( 400 Km de radio). Debe sumarse a ésto la gran sensibilidad de un radar para detectar lluvia. Según distintos investigadores cualquier radar meteorológico puede detectar  $R = 0.06$  mm/hora a 100 km de distancia.

De ésto se deduce que lo óptimo es complementar una red pluviométrica con el apoyo de radares, consiguiendo así una información significativamente mejor en áreas de precipitación. Esta manera conjunta de integrar una red, es lo más aceptable, dada la naturaleza empírica de la relación con que se realiza la medición.

Básicamente la medición de lluvia por medio de un radar se fundamenta en la relación existente entre el factor  $Z$  de reflectivi-

dad del blanco precipitante -o el factor A de atenuación- y R intensidad de lluvia. El factor de reflectividad, aplicando la aproximación de Rayleigh, está dado por la expresión:

$$Z = \rho_1 n_1 D_1^6 \text{ mm}^6/\text{m}^3 \quad (1)$$

donde  $n_1$  = número de gotas por unidad de volumen

$D_1$  = diámetro de gotas

La intensidad de lluvia a su vez está dada por la expresión:

$$R = II 600 \rho_1 n_1 D_1^3 \text{ mm/h} \quad (2)$$

donde  $\rho_1$  = densidad de gota

De estas dos relaciones surge la conocida expresión:

$$Z = A R^b \quad (3)$$

Esta ley potencial, conectada por el diámetro de gotas, es la que permite que el radar pueda ser utilizado como instrumento de medición de cantidad de lluvia caída.

La dificultad que se plantea, es que no se trata de una relación biunívoca pues a "Z" no le corresponde un solo valor de "R" debido a que no sólo depende de D sino de  $n_1 D_1$  es decir, de las características del espectro de gotas, que varía espacial y temporalmente.

De allí la importancia que adquiere el conocimiento del espectro de gotas asociado a tipos de lluvia.

#### RELACION Z - R

Desde hace mucho tiempo, numerosos investigadores han determinado la relación Z-R desde dos puntos de vista. Uno consiste en mediciones simultáneas de intensidad de lluvia con medidores y de factor de reflectividad con el radar y se denomina método directo; otro, el método indirecto, que calcula ambos parámetros Z y R a través de los espectros de gotas de lluvia.

a) Método directo

Consiste, básicamente, en la medición instantánea de lluvia por medio de dos instrumentos: pluviógrafo y radar y de su posterior comparación para encontrar la expresión (3).

Este grupo de trabajo está implementando la aplicación de este método. Para ello cuenta con un Radar M-33 emplazado en EZEIZA. Para las mediciones de la intensidad de señal posee un procesador de video, desarrollado para presentar la pantalla PFI en siete niveles de intensidad de eco. La señal recibida se integra en distancia y luego se cuantifica en niveles precalibrados. Después de procesados, cada nivel se puede diferenciar en la pantalla por los distintos tonos de intensidad.

Por medio de la inyección de una señal de microonda en el sistema receptor del radar, se pueden calibrar con precisión los distintos valores de señal que acoten al nivel correspondiente.

El rango dinámico del sistema es de 60 db y dadas las características del procesador puede aumentarse o disminuirse, de acuerdo al tipo de lluvia que se observe.

Como parte del sistema se está integrando una microred con tres pluviógrafos, ubicado uno de ellos en la Ciudad Universitaria, Nuñez.

b) Método indirecto

Este se fundamenta en la dependencia de los parámetros Z y R, con el tamaño de las gotas que precipitan y con las variaciones espaciales y temporales registradas en los espectros.

La aplicación de este método trae, en consecuencia, los problemas inherentes a la utilización de espectros de gotas de lluvia, en principio por las hipótesis sobre las cuales se trabaja y además por las dificultades propias de las mediciones de los espectros.

Primero, se supone que el volumen muestreado, limitado a unos pocos  $m^3$ , es representativo de un volumen mayor ocupado por el haz del radar ( $10^5$  a  $10^6 m^3$ ). Un estudio realizado por Mueller y Sims.

(1966) indica que se requeriría contar con una muestra de  $44 \text{ m}^3$  para estimar la intensidad de lluvia dentro del 10%, con un 95% de confianza.

En el mismo trabajo se demuestra que un volumen más pequeño es aceptable para determinar Z-R, si la cantidad de muestras incluidas en el análisis es suficientemente grande.

Además, para determinar el espectro de tamaño de gotas en un volumen en el espacio, debe conocerse la velocidad de caída de las gotas individuales.

En nuestro caso se utilizó la velocidad terminal universalmente reconocida de Gunn y Kinzer (1949) que supone aire quieto. Sin embargo debe hacerse la salvedad que esta suposición es aproximadamente válida cerca del suelo, pues las gotas que caen desde cierta altura están sometidas a corrientes de ascenso y descenso. En general son éstas las "captadas" por el radar.

#### DETERMINACION DEL ESPECTRO DE TAMAÑO DE GOTAS DE LLUVIA

Se han ensayado varios métodos para medir gotas de lluvia e incluso en los últimos años, se han diseñado instrumentos que tienden al registro continuo, automático e instantáneo de las gotas, como por ejemplo el disdrómetro.

Los métodos tradicionales empleados desde hace varias décadas, si bien poseen la ventaja de su sencillez requieren el empleo de mucho tiempo en el análisis posterior de los resultados. También, en ciertos casos, no dan una respuesta adecuada de la variación de la distribución de tamaño de gotas cuando éstas cambian rápidamente.

De los métodos ensayados por el grupo de trabajo de Física de Nubes se resolvió adoptar el ideado por Bentley en 1904, que a pesar de su simplicidad es exacto y efectivo. Esto lo hace aconsejable como técnica de calibración de otros métodos con muy buenos resultados.

El procedimiento consiste en recoger gotas de lluvia en una capa de harina tamizada no compactada. Cada gota forma al fraguar

una bolita de engrudo cuyo tamaño es proporcional a la gota de lluvia que le dio origen. Para poder identificar más fácilmente a las bolitas se agrega a la harina una pequeña cantidad de un colorante intenso y soluble en agua como azul de metileno.

La calibración se realizó con gotitas obtenidas con capilares de distinto diámetro. La función de calibración obtenida fue:

$$D = 1,2 p^{1/3}$$

donde p = peso de la gota.

Las desventajas que presenta este método es que la harina puede ser aventada parcialmente por acción de los vientos asociados, generalmente, a las tormentas. También éstos desvían a las gotas de sus trayectorias de caída, aumentando por consiguiente su velocidad y provoca las salpicaduras de las mismas al entrar en contacto con la harina.

#### RESULTADOS

Con este método se han realizado hasta el momento en la Ciudad Universitaria, Ménez, unos doscientos muestreos de espectros de gotas de lluvia desde 1975 hasta la fecha.

En este trabajo se incluyó un total de 117 muestras pertenecientes a 19 lluvias. Con los valores de los espectros correspondientes se calculó los Z y R pertenecientes aplicando (1) y (2).

Se graficaron los valores obtenidos en un papel logarítmico y se aplicó el método de los cuadrados mínimos para obtener la recta de mejor ajuste del tipo.

$$\ln Z = \ln A + b \ln R$$

Se obtuvo así:  $A = 273$        $b = 1.57$        $r^2 = 0.85$   
con un índice estadístico de eficiencia de 0.61.

El diagrama de dispersión se ve en Figura 1.

La ecuación general, propuesta por Marshall y Palmer da un valor para A = 200 y para b = 1.6. Es considerada por gran número de

investigadores como representativa de la mayoría de las lluvias y se la utiliza como ecuación de trabajo en muchas oficinas meteorológicas.

Otros autores que han analizado varios tipos de lluvias (no orográficas) en busca de un ajuste en la relación Z-R, obtuvieron valores que figuran en Tabla I.

A	b	AUTOR
208	1.53	WEXLER
220	1.60	MARSHALL-PALMER
295	1.61	HOOD
290	1.41	BLANCHARD

TABLA I

Si bien la relación obtenida por Marshall-Palmer es ampliamente aceptada, se calcula que tiene un error de estimación del orden de 2, es decir puede dar valores teóricos que oscilan entre el doble y la mitad del valor real.

En nuestro caso se aplicó test de significancia, al coeficiente de correlación y se encontró, para un nivel menor del 1%, un alto grado de significancia.

Dado que el comportamiento de ciertos tipos de lluvias se desvía sustancialmente de la relación calculada  $Z = 200 R^{1.6}$  se consideró razonable para un mejor ajuste agrupar las precipitaciones por sus características, como indicara Blanchard (1953).

Se procedió entonces a dividir las muestras en tres grupos según el tipo de lluvia: chaparrones-tormentas, lluvia continua y lluvia-llovizna. Se obtuvo para los tres casos para A y b los valores respectivos: para el primero 523 y 1.36 con un coeficiente de correlación de  $r^2 = 0.79$ , en el segundo de 162 y 1.65 con  $r^2 = 0.90$  y para el último 208 y 1.56 con un coeficiente de correlación de

0.86. Los diagramas correspondientes se ven en Figuras 3, 4 y 2.

En todos los casos se aplicó test a los coeficientes de correlación, para comprobar si los valores obtenidos eran significativos confirmándose ésto para los tres valores.

También al comparar los coeficientes y exponentes con los ya calculados por otros investigadores, se comprobó que están dentro del rango de error aceptable, aunque por el momento la cantidad de muestras empleadas no son totalmente suficientes.

Como indica Waldvogel, la relación Z-R brinda más información. Se puede reconocer a través de ella, el espectro de una lluvia por medio del coeficiente A y del exponente b, el tipo de distribución de gotas e incluso el mecanismo de precipitación.

El exponente b, que es mayor para las lluvias que para tormentas, indica el tipo de distribución. Un exponente b pequeño se correlaciona con una distribución angosta monodispersa; en cambio un valor de 1,5 o mayor, indica espectros anchos, correspondientes a distribuciones exponenciales.

Por otro lado A, se comporta de acuerdo a la magnitud del tamaño de la gota que contiene la lluvia. Valores de A mayores de 500, contienen muchas gotas grandes y para A menores de 100 contienen gotas más pequeñas.

Ejemplos marcados de estos casos son los días 23-7-76 y 24-6-77. El 23-7-76 se caracterizó por ser el día que se captó el mayor tamaño de gotas de toda esta muestra ( $D = 6,7$  mm). En Figuras 5 y 6 se ven los espectros correspondientes a las 11.23 y a las 11.30 HOA y en la Figura 7 las curvas de masa acumulada. La ecuación individual correspondiente a ese día tiene el mayor valor de A de todos los casos muestreados y un valor de b correspondiente a espectros anchos.

$$Z = 595 R^{1,5}$$

El 24-6-77 se midieron espectros prácticamente monodispersos como puede verse en Figura 8 donde se han graficado distribuciones de gotas de cuatro muestreos y en las respectivas curvas de masa

acumulada que se ve en la Figura 9. Ese día se dieron los valores de A y b más bajos conforme se ve en la correspondiente ecuación individual.

$$z = 79 \text{ R}1.02$$

#### CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos, a pesar de lo exiguo de la muestra, están dentro del rango de valores obtenidos en distintas partes del mundo y no difieren mucho de la ecuación general de Marshall y Palmer que se usa en otros países en tareas operativas. Se confirma así la validez de la ley general de ajuste de reflectividad vs. intensidad de lluvia.

#### BIBLIOGRAFIA

- Bentley, W.A., 1904: Studies of raindrop and raindrop phenomena. Mon. Weather Rev., 32, 450-456.
- Blanchard, D.C., 1953: Raindrop size distribution in Hawaiian rains. J. Meteor., 10, 457-473.
- Gunn, R. y Kinzer, C.D., 1949: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. J. Meteor., 6, 243-248.
- Marshall, J.S. y Palmer, W.M., 1948: The distribution of raindrop with size. J. Meteor., 5, 165-166.
- Mueller, E.A. y Sims, A.L., 1966: Investigation of the quantitative determination of point and areal precipitation by radar echo measurements. Final Rept., Contract DA 2B-043 AKC 00032 (E), URBANA, Illinois State Water Survey.

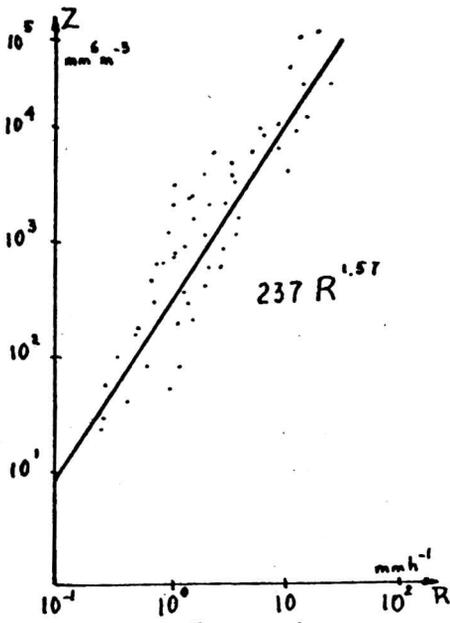


Figura 1

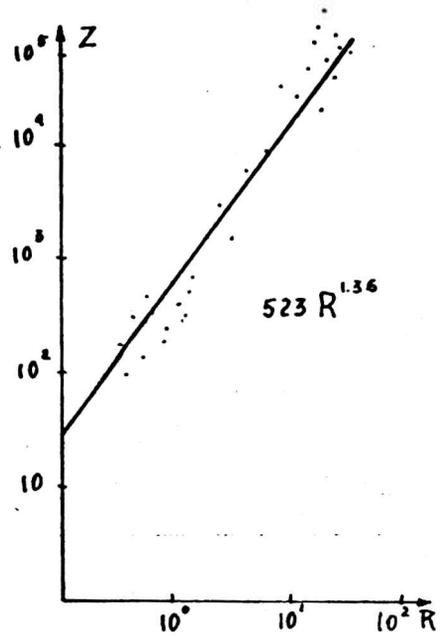


Figura 2

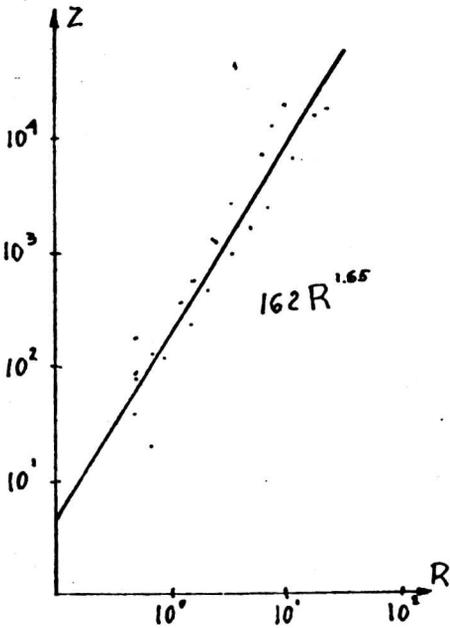


Figura 3

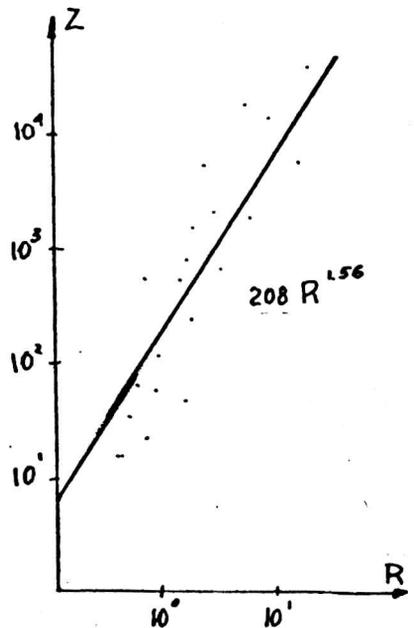


Figura 4

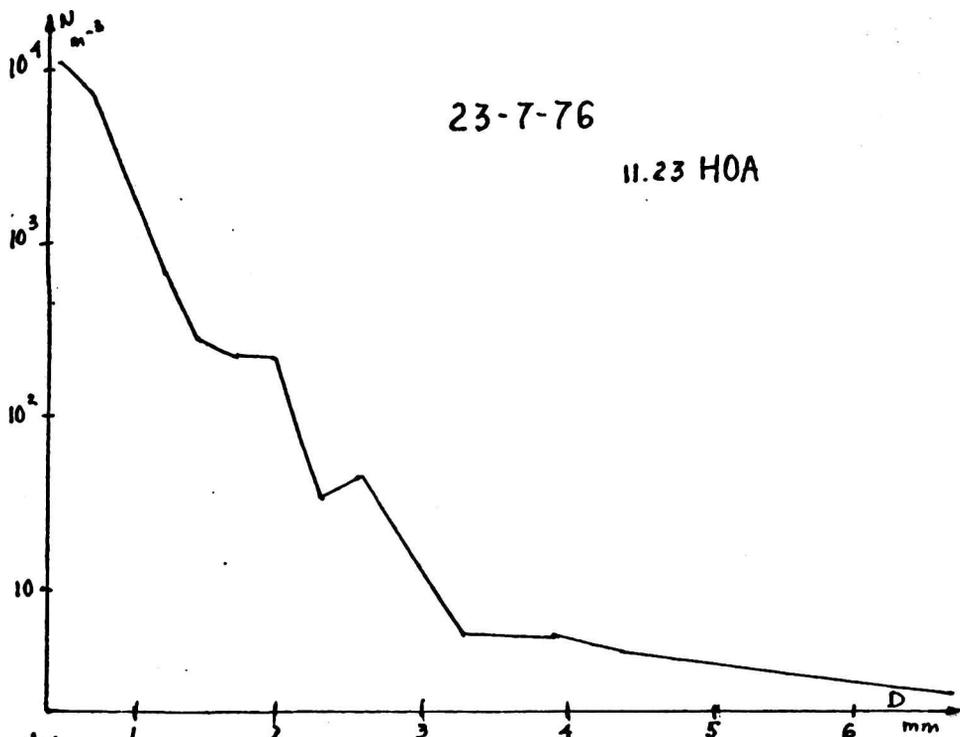


Figura 5

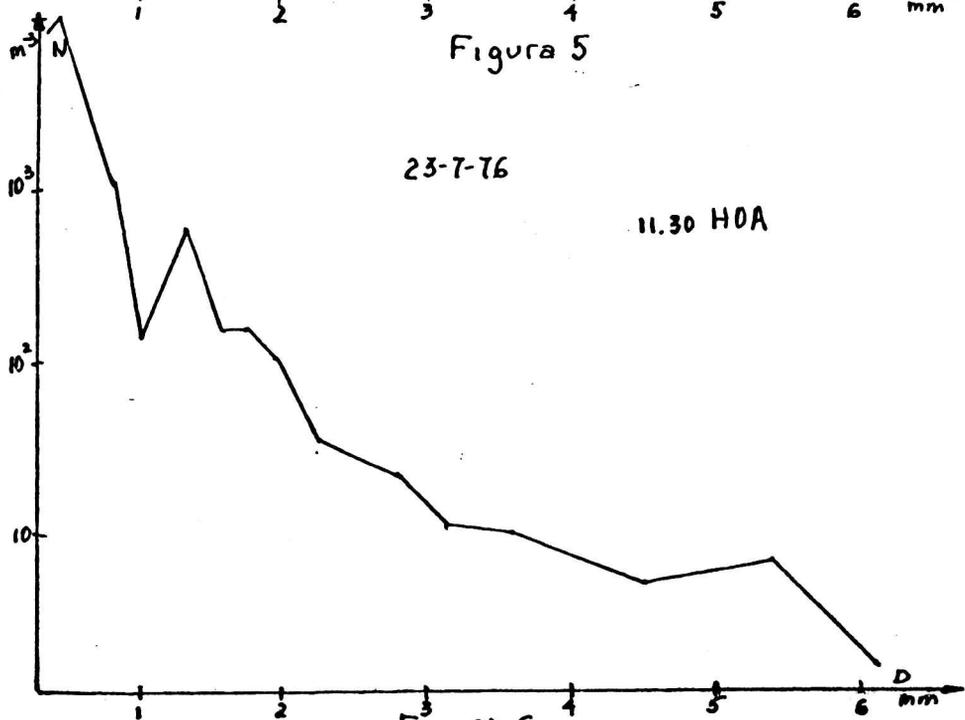


Figura 6

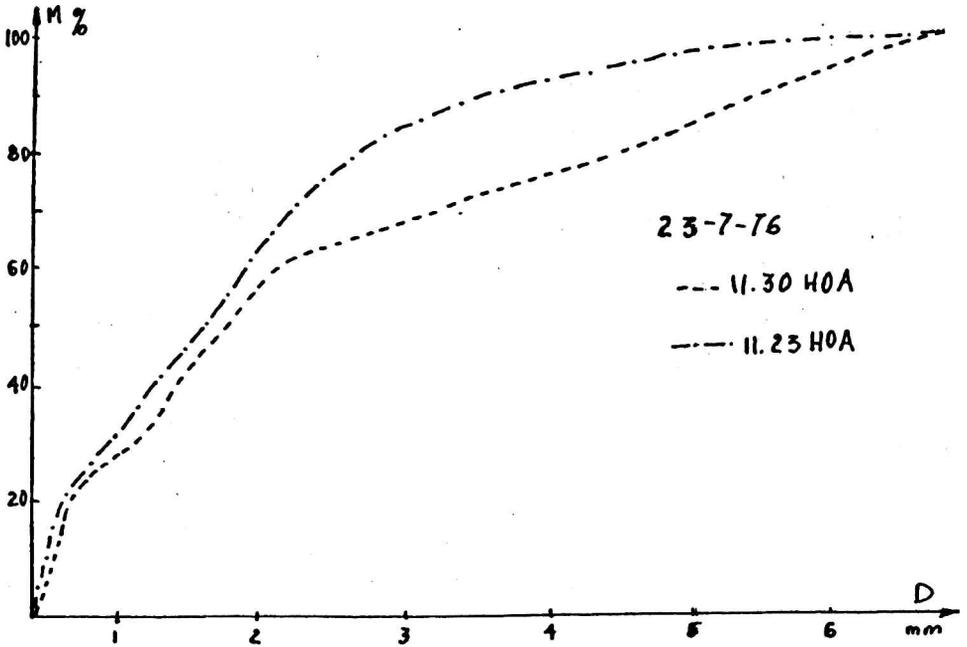
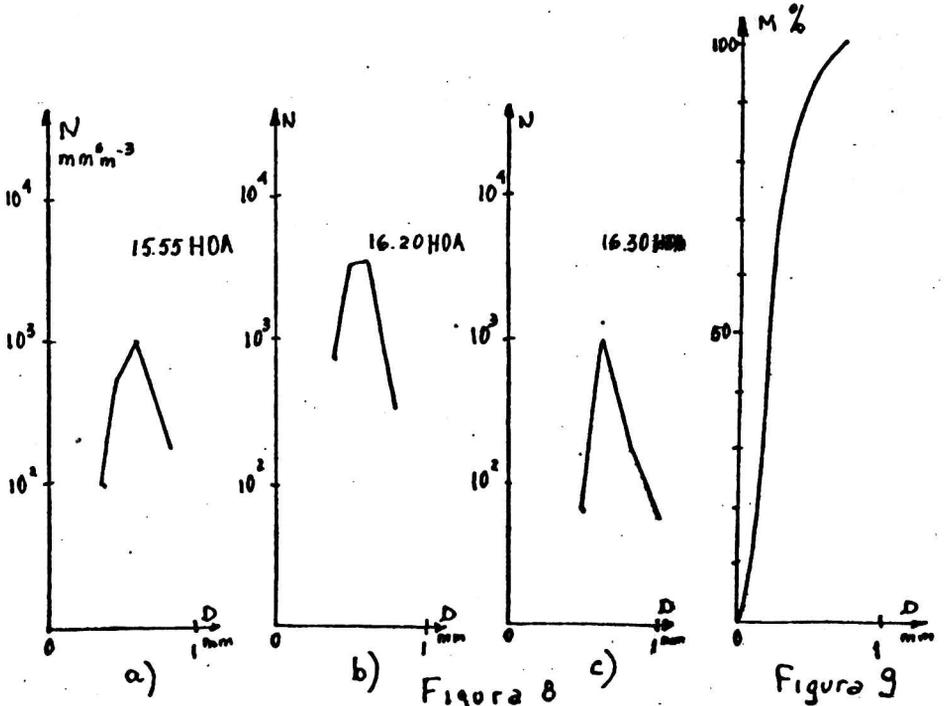


Figura 7



CONTENIDO ELECTRONICO IONOSFERICO A PARTIR DE REGISTROS DE ROTACIONES FARADAY DE SEÑALES DEL SATELITE INTASAT SOBRE TUCUMAN.

Otón M. L. Grimolizzi \*\*

Laboratorio de Ionósfera, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología,  
Universidad Nacional de Tucumán,  
Tucumán, República Argentina.

RESUMEN

Se presentan resultados de contenido electrónico (CET) de la ionósfera correspondientes a 20 meses de registro durante mínimo solar.

La presencia de la cresta sur de la anomalía ecuatorial, desarrollándose por la mañana y desapareciendo por la noche, resulta evidente en las curvas de variación latitudinal del CIT. Las curvas correspondientes al período matutino indican que el desarrollo de la anomalía ecuatorial ocurre a horas más tempranas en meses de solsticio de invierno, resultado atribuido a la acción de vientos neutros. El desarrollo más tardío corresponde a meses equinocciales.

Se ha analizado también el comportamiento de la anomalía durante tormentas geomagnéticas. Se comprueba la presencia de fases positivas y negativas pronunciados, siendo más marcada la respuesta a la perturbación durante los meses del solsticio de verano, cuando la producción de ionización es mayor y los gradientes de presión más intensos. La existencia de fases negativas podría indicar un debilitamiento del electrochorro ecuatorial por efectos de una corriente contra-electrochorro.

ABSTRACT

Ionospheric total content (TEC) results for a 20 months period at sunspot minimum are presented.

The presence of the southern crest of the equatorial anomaly, developing in the morning and decaying at night, is apparent from TEC latitudinal variation curves. The morning curves indicate an earlier development of the equatorial anomaly in winter solstice, which was attributed to the effect of neutral winds. The latest development was observed during equinoxial months.

---

\*\* Este trabajo ha sido realizado en cumplimiento de tareas de investigación para el Programa Nacional de Radiopropagación.

TEG behavior during some geomagnetic storms was also considered. Pronounced positive and negative phases were observed. The most remarkable response to geomagnetic activity was evidenced during summer solstice, when ionization production attains its maximum and pressure gradients are most intense. The existence of a negative phase could indicate a weakening in the equatorial electrojet, due to the effect of a counter-electrojet current.

#### 1. INTRODUCCION.

Se ha determinado el contenido electrónico total (CET) de la ionósfera sobre Tucumán (26.9°S, 284.6°E, Dip=-22.1°) utilizando registros de rotación Faraday de las señales en 40 y 41 KHz del satélite INTASAT, cubriendo un período de 20 meses desde marzo de 1975 hasta octubre de 1976.

El CET de la ionósfera puede expresarse como:

$$N_T = \int_0^{h_s} N(h) dh$$

donde  $N_T$  es el contenido electrónico total,  $N(h)$  es la densidad numérica de electrones en función de la altura y  $h_s$  es la altura del satélite (unos 1000 km.), por debajo del cual se estima que hay un 98% de la ionización correspondiente a la ionósfera.

La posición geográfica de la estación Tucumán la favorece en lo que concierne al estudio de la anomalía ecuatorial. La dinámica de este fenómeno puede reducirse, desde un punto de vista simplificado, a la consideración de los siguientes mecanismos básicos:

a) Producción de ionización por efectos de la radiación solar y elevación de la misma hacia regiones donde la recombinación es baja. Esta elevación se realiza por un proceso de transporte perpendicular a las líneas de fuerza magnética con una velocidad  $(\vec{E} \times \vec{B}) / B^2$ , donde  $\vec{E}$  es el campo eléctrico en la región de dínamo (unos 105 km. de altura) y  $\vec{B}$  representa al campo geomagnético. La componente meridional de esta velocidad eleva la ionización por las líneas de fuerza, acumulándola en el ecuador.

b) Difusión de la ionización. Se realiza a lo largo de las líneas de fuerza magnética, distribuyendo la ionización desde la altura del pico de la capa F. Esta conduce a la formación de "crestas" de ionización a ambos lados del ecuador magnético, fenómeno conocido como

"anomalía ecuatorial".

c) Vientos neutros. Son originados por gradientes de presión y son generalmente denominados vientos termosféricos. Los gradientes de presión pueden ser generados por diferencias de temperaturas u ondas gravitatorias y planetarias.

En el presente trabajo no se contradicen los mecanismos establecidos por la formación de la capa F ecuatorial ni de la ulterior difusión de la ionización a lo largo de las líneas de campo geomagnético. Se sustenta, sin embargo, teorías sobre la influencia en estos procesos de vientos termosféricos y campos eléctricos, bajo condiciones geomagnéticas perturbadas, como asimismo sobre los mecanismos de permanencia y decaimiento de la anomalía ecuatorial.

En cuanto a vientos meridionales, se destaca la influencia de los mismos en la etapa de formación de la anomalía ecuatorial. Los mismos soplan desde el hemisferio en verano hacia el hemisferio en invierno, causando allí un exceso de ionización, fenómeno conocido como "anomalía de solsticio".

Por último, se consideró también el comportamiento bajo condiciones geomagnéticas perturbadas de las curvas de variación latitudinal del CET. En ellas se destacan fases positivas y negativas con respecto a la curva de control promedio de días tranquilos correspondiente. Con respecto a la formación de fases negativas en tormentas a bajas latitudes, se concede importancia a teorías sobre la misma que atribuyen en parte la formación de la misma a los efectos de una corriente opuesta al electrochorro ecuatorial.

## 2. METODO DE DETERMINACION.

Se han utilizado registros obtenidos desde Tucumán de la rotación Faraday de las señales plano polarizadas en 40 y 41 Mhz del satélite español INTASAT.

De la teoría magnetoiónica, p.ej. Davies (1969), resulta:

$$N_T = 17,78 \times 10^{18} \times \frac{\Omega}{M} \quad (\text{IKS})$$

donde  $17,78 \times 10^{18}$  es una constante,  $\Omega$  es el número de semirrotaciones de la señal en 41 Mhz y  $M = \frac{B \cos \theta \sec \chi}{4\pi \times 10^{-7}}$  es el factor de Faraday efectivo en ampère-vuelta/m. Este factor fue proporcionado en tablas por usuarios del INTASAT. B es el campo geomagnético,  $\theta$  es el ángulo

entre B y la dirección de propagación,  $\chi$  es el ángulo cenital del satélite.

### 3. RESULTADOS EXPERIMENTALES.

Los 20 meses de registro, desde marzo de 1975 hasta octubre de 1976, comprenden un período matutino entre 0700 y 1030 TEL y nocturno entre 2030 y 2230 TEL (TEL=tiempo estandar local). Para Tucumán resulta TEL= hora universal - 4 horas. Los resultados obtenidos fueron agrupados en grupos de 4 meses, tratando de aproximarlos al ciclo de las estaciones del año. Así meses "J" comprende a los meses junio, julio, mayo y agosto (solsticio de invierno), meses "D", noviembre, diciembre, enero y febrero (solsticio de verano) y meses "E", marzo, abril, setiembre y octubre (equinoccios de otoño y primavera).

#### 3.1. Anomalía ecuatorial.

Es un hecho observacional conocido la existencia en horas del día y parte de la noche en bajas latitudes, de un incremento de ionización que conforma una garganta sobre el ecuador magnético. Las primeras observaciones de esta "anomalía" corresponden a datos de  $f_oF_2$ , o frecuencia mínima, necesaria para penetrar la capa F2 (máximo de ionización). Las curvas de variación latitudinal del CET reproducen, en consecuencia, esta anomalía.

##### 3.1.1. Comportamiento de la anomalía ecuatorial en CET.

Meses "J": la anomalía ecuatorial parece comenzar su desarrollo con un gradiente de ionización hacia el ecuador. En las curvas obtenidas durante este período, el gradiente comienza a ser visible alrededor de las 0800 TEL (Figura 1). Las curvas del período nocturno (Figura 2) alcanzan valores de pico mayores, exhibiendo la cresta sur de la anomalía ecuatorial. A horas más tempranas aparece mejor conformada, permaneciendo hasta pasadas las 2230 TEL. Bajo condiciones geomagnéticas perturbadas, se destaca un incremento grande de ionización en las curvas próximas al comienzo súbito de la tormenta, alcanzándose valores de pico que superan en un 100% los de la curva de control en la fase positiva y hasta un 50% inferior en la fase negativa.

La cresta sur permanece alejada del ecuador, hasta unos 27° de latitud.

Meses "E", 1975 y 1976: para los dos años, la anomalía parece

desarrollarse alrededor de las 0800 TEL (Figuras 3 y 5). Corresponden a este período los valores más altos de contenido y los gradientes más pronunciados, siendo estos parámetros más destacados en 1976 que en 1975. Los valores de pico altos corresponden a las curvas del período nocturno, con un buen desarrollo de la cresta sur de la anomalía la cual permanece conformada más allá de las 2230 TEL (Figura 4 y 6). Durante tormentas geomagnéticas, el pico de contenido casi duplica su valor respecto del de la curva de control en la fase positiva y puede llegar hasta un 40% por debajo de la fase negativa. La cresta de la anomalía se agudiza y alcanza latitudes más elevadas en su excursión hacia el sur.

Meses "J", 1975 y 1976: para ambos años, el desarrollo parece iniciarse alrededor de las 0730 TEL, aunque el gradiente no es tan pronunciado como en los meses "D". En algunas curvas de 1976, aparece conformada la cresta sur antes de las 1000 TEL. Las curvas del período nocturno (Figura 8 y 10) muestran que en 1975 la cresta sur permanece conformada hasta las 2230 TEL, más tarde que para 1976. Bajo condiciones perturbadas, tanto en la fase positiva como negativa de la tormenta, las curvas no tienen picos muy pronunciados, no pareciendo sobrepasar un 40% del nivel de días tranquilos, aunque la cresta permanece alejada del ecuador.

#### 4. DISCUSION.

El desarrollo de la anomalía parece comenzar más temprano en meses "J", alrededor de las 0730 TEL, que en meses "D". El desarrollo más tardío corresponde a los meses "E", alrededor de las 0800 TEL, los cuales, para 1976 presentaron antes la conformación de la cresta sur de la anomalía, aproximadamente a las 1000 TEL. El decaimiento de la anomalía parece ser más rápido en meses "J" que en "D", apareciendo en las curvas como un gradiente empinado hasta horas más tardías que las 2230 TEL en 1975 y hasta las 2230 TEL en 1976.

No hay evidencia concluyente sobre esta diferencia de comportamientos para los años 1975 y 1976, que la haga atribuible a la actividad solar. El mínimo del ciclo solar estaba justamente entre estos dos años.

Con respecto a los meses "D", hay varios casos de permanencia de la cresta sur pasadas las 2230 TEL y con mayor frecuencia en 1975 que en 1976.

Los resultados de meses "D" y "J" concuerdan con observaciones

de Sharma y Hevens (1976) quienes destacaron la asimetría en solsticios de la anomalía ecuatorial. Ellos notaron un máximo en  $f_{oF2}$  desarrollándose cerca del ecuador del lado de invierno, es decir que la anomalía es asimétrica desde el comienzo. Anderson y Matsushita (1974) resolvieron teóricamente la ecuación de continuidad del plasma dependiente del tiempo, incorporando modelos empíricos de velocidad de transporte vertical. Compararon sus resultados con datos de  $f_{oF2}$  sobre Tucumán y concluyeron que tanto el transporte  $\vec{E} \times \vec{B}$  como los vientos neutros juegan papeles muy importantes al explicar las diferencias estacionales. Con respecto a su comportamiento con la actividad geomagnética, ésta no parece ser un factor preponderante en la etapa de desarrollo, aunque en condiciones perturbadas la cresta se aleja más hacia el sur, permaneciendo, por lo tanto, presente hasta horas más tardías en las curvas de variación latitudinal. La respuesta a la actividad geomagnética parece ser más fuerte en meses "D" que en "J", correspondiendo una respuesta débil a los meses "J". Durante la fase positiva de las tormentas geomagnéticas, las curvas en meses "D" superan en más de un 100% el valor de pico de la curva promedio o curva de control para los 10 días tranquilos anteriores a la tormenta. Bajo estas condiciones, las curvas correspondientes a los meses "E" casi duplican en su cresta el valor de pico de la curva de control, mientras que para meses "J", escasamente superan el 30% del valor considerado. Para la fase negativa, corresponde un 60% a los meses "D", hasta un 40% a los "E" y hasta un 15% a los meses "J".

Estos resultados no concuerdan con los reportados por Mendillo y otros (1969) respecto de que, para mínimo solar, el comportamiento del CET durante tormentas geomagnéticas es el mismo en invierno que en verano. Debe observarse que estos resultados no corresponden a registros continuos de rotación Faraday sino solamente a los obtenidos durante las horas del paso del satélite.

La presencia de una fase negativa durante algunas tormentas geomagnéticas, conjuntamente con la desaparición de una esporádica débil de tipo f en los ionogramas, llevaron a pensar que esta fase negativa puede deberse en parte a un debilitamiento del electrochorro ecuatorial. Rastogi (1975) asocia la desaparición de la esporádica de tipo q y una depresión en el campo H a bajas latitudes con la existencia de una corriente a lo largo del ecuador geomagnético, opuesta

al electrochorro ecuatorial. Esta corriente sería generada por campos eléctricos resultantes de la interacción del viento solar con la magnetósfera o por los diversos procesos de subtormentas polares. Cabe destacar a esta altura que se están considerando los efectos de redistribución de vientos neutros debido a gradientes de temperaturas que son generadas durante tormentas geomagnéticas y a efectos convectivos desde zonas aurorales.

#### BIBLIOGRAFIA.

- a) Davies K., 1969, "Ionospheric Radio Waves": Plaisdell Publishing Co., Nueva York, 251.
- b) Anderson D. M. y Matsushita E., 1975, "Seasonal differences in the low latitude F2-region ionization density caused by  $E \times B$  drift and neutral winds": Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, 36, 2001.
- c) Mendillo M., Papagiannis M. y Klobuchar J. ., 1969, "A seasonal effect in the midlatitude slab thickness variations during magnetic disturbances": Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, 11, 1359.
- d) Sharma R.B. y Hevens E.T., 1976, "Study of the equatorial anomaly at American longitudes during sunspot minimum", Journal of Atmospheric Terrestrial Physics, 38, 475.
- e) Rastogi R.G., 1975, "On the simultaneous existence of eastward and westward flowing equatorial electrojet currents". The Proceedings of the Indian Academy of Sciences", Vol 31, Sec "A", N°2.

EPIGRAFE DE LAS FIGURAS

El número que se encuentra cerca de cada curva indica la órbita correspondiente al satélite. Las curvas en trazo fino fueron obtenidas a partir de registros durante una tormenta geomagnética, una letra D ubicada en la intersección de estas curvas con el eje de ordenadas permite una rápida individualización.

Las curvas en trazo grueso corresponden a órbitas particulares pero que reproducen aproximadamente a las curvas promedio para días tranquilos correspondientes. Estas curvas promedio se obtuvieron considerando órbitas dentro de un intervalo de tiempo de una hora de duración.

Fig.1: Variación latitudinal del CET para período matutino en meses "D".

Fig. 2: Variación latitudinal del CET para período nocturno en meses "D".

Fig.3: Variación latitudinal del CET para período matutino en meses "E", año 1975.

Fig.4: Variación latitudinal del CET para período nocturno en meses "E", año 1975.

Fig.5: Variación latitudinal del CET para período matutino en meses,"E", año 1976.

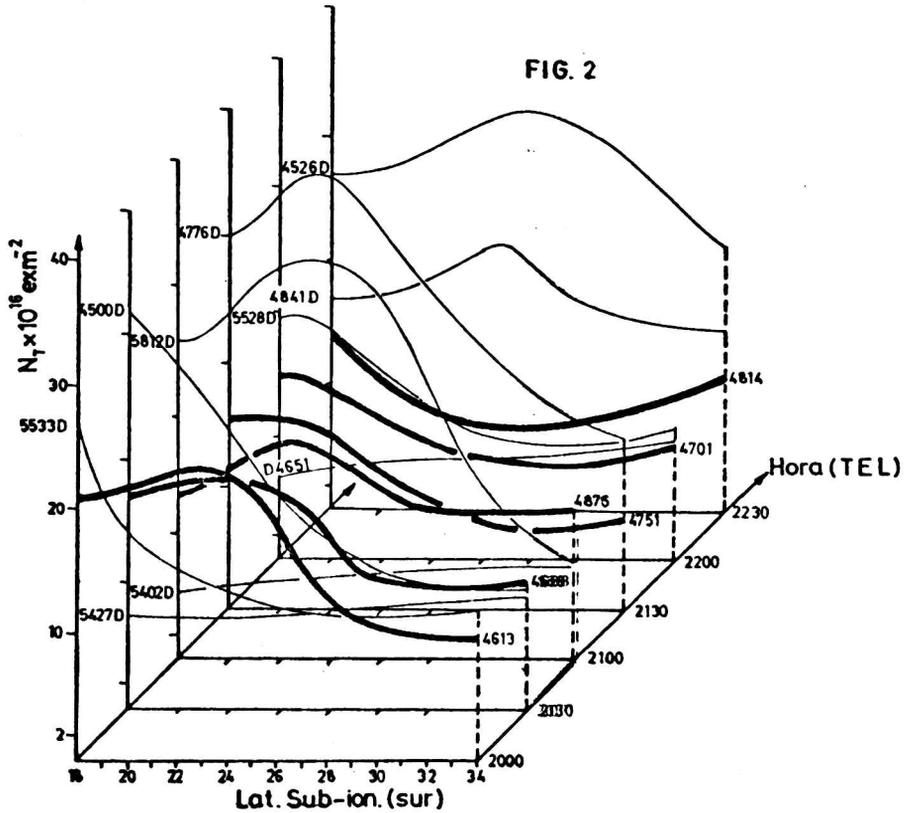
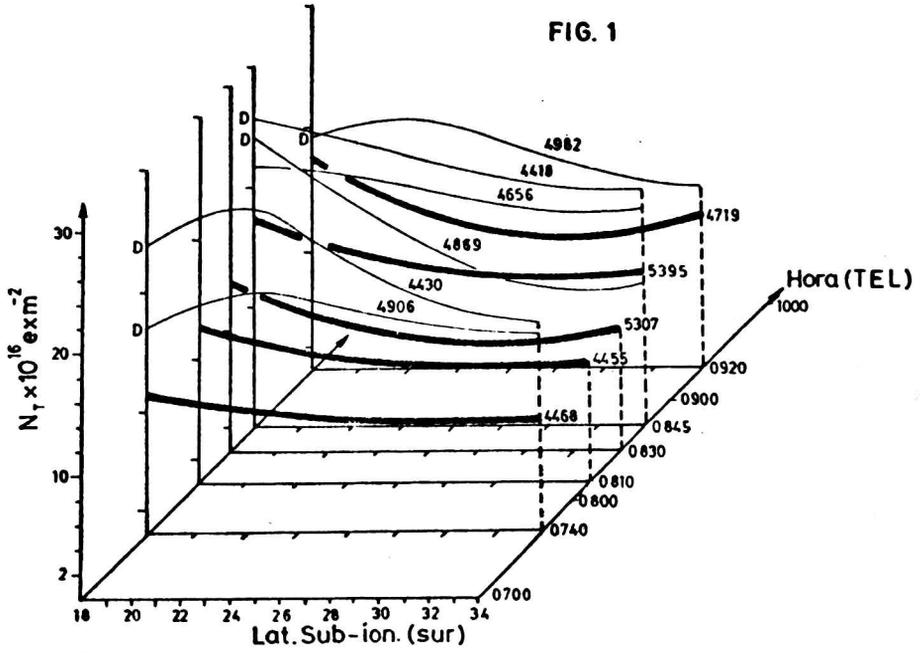
Fig.6: Variación latitudinal del CET para período nocturno en meses "E", año 1976.

Fig.7: Variación latitudinal del CET para período matutino en meses "J", año 1975.

Fig.8: Variación latitudinal del CET para período nocturno en meses "J", año 1975.

Fig.9: Variación latitudinal del CET para período matutino en meses "J", año 1976.

Fig.10: Variación latitudinal del CET para período nocturno en meses "J", año 1976.



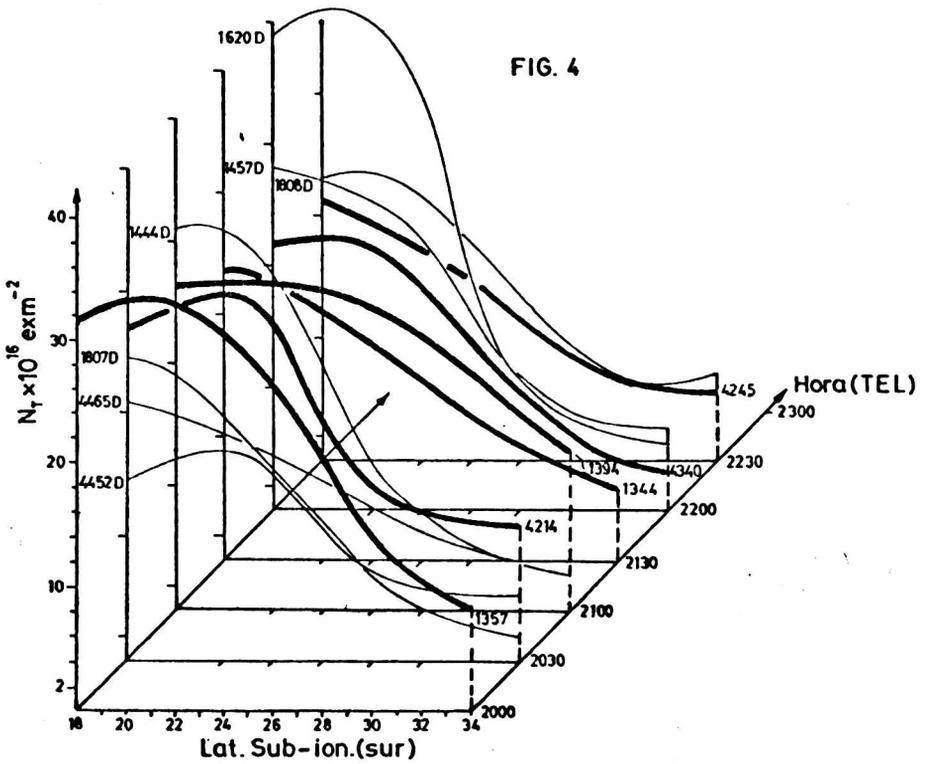
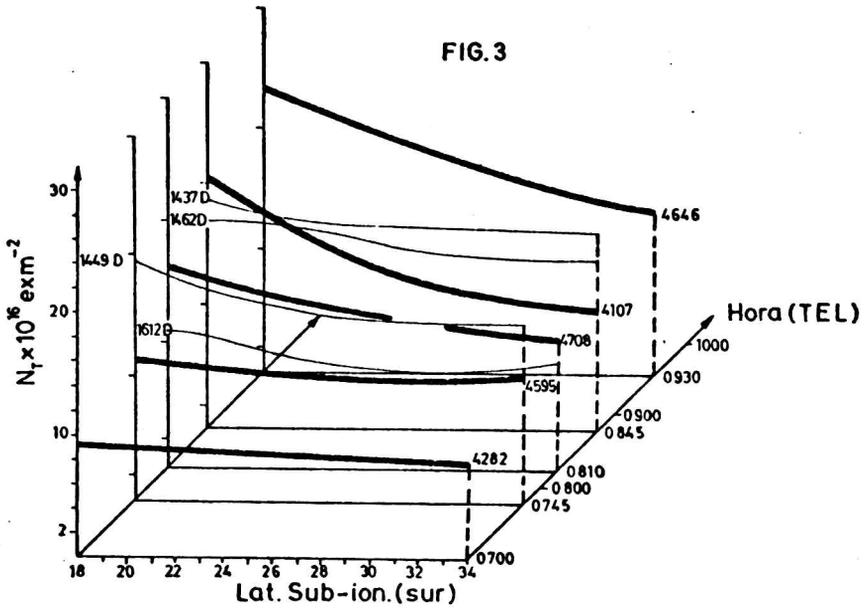


FIG. 5

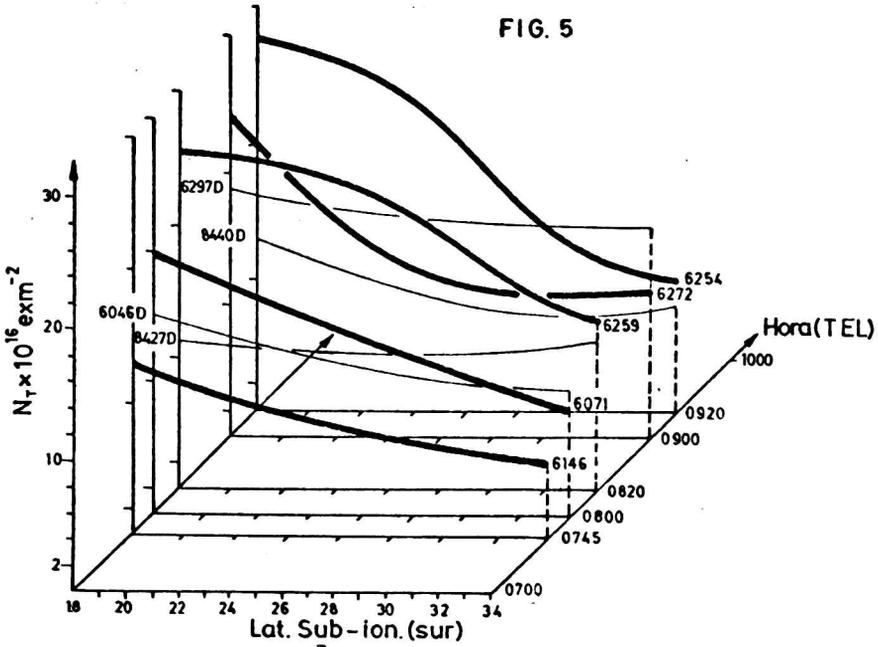


FIG. 6

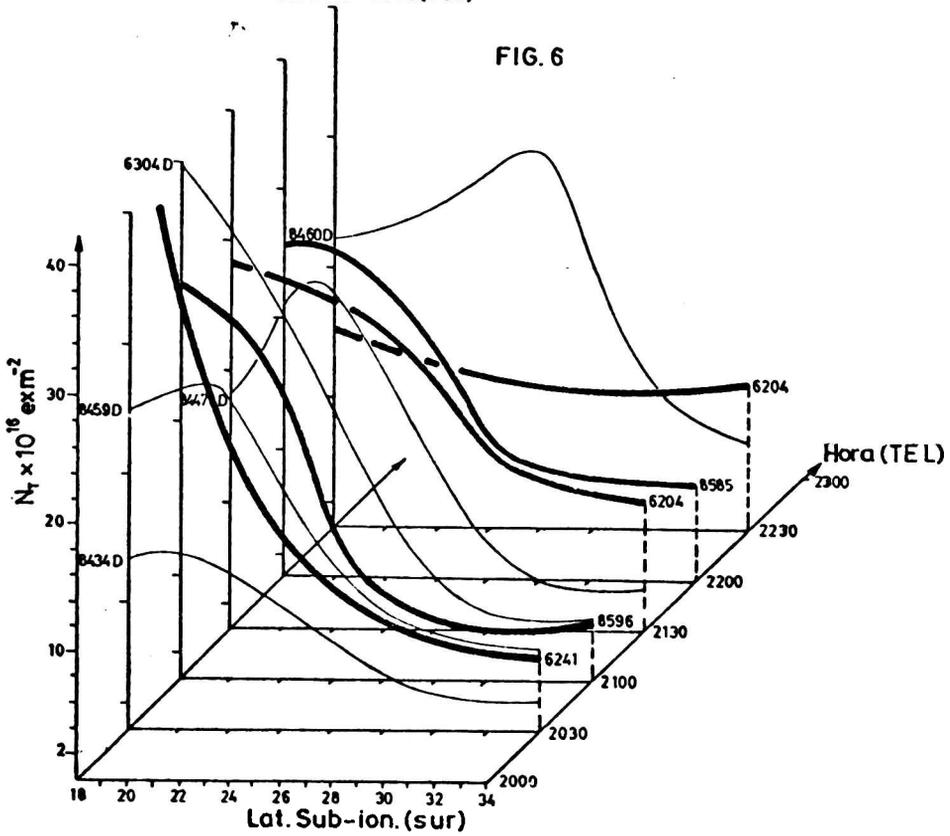




FIG. 9

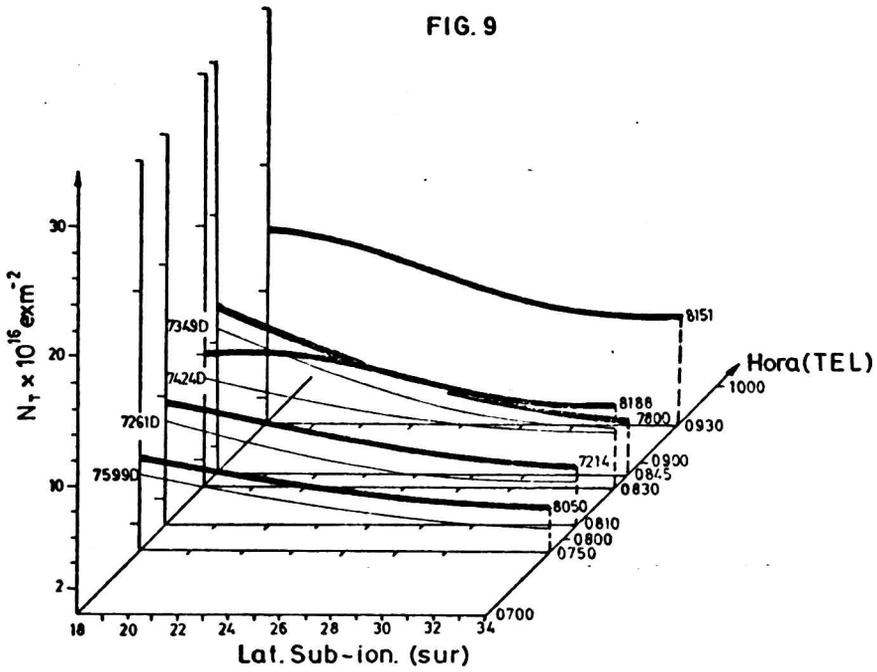
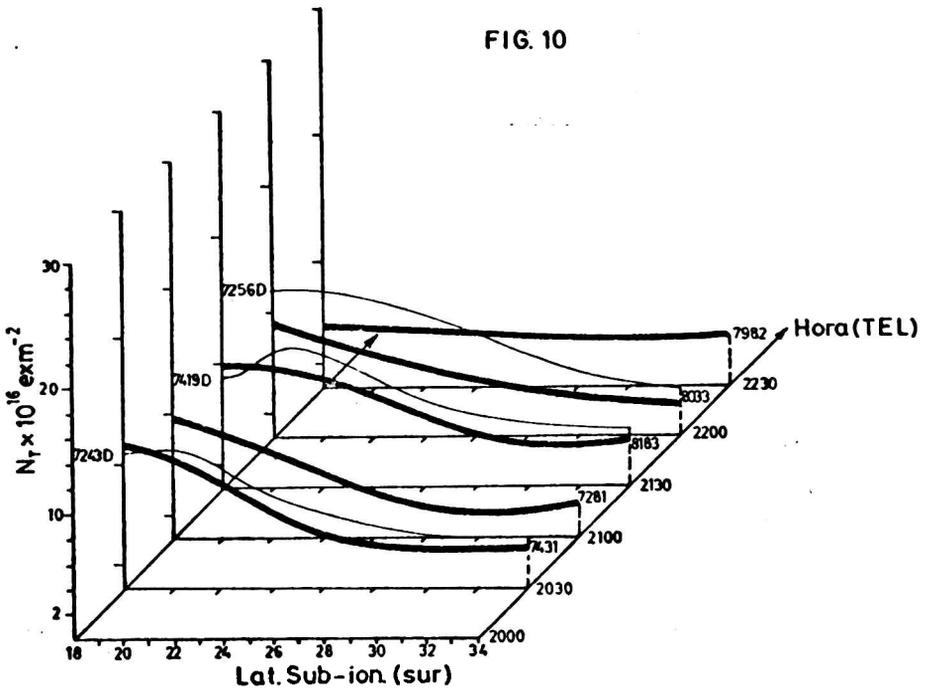


FIG. 10





PROSPECCION GEOFISICA DEL AREA DE RESERVA N° 30-PUMAHUASI  
PROVINCIA DE JUJUY

Raúl Garavilla y Norberto Pancetti  
Centro de Exploración Geológico Minera II,  
Dirección General de Fabricaciones Militares  
Salta, República Argentina

RESUMEN

Mediante la aplicación de métodos Electromagnético (Turam) y Polarización Inducida-Resistividad, se confeccionó un modelo geológico-físico sobre un área piloto del Distrito Minero Pumahuasi. La prospección fue orientada a la determinación de conductores metálicos, de forma tabular, delgados, con posición subvertical y en primera instancia, considerados en un medio de óptimo contraste.

Estos cuerpos, se hallan estrechamente vinculados a un sistema de fracturación secundaria que actúa como control de la mineralización plumbo cinífera.

Se determinaron parámetros geofísicos definidos en correspondencia con la zonación mineral existente y las variantes geológicas del sector.

Los resultados obtenidos en la fase prospectiva fueron corroborados por perforaciones a diamantina.

ABSTRACT

Using Electromagnetic and IP-Resistivity methods a geological-geophysic pattern was completed over a pilot area located in the Pumahuasi Mining Distric. The survey was intended to determine thin metallic conductors, of tabular shape, sub-vertically emplaced and primarily considered to be placed in area of optimun contrast. These bodies are closely connected to a secondary fracture system controlling the zinc-lead mineralization.

Geophysical parameters were determined in correspondence with the existent mineral zonation and the variety of the geological structure of the zone.

The results of this survey were corroborated by diamond drilling.

## 1. INTRODUCCION

La presente comunicación, es un compendio de los conceptos y datos más relevantes de la actividad geofísica que realizó el Centro de Exploración Geológica Minera II, perteneciente a la Dirección General de Fabricaciones Militares en su Área de Reserva N° 30.

El área de referencia posee una superficie de 467 km<sup>2</sup> y está situada en el extremo septentrional de la Provincia de Jujuy, cerca del límite con la República de Bolivia.

La región presenta perspectivas favorables en sus recursos minerales, localizándose en el área, distritos mineros antiguos como el de Pumahuasi, La Pulpera y Cangrejillos. En todos ellos la mineralización plumbocincífera se encuentra emplazada en un sistema de fracturas de tipo secundario, con rumbo predominante E-O. A su vez este conjunto de estructuras mineralizadas se halla dispuesto de tal forma que configura una faja de rumbo N-S de aproximadamente 20 km de longitud por 3 km de ancho, donde se distribuyen los tres distritos mencionados.

Estos últimos han tenido gran actividad entre los años 1914 a 1934 produciendo principalmente concentrados de plomo. Desde esa época hasta la actualidad se hallan inactivos, por cuanto las vetas conocidas están prácticamente agotadas en dicho mineral. Asimismo, la recuperación de mineral de zinc, cuya existencia y potencial se considera en profundidad, no ha sido aún totalmente evaluada.

Como consecuencia, el desarrollo minero de la región, depende en mayor grado del descubrimiento de nuevos yacimientos.

## 2. PROSPECCION GEOFISICA

### 2.1 Primera etapa

El desarrollo de la prospección geofísica, método participante en la exploración, se ejecutó íntegramente en basamento ~~terciario~~ <sup>crievicico</sup> perteneciente a Formación Acoite, principalmen-

te sobre extensos sectores cubiertos por relleno moderno. Las diferentes etapas de trabajo fueron llevadas a cabo en 110 días efectivos, distribuidos en campañas entre los años 1977 y 1978.

El objetivo de la geofísica fue la detección de cuerpos tabulares, delgados, en posición subvertical y en primera instancia, considerados en un medio de óptimo contraste.

Los métodos utilizados fueron los siguientes:

- Polarización Inducida - Resistividad

y

- Sistema Electromagnético Turam

El análisis de los resultados muestra al primero de los métodos como el más adecuado para la prospección de la zona. Estas ventajas se basan primordialmente en una mejor discriminación entre conductores iónicos y metálicos y en segundo término porque ofrecen un panorama más amplio respecto a la distribución de parámetros geofísicos en el subsuelo.

Durante el transcurso de la exploración y ante los resultados parciales obtenidos, se ajustaron diferentes modelos geofísicos, llegándose a obtener paulatinamente, mejores interpretaciones de las condiciones reales del subsuelo y de los cuerpos buscados.

El nivel actual de la prospección alcanzó un buen grado de certidumbre, por cuanto se ha logrado discriminar diferentes ambientes geofísicos, llegándose a "aislar" e interpretar diversos tipos de anomalías. Estas últimas podríamos sintetizarlas de la siguiente forma:

a- Ambientes donde las anomalías de rango responden a una única resolución: el cuerpo tabular de interés.

Presentan baja o nula ambigüedad. Se trata de yacimientos conocidos, donde se ha investigado con criterio netamente paramétrico.

Es conveniente aclarar que la baja ambigüedad a que hace-

mos mención en este caso se debe a que, generalmente las condiciones en que se realizan estos ensayos paramétricos no son siempre óptimas, por cuanto los minerales han sido casi totalmente extraídos y sólo suelen quedar impregnaciones en caja, puentes y electrolito en labores inundadas.

b- Ambientes donde las anomalías de rango dan dos resoluciones, siendo una sola de ellas la que reviste interés.

En este caso estaríamos dentro de una ambigüedad media. Como ejemplo, podemos citar el caso de una fractura no a-florante, con mineralización exclusivamente piritica, o solamente cuerpos de galena, o bien poco o nada de sulfuros y mucho electrolito o combinaciones entre cada uno de estos casos supuestos.

c- Ambientes con cuerpos tabulares de características varias y causales espurias. Presentan ambigüedad alta. Para dar un ejemplo podríamos mencionar el caso de una o más fracturas, o bien zonas de cizalla intensa dentro de un ambiente con piritización generalizada o grafito, llegando a perderse todo contraste en la respuesta geofísica.

Esta falta de definición se debe en parte a que aún no están agotadas todas las instancias de interpretación.

## 2.2 Segunda etapa:

El estado actual de la exploración, induce a un nuevo proyecto para iniciar el valor retorno de la geofísica. De ello resultaría lo siguiente:

- 1°- Investigar mediante perforaciones los sectores anómalos obtenidos en ambientes de mediana ambigüedad.
- 2°- Continuar la prospección geofísica en ambientes donde las anomalías representan con menor riesgo los cuerpos tabulares buscados.
- 3°- Interpretación de zonas anómalas de alta ambigüedad, uti-

lizando primordialmente el criterio geológico y/o geofísico con apoyo de perforaciones de exploración.

### 3. TECNICAS DE LOS METODOS EMPLEADOS Y VARIANTES

#### 3.1 Polarización Inducida-Resistividad

- 3.1.1 Equipos: Mc Phar - Transmisor modelo 660 - Frecuencia 2,5 y 0,3 cps.  
- Receptor modelo P 654  
- Motor 2,5 KW de potencia.  
Geotronics - Modelo T2850 con frecuencia 3 y 0,3 cps.  
- Motor 1,8 KW de potencia.
- 3.1.2 Método de trabajo: Configuración dipolar axial (dipolo-dipolo) con espaciamiento electródico a 50 m y 100 m.  
Obtención de Resistividad en frecuencia alta.  
Obtención de Efecto de Frecuencia (Polarización), por dominio de frecuencias.  
Graficado: Por pseudo secciones y curvas.
- 3.1.3 Correcciones: Desviación de frecuencia  
Efecto topográfico  
Cupla inductiva
- 3.1.4 Interpretación: Semi-cuantitativo, por modelos teóricos de cuerpos tabulares.

#### 3.2 Sistema Electromagnético Turam

- 3.2.1 Equipos: Abem, dos frecuencias, 660 cps. y 220 cps.
- 3.2.2 Método de trabajo: Campo electromagnético primario inducido-galvánico e inducido. Obtención de amplitud y desfase del campo secundario producido.
- 3.2.3 Correcciones: Normalización del campo electromagnético.

### 3.2.4 Interpretación: Cálculos de componentes electromagnéticos en fase y fuera de fase. Desfasores y diagramas.

## 4. LIMITACIONES Y COMPARACION DE METODOS

Para ambos sistemas, la aplicación y su optimización dependen de condiciones teóricas de homogeneidad del ambiente, adecuado contraste geofísico y tamaño del cuerpo tabular.

Las características de la región, se apartan en distinto grado, de las consideraciones anteriores, motivando un consiguiente incremento en la complejidad de resultados e interpretación.

### 4.1 Polarización Inducida

Limitada únicamente por presencia de pirita y grafito, causantes de anomalías metálicas sin interés.

### 4.2 Resistividad

Limitada por presencia de niveles grafitosos sin interés y en menor grado por pirita.

### 4.3 Turam

Poca profundidad de investigación y restringida discriminación entre conductores iónicos y metálicos.

## 5. COSTOS GEOPISICOS

Los costos operativos directos calculados para esta región durante el mes de febrero de 1979, son los siguientes:

460 U\$S el km de P.I.

289 U\$S el km de Turam

Se han considerado:

- Viáticos
- Jornales
- Sueldos
- Combustible
- Elementos de consumo

## 5. CONCLUSIONES:

Especialmente en este proyecto de exploración minera, donde las guías geológicas se ven reducidas por amplias zonas de cobertura sedimentaria, el apoyo geofísico ha resultado de gran valor en el conocimiento geológico del subsuelo, lográndose definiciones hasta profundidades del orden de los 200 m.

Partiendo de esta información se está en condiciones de planificar una investigación directa mediante perforaciones. Este grado de conocimiento disminuye notablemente el riesgo minero e incrementa el valor retorno de la exploración.-

## EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

**Figura 1:** Ubicación de Líneas de Polarización Inducida-Resistividad. Se indican zonas anómalas y referencias estructurales, además de dos minas con características conocidas que se utilizaron con criterio paramétrico.

**Figura 2:** Corresponde a la Línea LI de Polarización Inducida-Resistividad. En seudo sección vertical se aprecia la respuesta de  $\rho_a$ ; E.P. y F.M. ante diferentes ambientes (con y sin pirita) y respecto a vetas conocidas y supuestas.-

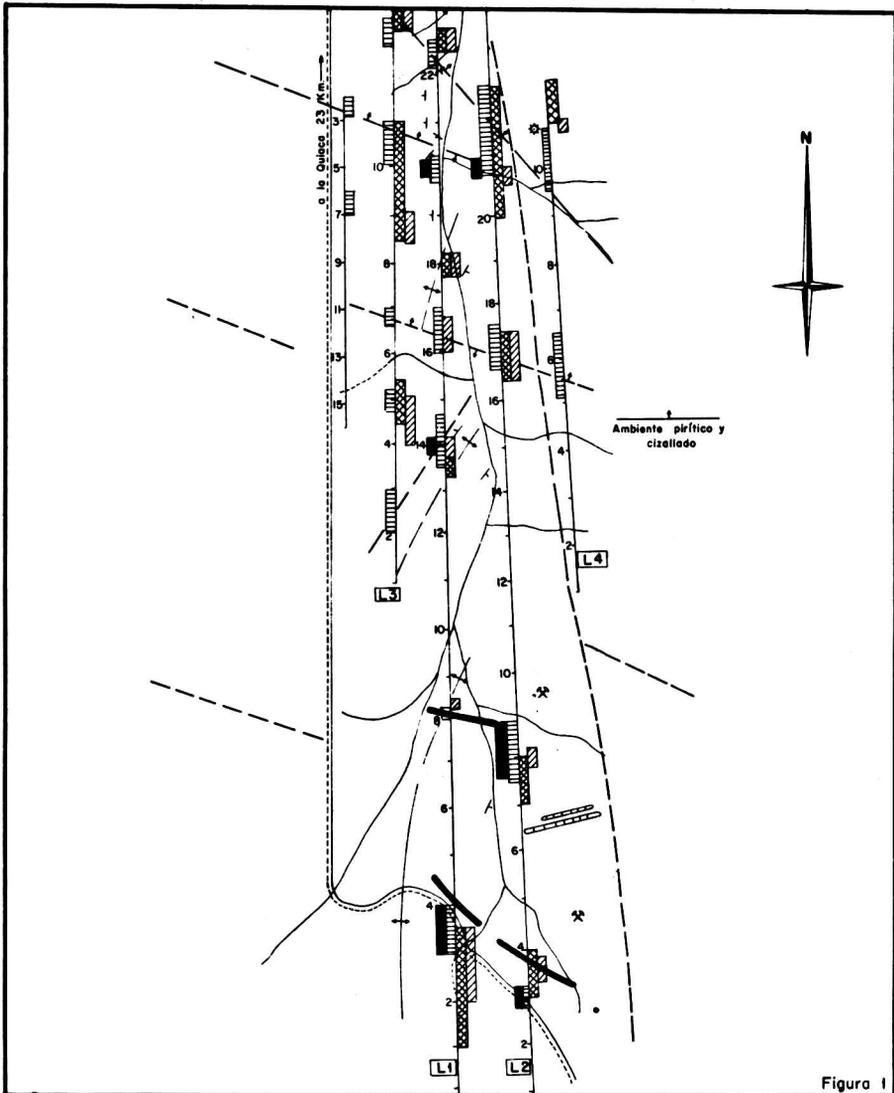


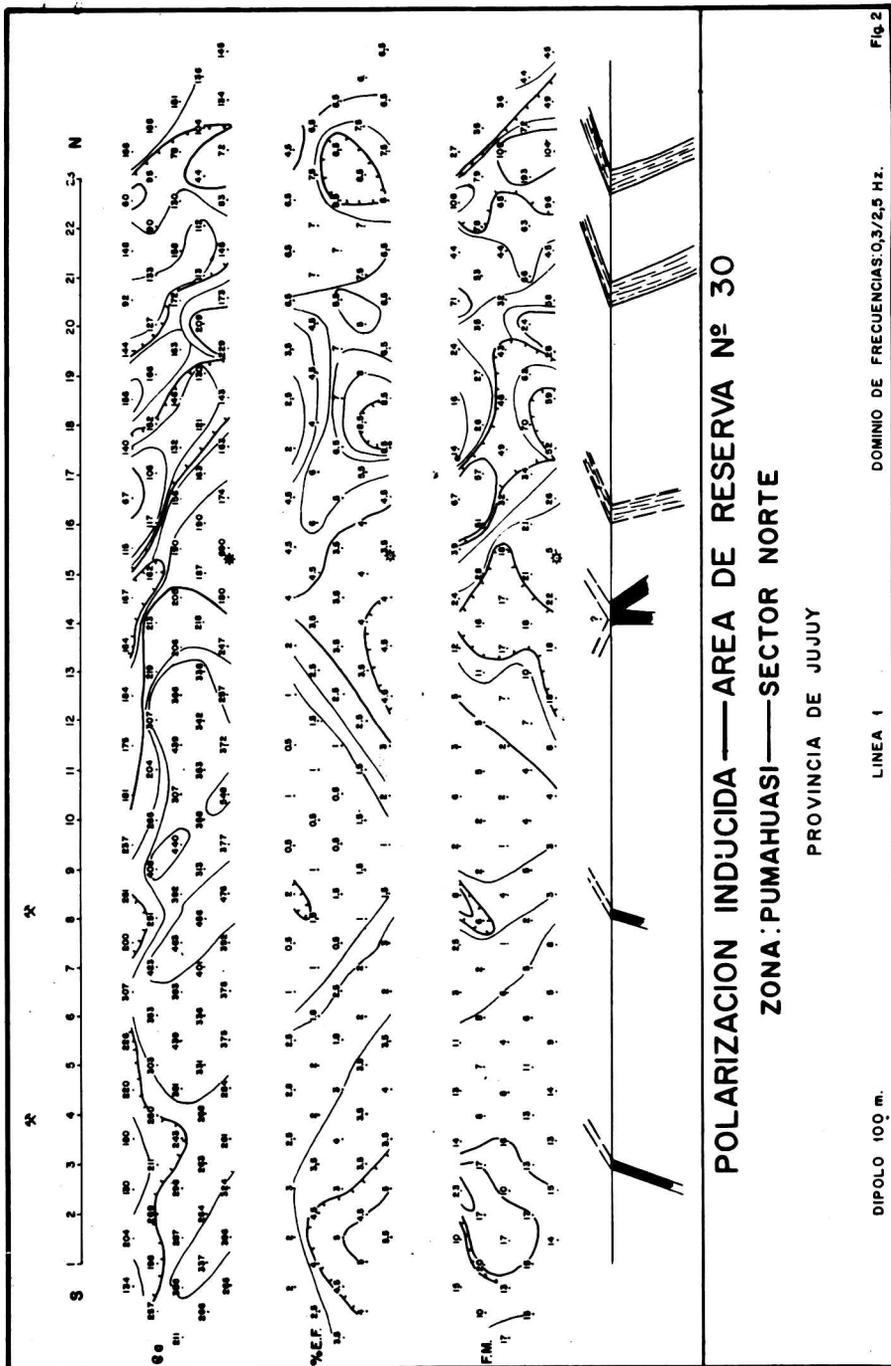
Figura 1

REFERENCIAS

 Anomalia P.I.	 Mina	 Buzamiento
 Anomalia F.M.	 Falla	 Veta mineralizada
 Anomalia Eo	 Eje anticlinal	 Veta de baritina
 Cuerpo extraño en el ambiente	 Rio	 Camino
 Rodado de veta		

POLARIZACION INDUCIDA—AREA DE RESERVA Nº 30  
 ZONA PUMAHUASI—SECTOR NORTE  
 PROVINCIA DE JUJUY

ESCALA GRAFICA  
 100m 0 200 400m



**POLARIZACION INDUCIDA — AREA DE RESERVA N° 30**  
**ZONA: PUMAHUASI — SECTOR NORTE**

PROVINCIA DE JUJUY

DIPOLO 100 m.

LINEA 1

DOMINIO DE FRECUENCIAS 0,3/2,5 HZ.

Fig. 2

SOBRE LA VARIACION DIURNA DE LA ABSORCION IONOSFERICA

Marcelo Peres

Laboratorio Ionosférico de la Armada

Buenos Aires - República Argentina

RESUMEN

Se utilizan en el estudio datos obtenidos en Ushuaia mediante la técnica  $A_1$ . La variación diurna regular depende esencialmente del ángulo cenital solar, aunque la absorción máxima suele ocurrir con un apreciable retardo luego del mediodía local. Para casi todos los días considerados resulta satisfactoria la "ley del coseno" para formalizar aquella dependencia y por lo tanto, diversos parámetros representativos de cada día pueden ser obtenidos para estudios sinópticos o para estimar condiciones medias con fines de predicción. Dicha ley es discutida teóricamente respecto del exponente  $n$ : los bajos valores observados pueden ser atribuidos al monótono decrecimiento del coeficiente de recombinación efectiva con la altura; sobre todo en la zona de transición en la cual los iones multihidratados ceden el rol de ion principal al  $NO^+$  y  $O_2^+$ .

ABSTRACT

The regular diurnal variation of radiowave absorption is studied, using data obtained in Ushuaia ( $54.8^\circ S$ ) with the  $A_1$  technique. The background diurnal variation is essentially controlled by the solar zenith angle, though the maximum of absorption suffers a considerable delay with respect to local noon. The dependence on the zenith angle is satisfactorily expressed by the "cosine law"; thus several daily representative parameters can be obtained. They can be used for synoptic purposes or to estimate median conditions for predictions. The "cosine law" is discussed theoretically with regard to the exponent  $n$ : The low empirical values can be explained by the monotonous decrease with height of the effective recombination coefficient, particularly in the transition region where the water cluster ions interchange the predominant role with  $NO^+$  and  $O_2^+$ .

## INTRODUCCION

El propósito de este trabajo es presentar un análisis de la variación diurna de la absorción ionosférica. Se presentan resultados obtenidos en Ushuaia durante el invierno de 1976 y se efectúa una discusión crítica de la ley que gobierna dicha variación.

La técnica experimental ya ha sido discutida en un trabajo anterior (Pérès y Puig, 1979). En este caso se utilizaron los datos de todo el día y no sólo los de un lapso matutino como en el trabajo citado. La metodología con la cual se procesaron los datos es diferente en algunos aspectos a la utilizada en Pérès y Puig (1979), por lo cual esas diferencias requieren aclaración.

## METODOLOGIA EXPERIMENTAL

Para el estudio de las variaciones estacional y diurna regular, no interesan, variaciones con períodos bastante menores que un día. Estas pueden tener origen diverso: desde una erupción (flare) de rayos X y el consiguiente aumento de la ionización en región D (SID) durante períodos del orden de una hora; hasta variaciones de la intensidad del campo debidas al desvanecimiento (fading), fenómeno producido por modificaciones en las condiciones de propagación más que por absorción genuina. El "desvanecimiento" de períodos cortos (<3 min.) es compensado por la técnica de obtención de datos (Barke y otros, 1974); el de largo período es compensado tomando medianas móviles cada 5 valores consecutivos, este suavizado "borra" variabilidades de períodos menores de 40 min.. Usualmente los SID más duraderos pueden observarse a simple vista (como perturbaciones superpuestas a la curva diaria normal), y rechazarse los datos correspondientes. Este recurso debió usarse rara vez ya que la época de las observaciones fue de actividad solar mínima. Sin embargo, se notaron claramente las consecuencias de las tormentas magnéticas de marzo y abril de 1976, las cuales serán discutidas en otro trabajo.

La neutralización de la absorción desviativa es más delicada. Como la misma varía significativamente sólo cuando la frecuencia de trabajo está muy cerca de la frecuencia crítica de la capa reflectora (o de una capa subyacente), es posible, obteniendo las frecuencias críticas a partir de ionogramas, saber en qué momentos del día debe esperarse una fuerte absorción desviativa y eliminar del análisis los datos recogidos en esas circunstancias. Esta tarea resultó más fácil de realizar para 1.73 Mhz que para 2.28 Mhz ya que la  $f_oE$  resultaba similar a la segunda frecuencia durante buena parte de su excursión diurna. Por ello debe esperarse una influencia mayor de la absorción desviativa en los resultados correspondientes a 2.28 Mhz.

Otra dificultad proviene de los datos cercanos a la salida y puesta de sol que casi siempre son dudosos y deben ser generalmente desechados. En esos momentos las condiciones de reflexión son inestables y resulta difícil la interpretación de los ecos que retornan, además la absorción desviativa en la capa E subyacente (en formación o extinción) puede ser apreciable. Por lo tanto el término "diurna" debe entenderse en esta publicación con exclusión de dos lapsos ( $\sim 60$  min.) alrededor de la salida y puesta de sol.

#### PARAMETROS REPRESENTATIVOS

Si la absorción  $L$  varía durante el día según la clásica "ley del coseno" (proporcionalmente al coseno del ángulo cenital solar  $X$ ), es posible obtener parámetros representativos de la variación diurna para cada día. El grado de consistencia interna que esos parámetros muestren a lo largo de muchos días, indicará el grado de fidelidad con que dicha "ley" describe la variación diurna promedio o más probable; es decir, puede ocurrir que esa "ley del coseno" sea válida en general aunque falle en días particulares. Un primer parámetro de este tipo es el exponente  $n$  de la expresión:

$$L = L_0 \cos^n X \quad (1)$$

donde  $L_0$  es la absorción subsolar.  $L_0$  es un parámetro que poco dice de la variación diurna y tampoco tiene un significado útil al estudio de la variación estacional. Como se obtiene por extrapolación para  $X = 0$  (condición muy lejana para Ushuaia en invierno), resultará un parámetro con significado más formal que físico.

La expresión (1) implica una simetría de  $L$  respecto del mediodía local que no es confirmada por la experiencia. En efecto, se ha observado frecuentemente que el máximo de absorción ocurre después del mediodía local, con un retardo muy superior al tiempo de relajación normal calculado entre 0.6 y 2.5 min. (Gnanalingam, 1974). Un método para tratar la asimetría diurna consiste en la obtención de dos juegos de curvas del tipo (1), uno para las mañanas y otro para las tardes. Se ha preferido otro método que aunque lleva más tiempo de computación, permite la obtención de un sólo parámetro característico de cada día. Se modifica la ley del coseno en la forma (Barke y otros, 1974):

$$L = L_0 \cos^n(X - T) \quad (2)$$

donde  $T$  es el parámetro que cuantifica la magnitud de la asimetría diurna. Para obtenerlo se prueban sucesivos valores hasta que la curva  $\log L$  vs.  $\log \cos(X-T)$  admita un coeficiente de regresión lineal óptimo.

Los coeficientes de correlación  $r$  son usados como indicadores del grado de cumplimiento de (1) o (2).

## RESULTADOS

La Figura 1 muestra los valores de  $T$  para cada uno de los 148 días y para cada una de las dos frecuencias usadas. Se observa una preponderancia de  $T$  positivos, es decir de un retardo de las condiciones de absorción máxima respecto del mediodía local. Las condiciones de la asimetría diurna son entera-

mente análogas para ambas frecuencias. La Figura 2, a) y b), muestra la variación diurna de un día según se use la ecuación (1) ó (2) respectivamente; sirve para ilustrar el significado y la forma de calcular el desfase  $T$ .

En la Figura 3 a) puede verse la variación estacional del exponente  $n$ , obtenido considerando el desfase  $T$  y para la frecuencia de 2.28 Mhz. La variación entre día y día es muy grande pero no parece existir un crecimiento de  $n$  durante el invierno como se observa en el hemisferio norte (Schwentek y otros, 1980). Los histogramas de la Figura 3 agrupan los valores calculados sin y con el desfase  $T$ . Debido a esta presentación estadística de  $n$  no debe pensarse que la variación día a día del exponente  $n$  sea aleatoria; en la sección siguiente se intenta mostrar que esa variación se debe a diferencias en las condiciones en que tiene lugar la absorción. Los histogramas muestran por un lado que la consideración del desfase  $T$ , no introduce diferencias apreciables (tiende a disminuir la cantidad de casos extremos del tipo de la Figura 2); y por otro lado que la gran mayoría de los días tienen valores de  $n$  relativamente próximos. Esto último permite contar con un valor representativo del exponente  $n$  en latitudes similares a las de Ushuaia y para cada frecuencia, útil si se desea hacer predicciones de largo alcance de la absorción ionosférica. El exponente  $n$  mediano (0.44 sin considerar  $T$ ) repite el valor promedio anual (0.43) obtenido en base a los resultados preliminares de 1975 (Péres y Puig, 1979). Para la frecuencia 1.73 Mhz se obtienen resultados enteramente análogos.

La Tabla 1 muestra el número de valores de  $r$  (coeficiente de correlación) que caen en diferentes intervalos, para ambas frecuencias y para las ecuaciones (1) y (2). Se observa que aún sin considerar  $T$ , los altos valores de  $r$  (para ambas frecuencias  $r > 0.85$  más del 70% de los días) deben ser considerados significativos y otorgan validez a la ecuación (1). Es decir, aunque no pueda establecerse una relación funcional es-

tricta entre la variación diurna de la absorción y el coseno del ángulo cenital solar, existe fuera de toda duda, una relación de dependencia entre  $L$  y  $X$  adecuadamente expresada por la ecuación (1) y mejor aún por la ecuación corregida (2).

### DISCUSION

Según la aproximación cuasi longitudinal de la teoría magnetoiónica, la absorción no desviativa que sufre una onda de frecuencia angular  $W$ , es proporcional a la integral sobre el trayecto de

$$\frac{N v}{(W \pm W_1)^2 + v^2} dh \quad (3)$$

donde  $h$  es la altura y  $W_1$  la componente longitudinal de la girofrecuencia (prácticamente independiente de la altura). Como las mediciones sólo se hicieron sobre la componente magnetoiónica ordinaria, sólo interesa el signo más de la expresión (3).

Una expresión analítica para  $L(X)$  puede ser obtenida integrando (3) con los siguientes supuestos:

- a) Coeficiente de producción de pares iónicos  $q(h)$  del tipo "Chapman"

$$q = q_0 \exp(1 - z - e^{-z} \sec X) \quad (4)$$

con  $z = \frac{h-h_0}{H}$ ,  $q_0$  valor pico del coeficiente para  $X=0$ ,  $h_0$  altura donde ocurre ese pico y  $H$  altura de escala.

- b) Ecuación de continuidad sin términos de transporte y en estado estacionario

$$N = \left( \frac{q}{\alpha} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

con  $\alpha$  coeficiente de recombinación.

- c) Frecuencia de colisión proporcional a la presión y ésta decreciendo como  $e^{-z}$ .
- d) El integrando de (3) toma valores significativos sólo donde  $W^2 \gg v^2$  y  $v$  puede despreciarse en el denominador.

La suposición adicional de un  $\alpha$  independiente de la altura, conduce a la clásica capa "Chapman" y a una expresión para  $L(X)$  de la forma (1) con  $n=1.5$ . Los resultados experimentales mostraron en cambio un exponente sensiblemente menor. Appletcn y Piggott (1954) observaron que con  $\alpha$  proporcional a la presión, el exponente se reducía a 1. Sin embargo este resultado no era suficiente para explicar los exponentes menores que uno observados experimentalmente (además de requerir la hipótesis "ad hoc" que  $\alpha$  depende de la presión). La dependencia de  $\alpha$  con la altura es mantenida por Mitra y Jain (1963) quienes proponen que el exponente  $n$  puede variar sensiblemente según donde se produzca la absorción. Consideran cuatro regiones con diferentes rangos de alturas: en la región superior puede tomarse un coeficiente de recombinación disociativo constante, en una región inferior debe considerarse un  $\alpha$  efectivo que depende de los procesos de producción y destrucción de iones negativos, entre las regiones anteriores existiría una transición entre ambos regímenes y finalmente existiría una cuarta región inferior donde no se cumple la condición d).

Los conocimientos actuales de perfiles de ionización y de la química de la región D indican que la absorción de ondas de HF durante el día se produce a alturas donde la hipótesis d) es correcta y donde los iones negativos son irrelevantes. Sin embargo la existencia de zonas con diferentes regímenes para el coeficiente de recombinación  $\alpha$  sigue siendo válida. Los avances logrados, pertinentes a esta discusión, son los siguientes:

- 1) Mediciones efectuadas con espectrómetros de masa señalan la existencia de iones multihidratados del tipo  $H^+(H_2O)_8$  ó  $NO^+(H_2O)_8$  en la mesosfera: Esos iones resultan mayoritarios hasta una altura a partir de la cual ceden el rol principal a los iones  $NO^+$  y  $O_2^+$ . La altura donde se produce la transición, parece mostrar variaciones estacionales (según las aún escasas mediciones): 85 Km en vera-

no y 77 Km en invierno (Krankowsky y otros, 1972; Meister y otros, 1977).

- 2) Los perfiles de densidad electrónica de la región D muestran generalmente una "saliente" bien definida, es decir una altura en la cual se produce un agudo aumento de la concentración electrónica. En latitudes medias la "saliente" ocurre entre los 85 y 90 Km en verano y debajo de los 80 Km en invierno (Dickinson y otros, 1976).

Como consecuencia de 1) se produce una abrupta disminución del coeficiente de recombinación efectivo, pasando de los valores que corresponden a los iones multihidratados, a los correspondientes a una mezcla de  $\text{NO}^+$  y  $\text{O}_2^+$ . En la Figura 4 a) se presenta un posible esquema de la variación del  $\alpha$  efectivo en la zona cercana a la transición, fijada a una altura de 77 Km. En la misma figura se grafica  $q(h)$  obtenido a partir de la ecuación (4) y con parámetros  $q_0$ ,  $h_0$  y  $H$  adecuados para que la curva de producción de pares iónicos se ajuste lo mejor posible, a la que calculan Ratnasiri y Sechrist (1975) para la radiación Lyman  $\alpha$  y  $60^\circ$  de ángulo cenital. Aunque las condiciones imperantes en la mesosfera invernal de Ushuaia no sean justamente esas, se quiere solamente ejemplificar mediante una simplificación realista. Finalmente usando la ecuación (5) se calcula  $N(h)$ . Se observa un efecto del tipo 2) en el perfil  $N(h)$ , producido por el abrupto decrecimiento del  $\alpha$  efectivo. La notoria similitud de las alturas (y de sus variaciones estacionales) mencionadas en 1) y 2), harían suponer que las "salientes" se deben a un brusco decrecimiento del  $\alpha$  efectivo. Sin embargo las "salientes" observadas son más pronunciadas que las que podrían producirse por un cambio extremo del  $\alpha$  efectivo (Dickinson y otros, 1976).

Calculando la absorción sufrida por una onda HF, se observa que una proporción apreciable de la misma se produce en esa zona de transición, ya que la expresión (3) presentará allí un fuerte pico. Es decir, la región en donde el producto  $Nv$  a-

porta significativamente a la integral de (3), es la misma en la que el  $\alpha$  efectivo experimenta un decrecimiento que puede ser bien aproximado por una función exponencial de la altura reducida  $z$ :

$$\alpha = \alpha_0 e^{-pz} \quad (6)$$

donde se utiliza la notación de Mitra y Jain (1963). Para estimar el valor del coeficiente  $p$ , llamamos zona 1 y 2 a las que quedan debajo y encima de la zona de transición respectivamente ( $h < 74 \text{ Km}=h_1$  y  $h > 80 \text{ Km}=h_2$  en Figura 4); si  $\alpha_1$  y  $\alpha_2$  son los coeficientes de recombinación correspondientes (constantes en la Figura 4 a)):

$$p = \frac{H}{\Delta h} \ln \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \quad (7)$$

donde  $\Delta h = h_2 - h_1$ . Entonces resulta válida la subdivisión en regiones y parte del formalismo de Mitra y Jain (1963), aunque los rangos de alturas y las causas de variación del  $\alpha$  efectivo, sean muy diferentes. El exponente de la expresión (1) resultará  $n = (3-p)/2$  y podrá tomar valores inferiores a 1 en la zona de transición.

La forma de variación del  $\alpha$  efectivo con la altura, obtenida a partir de modelos (Ratnasiri y Sechrist, 1975, Figura 6.9; Gnanalingam y Kane, 1978, Figura 8), sugiere que en la Figura 4, la curva  $\alpha$  de b) es más adecuada que la de a): en la zona 1, el  $\alpha$  efectivo crece hacia abajo, donde los iones hidratados más pesados (de mayor  $s$  en  $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_3$ ), se hacen más importantes; en la zona 2 el  $\alpha$  efectivo decrece con la altura a medida que el rol de ion principal va transfiriéndose del  $\text{NO}^+$  al  $\text{O}_2^+$ . Los valores de  $n$  que corresponderían a la variación cenital de la absorción en las zonas 1 y 2, serían menores que para un  $\alpha$  efectivo constante ( $n=1.5$ ) pero mayores que el  $n$  de la zona de transición. Según en que proporción intervengan las tres zonas consideradas en la absorción desviativa global, ésta resultará descripta, más o menos adecuadamente, por la ecuación (1), donde el exponente será un promedio pesado de los que corresponde-

rían a cada zona por separado. La fuerte variabilidad del exponente  $n$  entre día y día, podría deberse a variaciones (relativamente pequeñas) del rango de alturas donde se produce la mayor parte de la absorción.

### CONCLUSIONES

La variación diurna de la absorción sufrida en la Región D por una onda HF, depende del ángulo cenital solar según la clásica "ley del coseno" en la forma dada por las ecuaciones (1) ó (2). Esta "ley del coseno", a pesar de las hipótesis simplificatorias utilizadas para obtenerla, es cumplida en forma satisfactoria durante una cantidad de días estadísticamente significativa; por eso es útil para estimar el comportamiento medio de la absorción para predicciones de largo plazo.

La "ley del coseno" también retiene valor heurístico ya que permite obtener parámetros representativos (y significativos) para cada día, con los cuales realizar estudios sinópticos de las condiciones imperantes en la baja ionosfera. En particular el exponente  $n$  parece ser sensible a características diferentes de la mesosfera que las asociadas con la absorción L (ionización global de la región D): estaría vinculado con el rango de alturas en el cual se produce preponderantemente la absorción, relativo a la altura en la que tiene lugar la transición en la química de iones positivos.

### BIBLIOGRAFIA

- Appleton, E. V., Piggott, W. R., 1954: Ionospheric absorption measurements during a sunspot cycle; *J. Atmos. Terr. Phys.*, **5**, 141.
- Barke, W., Elling, W., Geisweid, K. H., Heimesaat, G., Loidl, A., Römer, C., Schwentek, H. and Zellermann, R., 1974: *Mitteilungen aus dem Max-Planck-Institut für Aeronomie*, N°51 (1).

- Dickinson, P. H. G., Hall, J. E., and Bennett, F. D. G., 1976: Rocket measurements of electron concentration in the lower ionosphere at two European locations; *J. Atmos. Terr. Phys.*, 38, 163.
- Gnanalingam, S., 1974: Equatorial ionospheric absorption during half a solar cycle (1964 - 1970); *J. Atmos. Terr. Phys.*, 36, 1335.
- Gnanalingam, S. and Kane, J. A., 1978: Shortcoming in our understanding of the lower ionosphere as revealed by an analysis of radiowave absorption measurements; *J. Atmos. Terr. Phys.*, 40, 629.
- Krankowsky, B., Arnold, F., Wieder, H., Kissel, J. and Zähringer, J., 1972: Positive-ion composition in the lower ionosphere; *Radio Science*, 7, 93.
- Meister, J., Eberhardt, P., Herrmann, U., Kopp, E., Hidalgo, M. A. and Sechrist, C. F., Jr., 1977: D-Region ion composition during the winter anomaly campaign on January 8, 1977; presentado en la XX Reunión del Comité de Investigaciones Espaciales (COSPAR), Tel Aviv, Israel.
- Mitra, A. P. and Jain, V. C., 1963: Interpretation of the observed zenith-angle dependence of ionospheric absorption; *Journal of Geophysical Research*, 68, 2367.
- Péres, M. y Puig, L., 1979: Análisis preliminar de la anomalía invernal de la absorción ionosférica en Ushuaia; *GEOACTA*, 9, 23-33.
- Ratnasiri, P. A. J., Sechrist, C. F., Jr., 1975: An investigation of the solar zenith angle variation of D-region ionization; *Aeronomy Report N°67 University of Illinois*.
- Schwentek, H., Elling, W. and Péres, M., 1980: Asymmetry in the winter-anomalous behaviour of absorption at similar locations in the northern and southern hemispheres; aceptado para su publicación en *J. Atmos. Terr. Phys.*

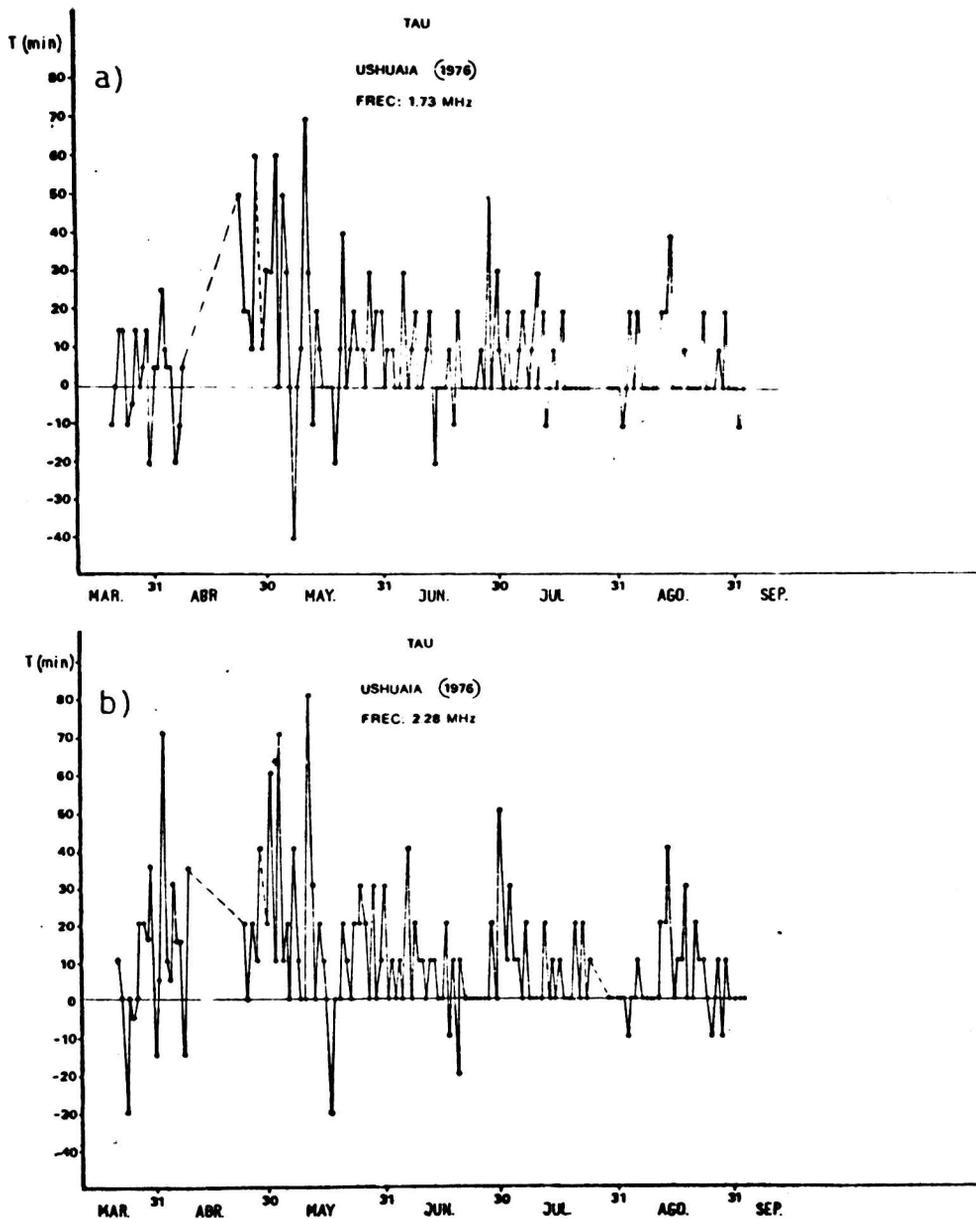


FIGURA 1: Desfasaje entre la variación cenital y la variación diurna de la absorción para cada  $T$  de la ec. (2). a) 1.73 MHz, b) 2.28 MHz.

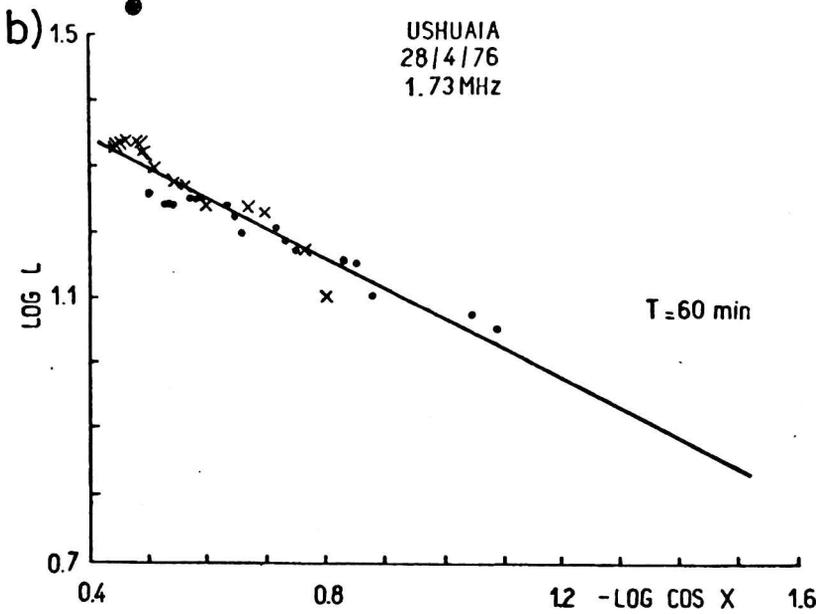
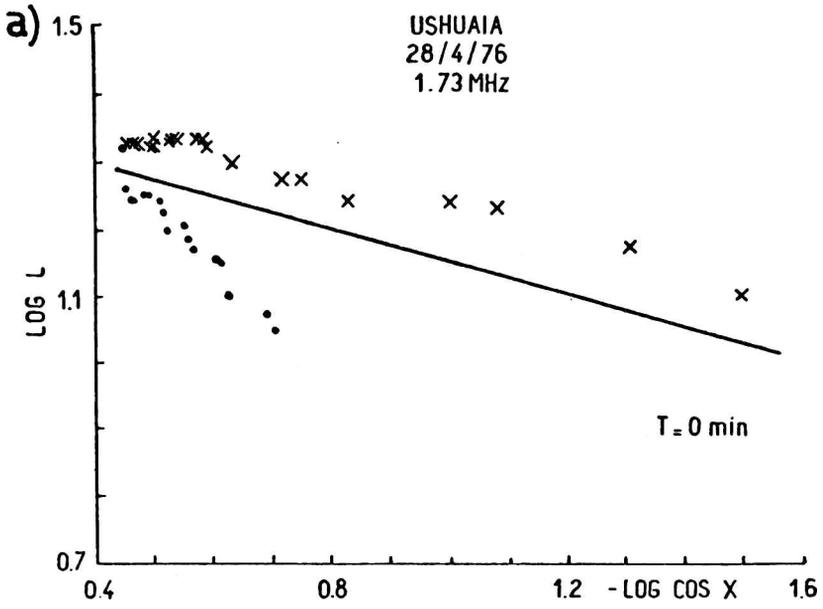


FIGURA 2: Variación diurna de la absorción L en función del coseno del ángulo cenital solar: a) tomando logaritmos en ec. (1), b) idem en ec. (2); • valores de mañana, X valores de tarde.

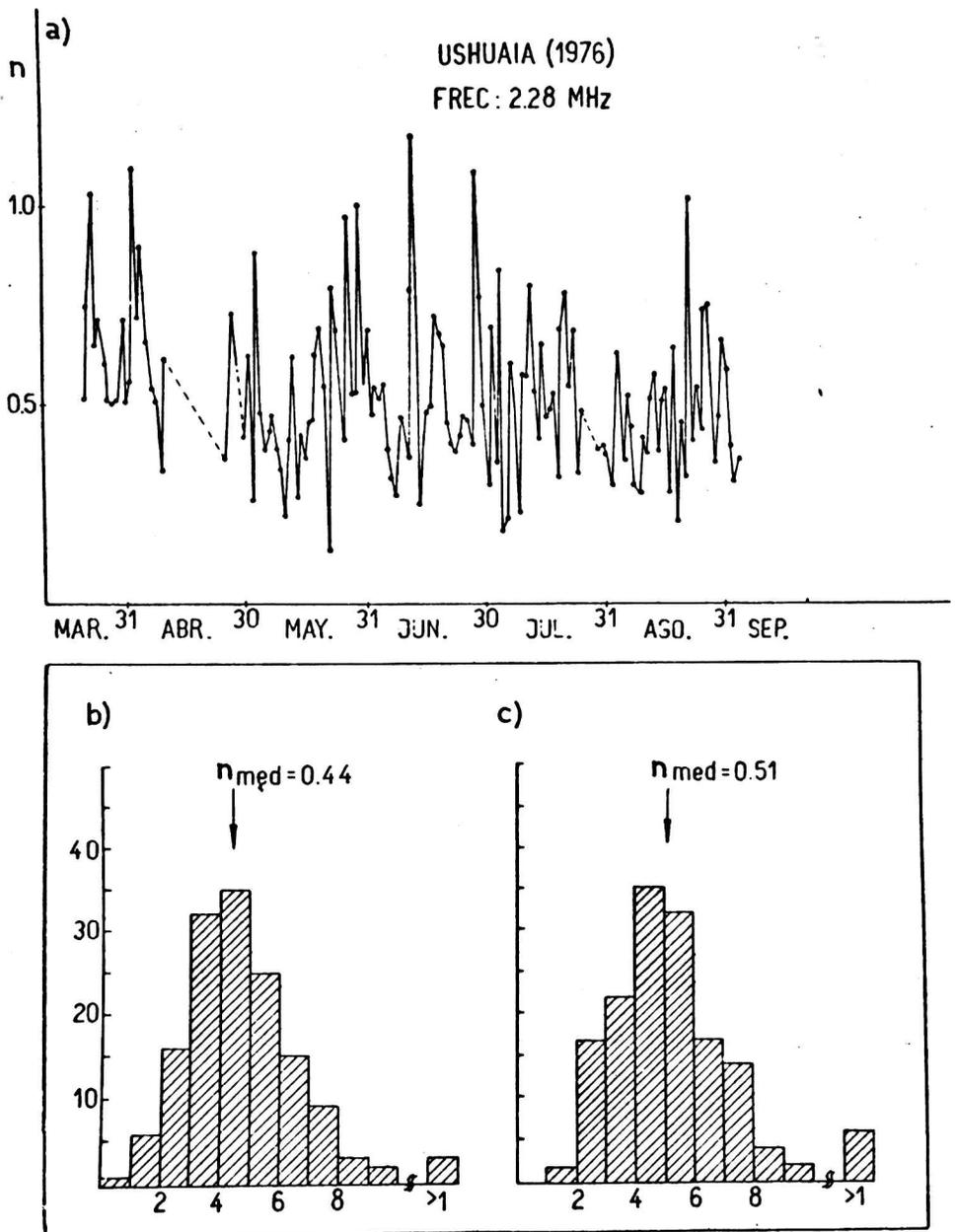


FIGURA 3: a) Exponente  $n$  de la ec. (2) para cada día y frecuencia 2.28 MHz. b) Histograma con los valores de  $n$  de la ec. (1). c) Idem para ec. (2).

		1-.95	.95-.90	.90-.85	.85-.80	.80-.75	.75-.70	.70-.65	.65
1.73 Hrs	Con TAU	48 (32)	42 (28)	22 (15)	8 (5)	6 (4)	- 8 (5)	3 (2)	12 (8)
	Con TAU	86 (58)	44 (30)	8 (5)	4 (3)	3 (2)	2 (1)	1 (1)	-
2.28 Hrs	Con TAU	47 (32)	47 (32)	17 (11)	13 (9)	9 (6)	6 (4)	2 (1)	7 (5)
	Con TAU	86 (58)	49 (33)	9 (6)	3 (2)	1 (1)	-	-	-

TABLA 1

úmero de días (y entre paréntesis porcentajes) con COEFICIENTES DE CORRELACION en cada intervalo.

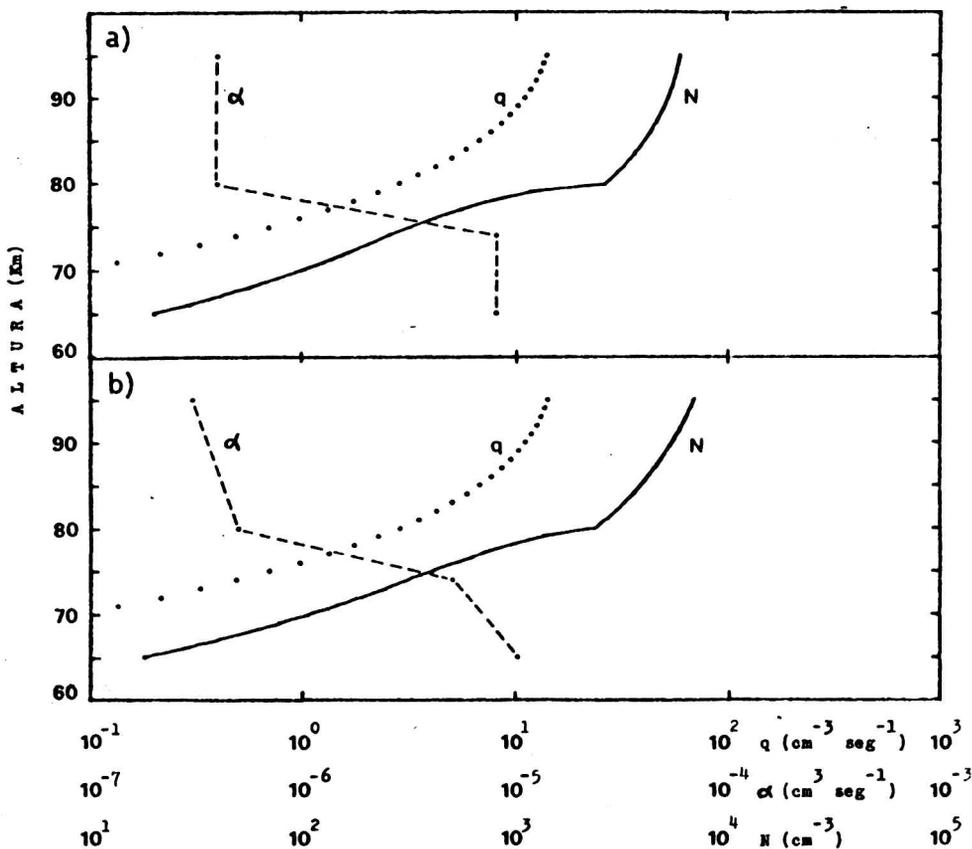


Fig. 4: Dos modelos de variación con la altura de:  $\alpha$  coeficiente de recombinación efectiva,  $q$  coeficiente de producción de pares iónicos y  $N$  concentración electrónica.

## CARACTERISTICAS DE LAS CAPAS E-ESPORADICAS ECUATORIALES

Alberto E. Giraldez

Laboratorio Ionosférico de la Armada (LIARA)

Vicente López (Buenos Aires)

### RESUMEN

Los resultados del presente trabajo indican que existen tres zonas perfectamente diferenciadas en cuanto a la probabilidad de aparición de capas Es y su frecuencia crítica ( $f_oEs$ ) en bajas latitudes. Una zona entre  $\pm 60^\circ$  Dip que puede ser definida como Anillo Ecuatorial. Una segunda zona entre  $60^\circ$  y  $120^\circ$  Dip con características diferentes a la anterior y que se denominará subecuatorial, y una tercera zona que corresponde a ángulo de Dip superior a  $120^\circ$  denominada de latitudes medias.

El sector denominado subecuatorial muestra características que varían entre las del sector ecuatorial y las de latitudes medias dependiendo de la época del año.

### ABSTRACT

Results indicate there are three different zones relating the probability of appearance and their critical frequency ( $f_oEs$ ) of Es layers in low latitudes. First zone between  $\pm 60^\circ$  Dip which can be defined as the equatorial ring. A second sector from  $60^\circ$  up to  $120^\circ$  Dip showing a different pattern which will be referred to as subequatorial sector and a third zone which corresponds to Dip angle higher than  $120^\circ$ , named midlatitude region.

Subequatorial sector shows a seasonal variation between equatorial and midlatitude sectors patterns.

## INTRODUCCION

La dinámica de la región E ecuatorial, gobernada por la presencia del electrochorro ecuatorial, se caracteriza por la presencia de inestabilidades de plasma en forma permanente, debido a la compleja superposición de campos eléctricos generados por los fenómenos de transporte horizontal y la distribución inhomogénea de las conductividades en la dirección vertical.

En general puede afirmarse que existen dos tipos de inestabilidades (Tipo I y Tipo II) cada una de las cuales provoca inhomogeneidades de diferente tamaño (desde 1m hasta 300m).

Tipo I: ocurren cuando la velocidad de deriva supera la velocidad acústica-iónica (350m/seg) y son generadas por el mecanismo de inestabilidad de dos haces.

Tipo II: se generan cuando la velocidad de deriva electrónica es superior a 30m/seg y son producidas por la inestabilidad de gradiente, en regiones de fuerte gradiente de densidad electrónica.

La causa más probable de generación de capas Es ecuatoriales parece ser la inestabilidad de Tipo II (Balsley et al, 1976), aun cuando se observa que también el Tipo I es capaz de producir capas Es (Balsley & Farley, 1971).

Los ecos observados mediante sondador ionosférico son descritos como Es Ecuatoriales, ó Es,q (Knecht & McDuffie 1962; Bowles & Cohen 1962) y difieren radicalmente de los observados en latitudes medias en cuanto a sus características observables y su mecanismo de formación. La característica observacional determinante es su inhabilidad para apantallar totalmente la ionosfera superior. Este tipo de Es,q se observa en un delgado anillo alrededor del ecuador magnético exclusivamente (Whitehead, 1970).

## RESULTADOS EXPERIMENTALES

Se analizan los datos ionosféricos de frecuencia máxima de capas Es ( $f_oE_s$ ) y el porcentaje de tiempo en el que se observa la presencia de capas Es con determinada frecuencia máxima, hallándose así la relación entre frecuencia crítica y porcentaje de tiempo, para una banda de baja latitud de los sectores americano, africano y asiático con datos de las estaciones de la Tabla I.

TABLA I

Estaciones Ionosféricas utilizadas

Estación	Sector	Dip (grados)
Huancayo	América	1.3
Chimbote	"	5.6
Ilo	"	-7.4
Chiclayo	"	9.5
Talara	"	13.1
Togo	Africa	1.9
Ft. Archambault	"	-3.3
Ouagadougou	"	6.0
Djibouti	"	6.1
Ibadan	"	-7.0
Bangui	"	-14.7
Dakar	"	16.9
Thumba (Trivandrum)	Asia	-1.6
Kodaikanal	"	2.5
Tiruchirapalli	"	3.8
Madras	"	9.3
Bangkok	"	10.4
Manila	"	14.5
Singapur	"	-18.3
Hyderabad	"	19.4
Vanimo	"	-21.0

Los resultados obtenidos en cuanto al porcentaje de tiempo en que se observan capas Es en los tres sectores se muestran en la Figura 1, para los sectores americano, africano y asiático.

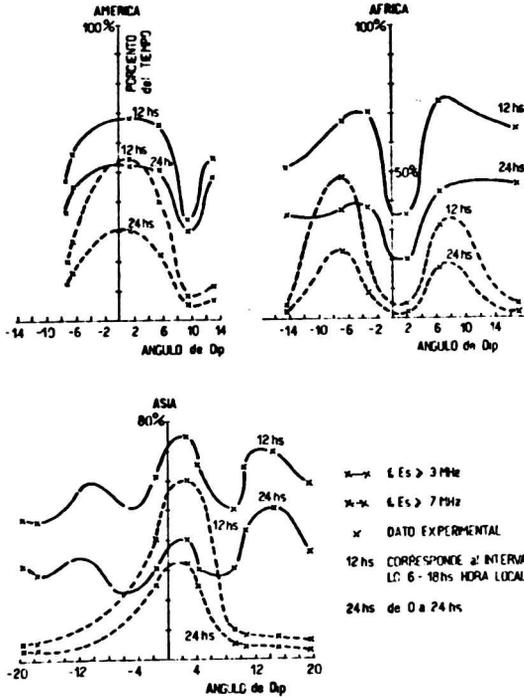


Figura 1: Porcentaje de tiempo (en 12 y 24 hs) en que se observa la presencia de capas Es con frecuencia crítica igual o mayor que la indicada en la figura.

La figura 2 a, b, c muestra, para los tres sectores, la dependencia latitudinal del comportamiento promedio anual de la función de probabilidad de presencia de capas Es (PEs).

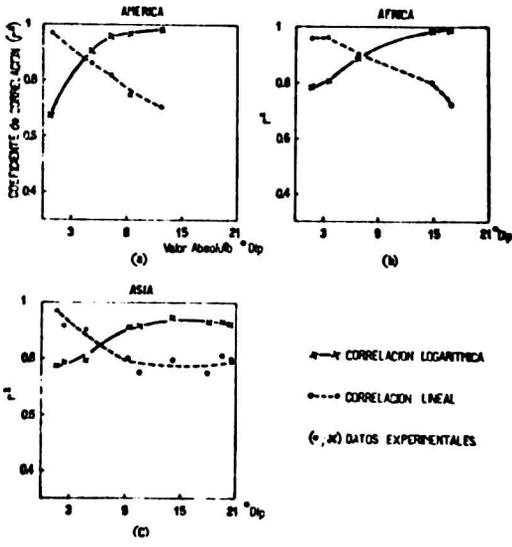


Figura 2 a, b, c: Resultados de la correlación lineal y logarítmica de todas las Estaciones analizadas en los tres continentes para la función  $P(Es) - f_0Es$ .  $r^2$  es el coeficiente de correlación.

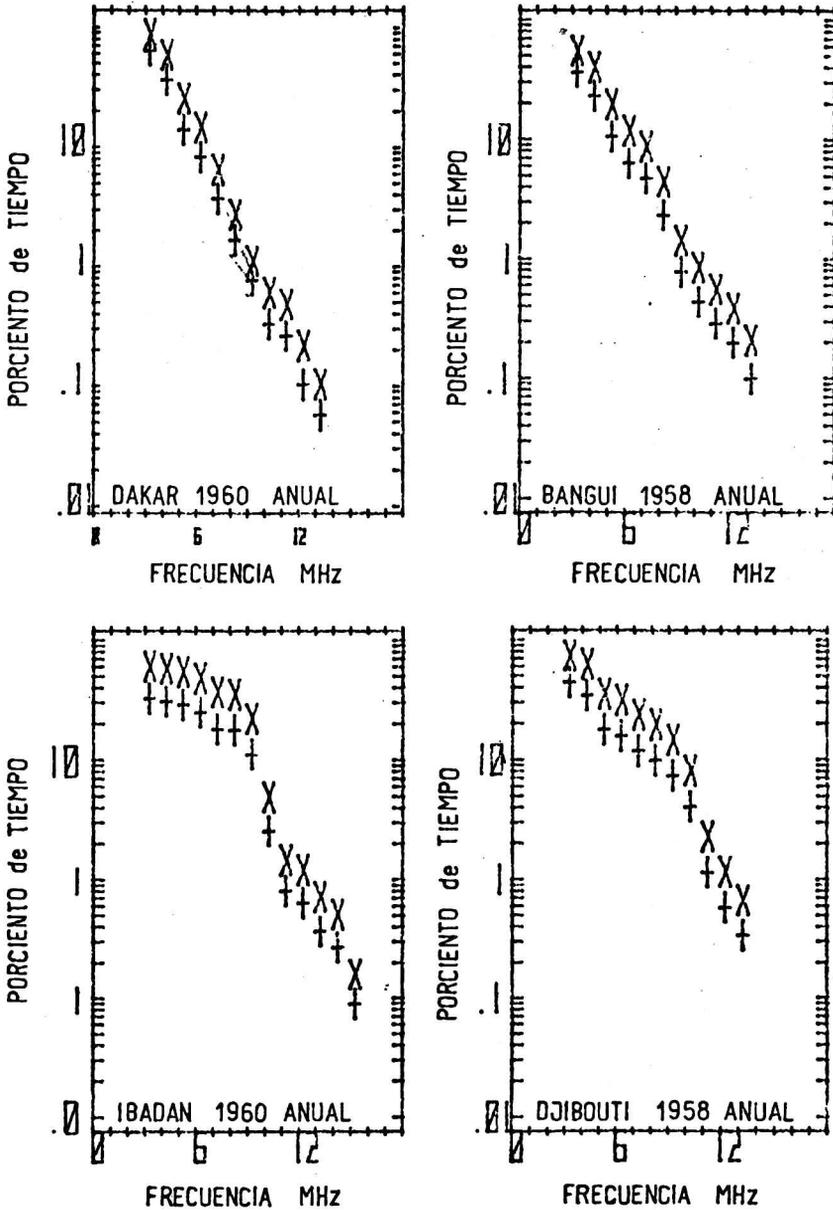


Figura 3: Porcentaje acumulativo de tiempo versus frecuencia crítica mayor o igual que la indicada para los períodos de 12hs (6 a 18hs), señalados con X y 24hs (+). Se observa la correlación logarítmica para la estación DAKAR y Bangui, mientras que la misma es lineal para Ibadan y DJIBOUTI.

La Figura 3 a, b, c y d son ejemplos de los resultados obtenidos para el cálculo del porcentaje de tiempo como función acumulativa de la frecuencia máxima observada, algunas de las estaciones utilizadas se han seleccionado para mostrar situaciones representativas de todos los casos observados.

La relación entre la probabilidad de presencia de capas Es,  $P_{Es}$  y la frecuencia crítica acumulativa, es lineal en el anillo ecuatorial, mientras que es logarítmica en latitudes medias, con una zona de transición en la que la correlación en promedios anuales no parece ser ninguna de las antes mencionadas. El análisis estacional de estas estaciones de transición revela que en el solsticio de verano se comportan como ecuatoriales mientras que en el de invierno lo hacen como de latitudes medias.

#### DISCUSION

En latitudes medias se acepta que la relación entre el porcentaje de tiempo con presencia de capas Es y la frecuencia crítica acumulativa es logarítmica (ley de Phillips). El cambio de logarítmica a lineal al acercarse al ecuador magnético que se propone en este trabajo, está asociado a un cambio en el mecanismo de producción de capas Es. La causa del cambio de mecanismo ya fue explicada parcialmente en base a los procesos que ocurren por inestabilidades de plasma en una delgada zona ecuatorial, que pierde efectividad al aumentar el ángulo de Dip. El mecanismo actuante en latitudes medias (vientos cizallantes) no será tratado en este trabajo; información detallada de este mecanismo puede encontrarse abundantemente en la literatura referenciada en otro trabajo del autor (A. Giraldez, 1980). Solo se mencionará que el mecanismo de viento cizallante pierde efectividad como generador de capas Es cuando el ángulo de Dip se hace

pequeño, resultando inútil en el ecuador.

La Figura 1 a, b y c muestra diferencias entre las observaciones del sector ecuatorial americano con las del africano y el asiático. La diferencia más notable es la fuerte depresión del porcentaje de capas Es en el sector africano sobre el ecuador magnético en contraste con los otros dos sectores, que indican exactamente lo contrario. Debido a que las causas que pueden ser responsables de este fenómeno pueden ser de medición o geofísicas, se discutirán brevemente ambas posibilidades.

El comportamiento anómalo observado en los registros del sector africano puede deberse a una falta de potencia en el equipo de medición. Las dos estaciones que muestran la característica anómala fueron operadas con equipos similares a los demás y por la misma institución, que no reportó fallas de funcionamiento en los mismos, además los datos utilizados corresponden a varios años de datos horarios que presentan una alta coherencia entre sí, por lo tanto, las evidencias parecen indicar que la anomalía no se debe a problemas de medición.

Desde el punto de vista geofísico las causas que pueden provocar este fenómeno son varias pero fundamentalmente todas dependen de la intensidad de los efectos de las inestabilidades del tipo I y II ya mencionadas en la introducción, ya que la generación de capas Es ecuatoriales es directamente proporcional a la intensidad de las inestabilidades ya mencionadas. Este problema sale fuera del tema del presente trabajo, y será tratado en el futuro.

#### CONCLUSIONES

De las evidencias presentadas surge que las capas Es, q son generadas por un mecanismo diferente del responsable de las Es

de latitudes medias, y que la banda latitudinal de separación entre ambas regiones (60 a 120 Dip) tiene características que fluctúan entre una y la otra en función de la época del año indicando que la influencia del electrochorro ecuatorial varía en latitud dependiendo de la época del año.

#### BIBLIOGRAFIA

- Balsley B.B., Bey A. y Woodman R.F. (1975) "On the plasma instability mechanisms responsible for Es,c". J. Geophys. Res. 81, 1391-1396.
- Balsley B.B., Farley D.T. (1971) "Radar studies of the electrojet at three frequencies". J. Geophys. Res. 76, pp 8341-8351.
- Bowles K.L., Cohen R. (1952) "A study of radio wave scattering from Sporadic-E near the magnetic equator". Ionos. Sporadic-E Pergamon Press Oxford ed. E.K. Smith & S. Matsushita.
- Giraldez, A.E. (1960) "Perturbaciones Ionosféricas Viajeras debidas a Tormentas Solares". GECACIA, vol 10, N° 2
- Knecht R.W., McDuffie R.E. (1952) "On the width of the equatorial Es belt". Ionos. Sporadic-E Pergamon Press Oxford ed. E. K. Smith & S. Matsushita.
- Whitehead J.D. (1970) "Production and Prediction of Sporadic-E". Rev. Geophys. Space Phys. 8, 65-144.

PERTURBACIONES IONOSFERICAS DURANTE SEPTIEMBRE 1977

Alberto E. Giráldez, Inés Lama

Laboratorio Ionosférico de La Armada (LIARA)

Vicente López - Buenos Aires

RESUMEN

El presente trabajo analiza los efectos ionosféricos en una estación de latitudes medias (Buenos Aires), provocados por el conjunto de tormentas solares ocurridas durante septiembre de 1977. Entre los efectos más importantes figuran: la alta correlación de la absorción ionosférica con la actividad solar impulsiva detectada en 2,8 GHz; las variaciones de densidad electrónica de la región E en función de efectos dinámicos y la respuesta de la región F frente a perturbaciones magnéticas de considerable intensidad.

ABSTRACT

This paper presents the effects observed at a midlatitude ionospheric station (Buenos Aires), triggered by the set of solar flares which took place on September 1977. Among the most important effects observed are the high correlation between ionospheric absorption and impulsive solar activity at 2,8 GHz, E-region electron density variations due to dynamical effects, and F-region response to geomagnetic perturbations.

## INTRODUCCION

El conjunto de eventos ocurridos durante el mes de Septiembre de 1977, Solar Geophysical Data (1977a, 1977b), Cook (1979), provocaron una serie de efectos en la ionosfera que abarcaron desde el aumento de la absorción en la baja ionosfera, hasta la observación de grandes fluctuaciones de densidad electrónica en la alta ionosfera (Región F), generados por el aumento de flujo de radiación y la inyección de partículas solares en la ionosfera terrestre, que de esta manera fue forzada a modificar su equilibrio mediante la redistribución de energía y el transporte de masa por diferentes mecanismos Layr et al (1978), Giraldez y Lama (1978). El esquema de interacción Sol-Tierra que muestra la Figura 1 indica como una fulguración solar influye en toda la ionosfera, si bien de diferentes formas.

El análisis de las perturbaciones observadas en Buenos Aires mediante los registros de ionogramas, se completa con la ayuda de la información geomagnética y de radiación solar publicada por los S. G. Data, mencionados en el párrafo anterior, poniendo especial énfasis en la detección de efectos ionosféricos de corta duración provocados por emisiones solares impulsivas en la baja ionosfera, y en los efectos retardados producidos en la alta y media ionosfera.

## OBSERVACIONES EXPERIMENTALES

Región D

El parámetro ionosférico obtenible con sondadores de incidencia vertical, y que permite estimar los cambios de ionización en la baja ionosfera (60-90Km) es la frecuencia mínima ( $f_{\min}$ ) URSI-LIARA (1975). Los cambios en la ionización de la baja ionosfera están relacionados directamente con los cambios de la absorción en las ondas de radio de HF (alta frecuencia) por una relación de la forma

$$\text{Absorción} \simeq K (f_{\min} + f_L)^2, \quad (1)$$

donde  $f_L$  es la componente longitudinal de la girofrecuencia y  $K$  es constante de proporcionalidad.

Por lo tanto, el aumento de absorción entre un período calmo y una fulguración solar viene dado por:

$$\Delta A = K \left[ \left\{ (f_{\min})_p + f_L \right\}^2 - \left\{ (f_{\min})_n + f_L \right\}^2 \right], \quad (2)$$

donde  $(f_{\min})_p$  es la frecuencia mínima del período perturbado y  $(f_{\min})_n$  la frecuencia mínima del período calmo o normal.

La Figura 2 muestra el resultado de aumento de absorción de uno de los días más perturbados del mes, con referencia al valor calmo promedio del mismo.

El aumento de ionización y correspondiente aumento de  $f_{\min}$  son debidos a la llegada de radiación solar impulsiva, por lo tanto el efecto de picos de  $f_{\min}$  se correlaciona con la información de radiación solar observada en tierra. La Figura 3 muestra la correlación obtenida para este período entre los picos de  $f_{\min}$  y las fulguraciones solares en 2,8 GHz demostrando así la estrecha vinculación de ambos parámetros. La excelente correlación hallada se debe a que la radiación de 2,8 GHz, si bien no produce efectos ionosféricos, parece provenir del mismo nivel de la atmósfera solar, siendo debida al mismo proceso de formación que los rayos X de 1 a 20 Å que producen los aumentos de  $f_{\min}$ , Mitra (1974).

En la Figura 4 se compara, para un caso particular, el desarrollo de una perturbación solar en 2,8 GHz con la variación simultánea de  $f_{\min}$ , obteniéndose una excelente corroboración experimental que permite establecer en forma contundente que la utilización del flujo de radiación solar en 2,8 GHz como índice de perturbación ionosférica en la región D es adecuada.

### Región E

Las perturbaciones observadas en la región E (90-140Km) pueden dividirse en dos clases: las perturbaciones de la capa

Normal y las de la E-Esporádica ( $E_s$ ). Las primeras, son debidas fundamentalmente a las variaciones de radiación electromagnética en el ultravioleta (UV) y XUV por ionización de los componentes mayoritarios de la región, Trost (1979). Las segundas, son debidas a efectos dinámicos (vientos neutros, ondas gravitatorias, mareas ionosféricas) en la región, pero son influenciadas directamente por la fulguración solar, Whitehead 1970, Giráldez 1979. De lo anteriormente expuesto se deduce que las dos clases de variaciones de la región  $E$  no estarán en fase, aún cuando ambas sean debidas a los efectos producidos por fulguraciones solares.

a) Capa E Normal. Se observan solo leves perturbaciones en la E normal: la densidad electrónica no presenta fluctuaciones superiores al 10%, mientras que las oscilaciones de altura tampoco superan el 5%.

b) Capa E-Esporádica. El fenómeno  $E_s$ , es practicamente insensible a las variaciones de la radiación UV y XUV y es muy sensible a efectos dinámicos (vientos neutros) Miller y Smith (1977), Giráldez (1979). Debido a esta característica, sus variaciones en densidad electrónica dependen directamente de las variaciones de vientos en la región, ya que su mecanismo de pérdida es practicamente nulo, Wand et al (1975), Miller and Smith (1978).

Durante el período seleccionado se observan, además de las capas  $E_s$  con densidad electrónica normal para la latitud y la época del año considerada en este caso, algunos casos de capas  $E_s$  de muy alta densidad electrónica y duración entre 1 y 3 horas. Estos casos, algunos de los cuales ilustra la Figura 5, son provocados por gradientes de vientos neutros muy altos, típicos de las ondas gravitatorias excitadas por calentamiento auroral, Hines (1960), Francis (1975). Este tipo de fenómeno puede alcanzar magnitudes de perturbación superiores al 70% respecto a los valores calmos.

### Región F

Las perturbaciones observadas en la región F, debidas a tormentas solares son más complejas que las ya mencionadas en las regiones D y E, debido a que la región F (150-400Km) no reacciona instantaneamente en respuesta al flujo de radiación electromagnética simultanea con la detección óptica de la fulguración; sino que su reacción se produce retardada con la llegada del plasma solar, (Viento Solar) Rishbeth (1975). La serie de causas que provocan perturbaciones en la región F es muy amplia e incluye la interacción ionosfera-magnetosfera, con generación de perturbaciones magnéticas, eléctricas y de ondas gravitatorias, Manzano (1979).

Como resultado de la interacción entre campos eléctricos, ondas gravitatorias, tormentas magnéticas y precipitación de partículas, se produce una perturbación ionosférica de la región F. De allí que no se conozcan dos tormentas ionosféricas iguales hasta la fecha. El acoplamiento (o interferencia) de los distintos componentes de la perturbación son los responsables de los efectos observados, Rishbeth (1975).

La Figura 6 muestra las curvas de nivel isoiónicas de la frecuencia  $f_oF_2$  (URSI-LIARA, 1975) para el período analizado, observándose en ella la abundante cantidad de perturbaciones ocurridas.

La Figura 7, muestra el resultado de la ocurrencia de dos tormentas magnéticas sucesivas en la región F. La primera de ellas provoca solo pequeñas desviaciones de  $f_oF_2$  respecto de su comportamiento previsto en ausencia de disturbios, mientras que la segunda de ellas provoca una fuerte perturbación en  $f_oF_2$ , seguida de difusión en frecuencia, resultados típicos observables generalmente debidos a tormentas magnéticas.

### CONCLUSION

De la observación de un período considerablemente perturba-

do se determina que en la región baja de la ionosfera se observa una fuerte e inmediata respuesta de la absorción causada por la radiación solar impulsiva de muy alta frecuencia, determinándose que el flujo solar impulsivo en 2,8 GHz constituye un buen índice de variación de concentración iónica de la baja ionosfera.

La ionosfera media no reacciona en fase con la radiación solar ni con las tormentas magnéticas en forma apreciable, pero es notoria la respuesta de las capas  $E_s$  frente al pasaje de ondas gravitatorias generadas en el anillo auroral por calentamiento ionosférico, hallándose una relación causal de la variabilidad de la densidad electrónica de las capas  $E_s$  con las perturbaciones del sistema de vientos neutros de la región.

La alta ionosfera es gobernada principalmente por efectos electrodinámicos generados a posteriori de la fulguración solar, por interacción con la magnetósfera principalmente, generando una serie de efectos acoplados, que no pueden ser separados con la sola utilización de la información provista por los ionogramas.

#### BIBLIOGRAFIA

- Cook, F. E., 1979: A Disturbance Forecaster's view of the September 1977 events; International Solar Terrestrial Predictions Proceedings and Workshop; Boulder Co. EE.UU.
- Francis, S., 1975: Global propagation of atmospheric gravity waves; J. Atmos. Terr. Phys., 37, 1011-1054.
- Giraldez, A. E., 1979: Daytime Sporadic-E blanketing frequency prediction; Int. Solar-Terr. Predictions Proceedings; Boulder, Co. EE.UU.
- Giraldez, A. E., Lama, I., 1978: September 1977 events observed at Buenos Aires Sounding Station; UAG Report on Sept. Oct. Disturbances; World Data Center-A for

- Solar-Terrestrial Physics - NOAA, USA (en prensa).
- Hines, C. O., 1960: Internal Atmospheric Gravity Waves at Ionospheric Heights; *Can. J. of Physics*, 38, 1441-1481.
- URSI-LIARA, 1975: Manual de Interpretación de Ionogramas; LIARA, C-21.
- Manzano, R., 1979: La tormenta magnética como eslabón de unión entre la magnetósfera y la ionosfera; *GEOACTA* Vol. 10, 1980.
- Mayr, H. G., Harris, I., Spencer, N. W., 1978: Some Properties of Upper Atmosphere Dynamics; *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 539-565.
- Miller, K. L., Smith, L. G., 1978: Incoherent Scatter Radar Observations of Irregular Structure in Mid-Latitude Sporadic-E Layers; *J. Geophys. Res.*, 38, 3761-3775.
- Mitra A. P., 1974: Ionospheric Effects of Solar Flares; D. Reidel Publ, Dordrecht-Holland.
- Rishbeth, H., 1975: F-Region storm and thermosphere circulations; *J. Atmos. Terr. Phys.*, 37, 1055-1064.
- Solar Geophysical Data, 1977a: NOAA prompt report N°395-Part 1.
- Solar Geophysical Data, 1977b: NOAA prompt report N°399-Part 1.
- Trost, T. F., 1979: Electron Concentrations in the E and Upper D Region at Arecibo.
- Wand, R. H., Harper, R. M., Whitehead, J. D., 1975: Comparison of Arecibo E-Region data and Sporadic-E theory: A measurement of the diffusion coefficient; *Radio Sci.* 10, 357-362.
- Whitehead, J. D., 1970: Production and Prediction of Sporadic-E; *Rev. of Geophysics and Space Physics*, 8, 65-144.

## EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

- Figura 1. Esquema general de interacción Sol-Ionosfera en el caso de emisiones solares impulsivas de energía. No se incluye la interacción Sol-Tierra normal.
- Figura 2. Aumento de la absorción ionosférica relativa  $A_p$  para uno de los días en que dicho efecto fue más notorio.
- Figura 3. Correlación entre la hora de ocurrencia de un fuerte aumento en la frecuencia mínima observada ( $f_{\min}$ ) y la información disponible en cuanto al flujo solar impulsivo en 2,8 GHz.
- Figura 4. Superposición de los datos de frecuencia mínima en función del tiempo y los datos de flujo de radiación solar en 2,8 GHz, obtenidos simultáneamente.
- Figura 5. Predicción del valor de frecuencia crítica de apantallamiento ( $f_p E_s$ ) (trazo lleno) y observaciones (cruces) para cuatro días de este período. Fecha: mes/día/.
- Figura 6. Curvas de nivel de frecuencia crítica (proporcional a la densidad electrónica) en capa F mostrando las fuertes perturbaciones ocurridas durante la segunda mitad del mes.  
El trazo punteado indica la curva estimada, debido a la falta de datos.
- Figura 7. Evolución de la frecuencia crítica en la región F según la predicción de condición calma (línea llena) y los valores observados (puntos). Las barras verticales paralelas en el sector derecho de la figura indican difusión en frecuencia. SC: hora de comienzo de una tormenta magnética repentina.

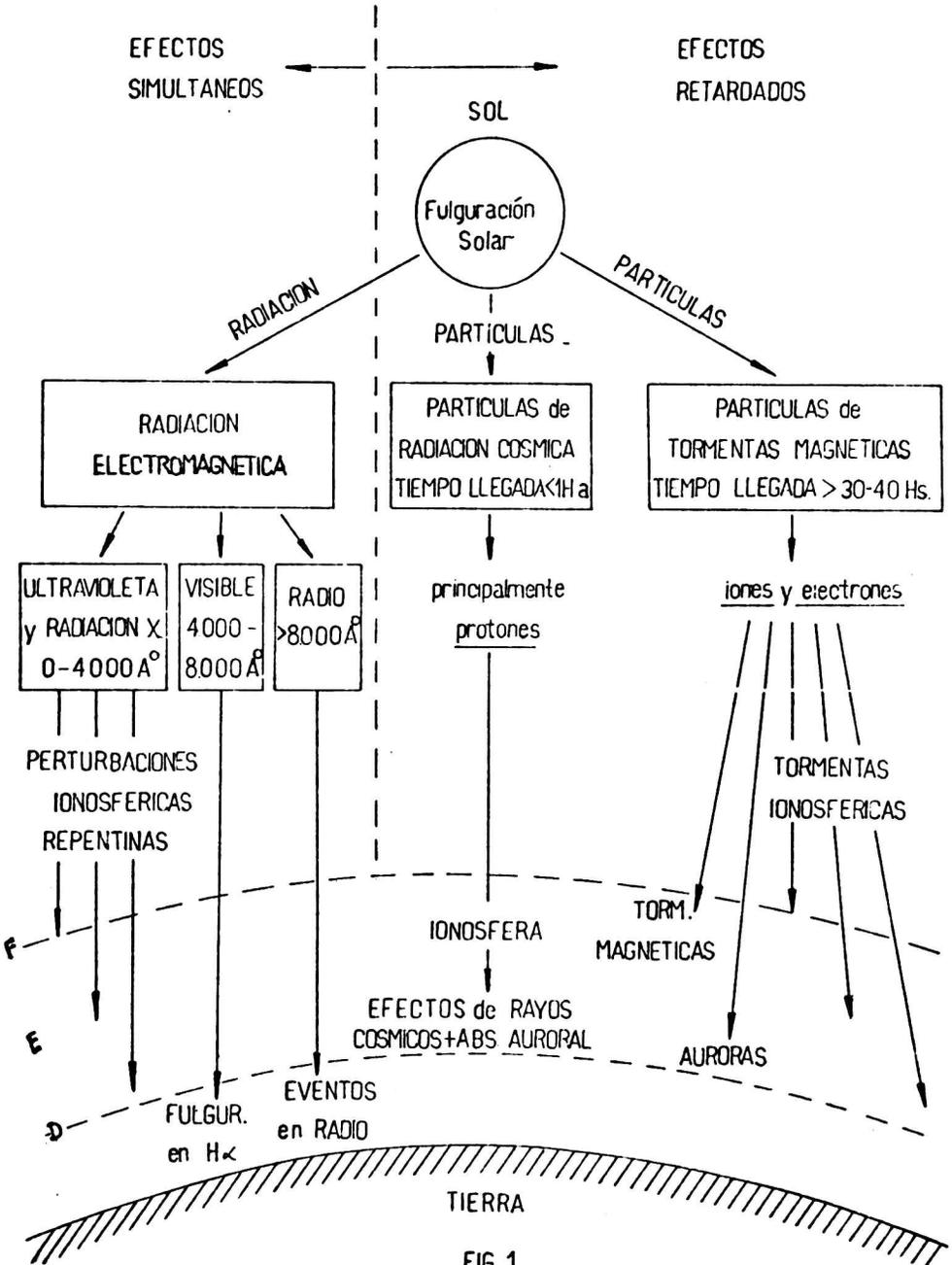


FIG 1

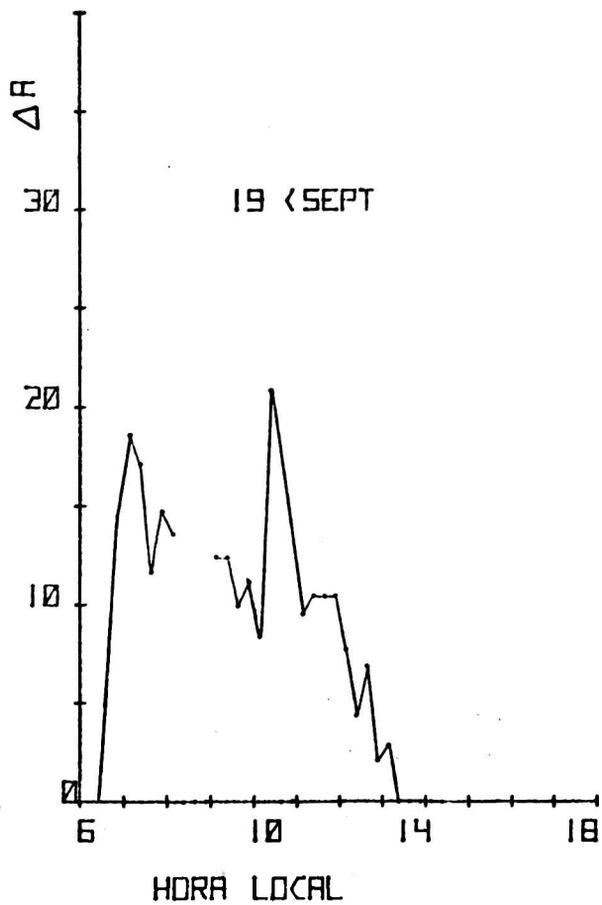


FIG. 2

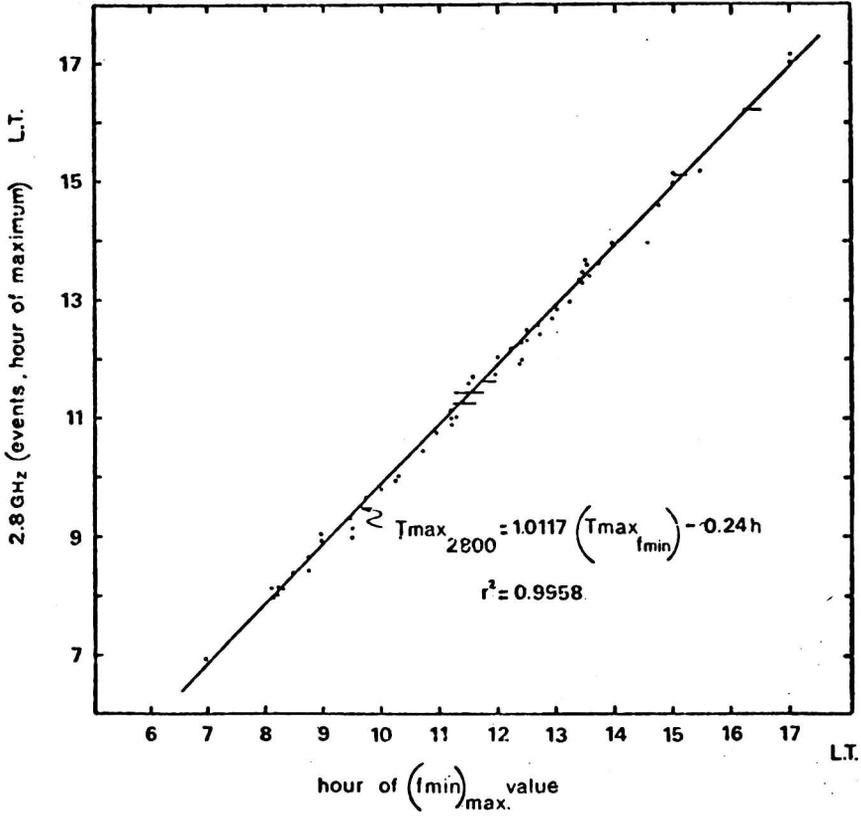


FIG. 3

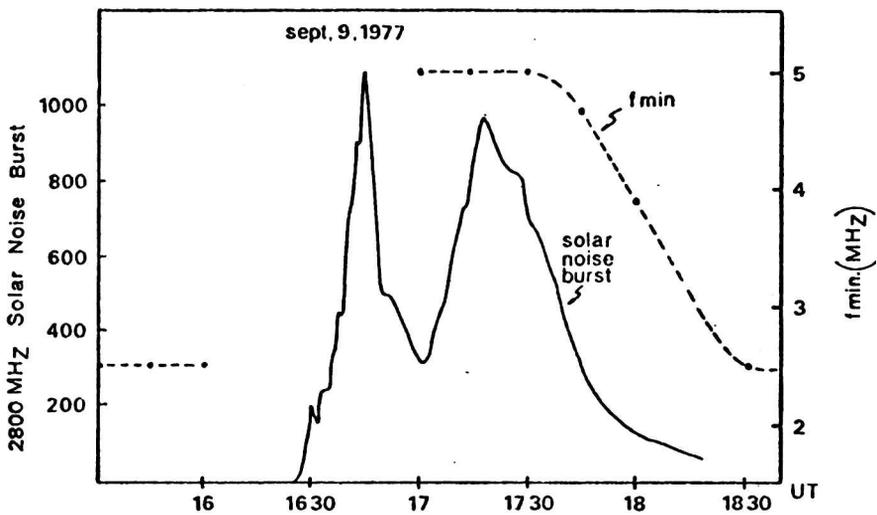


FIG. 4

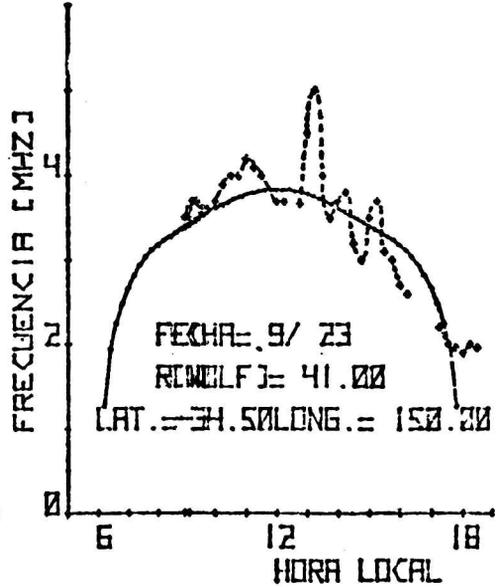
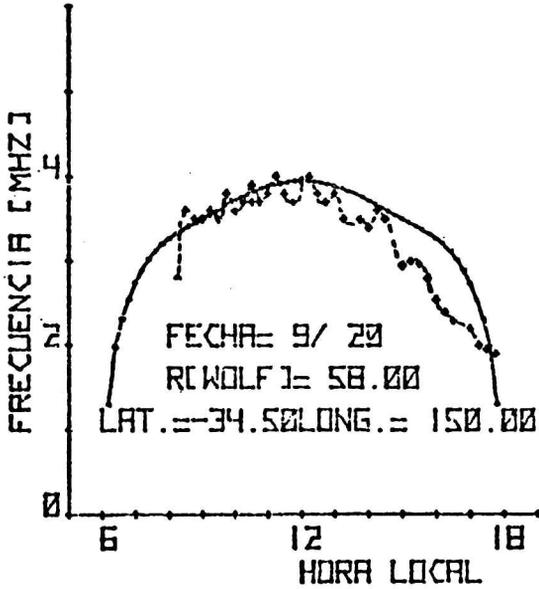
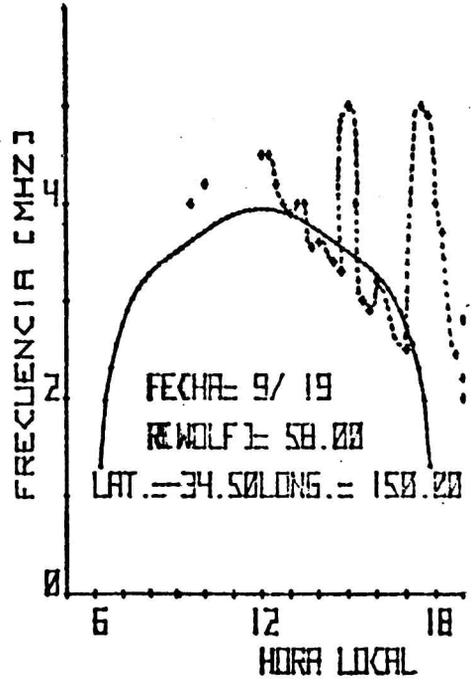
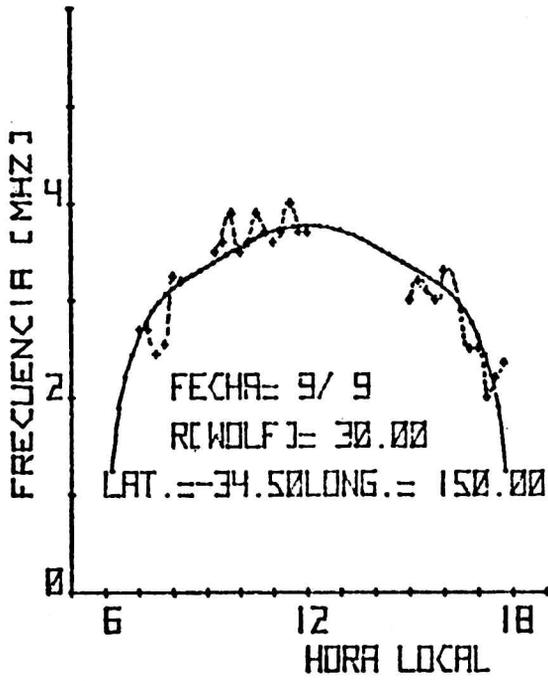


FIG. 5

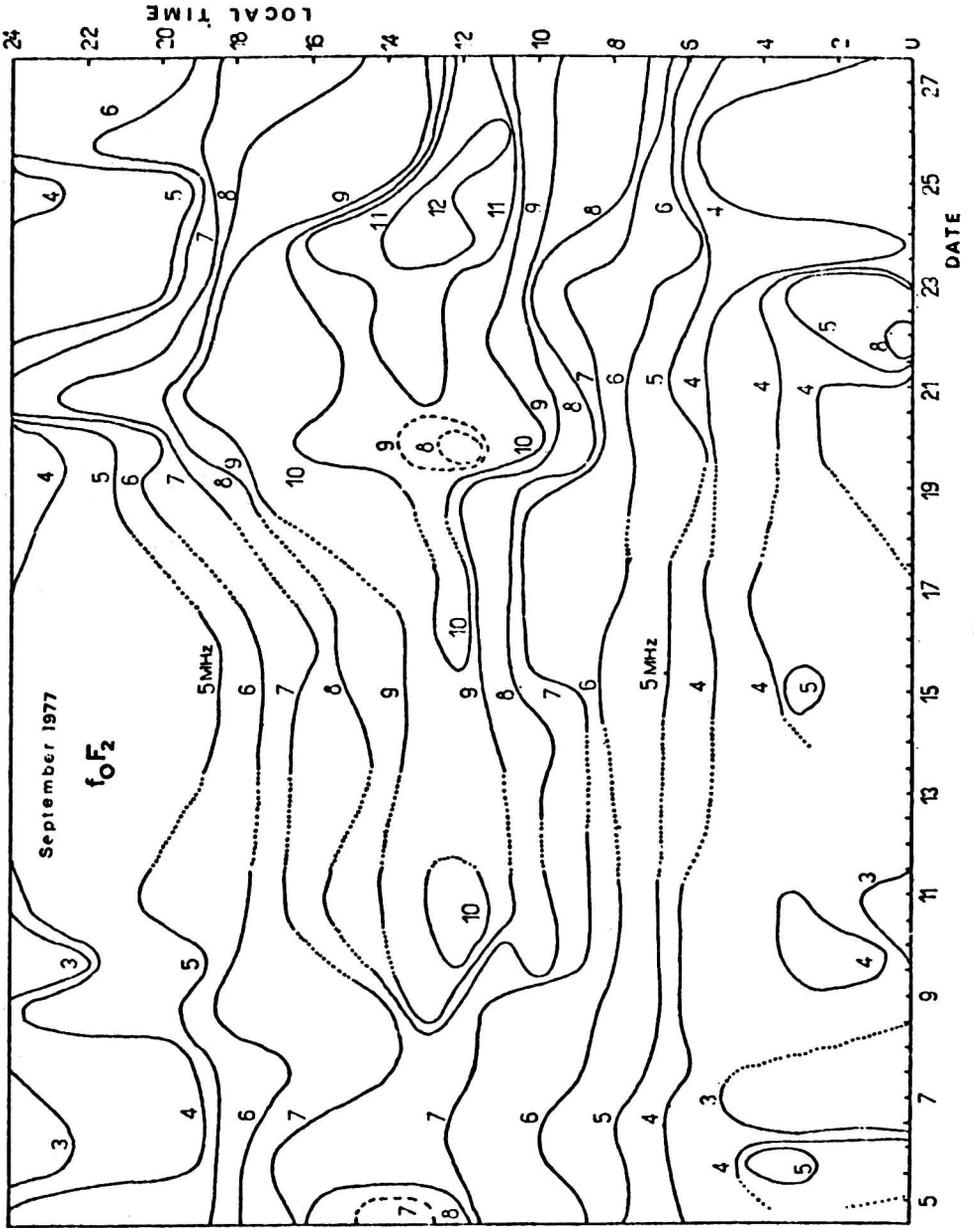


FIG. 6

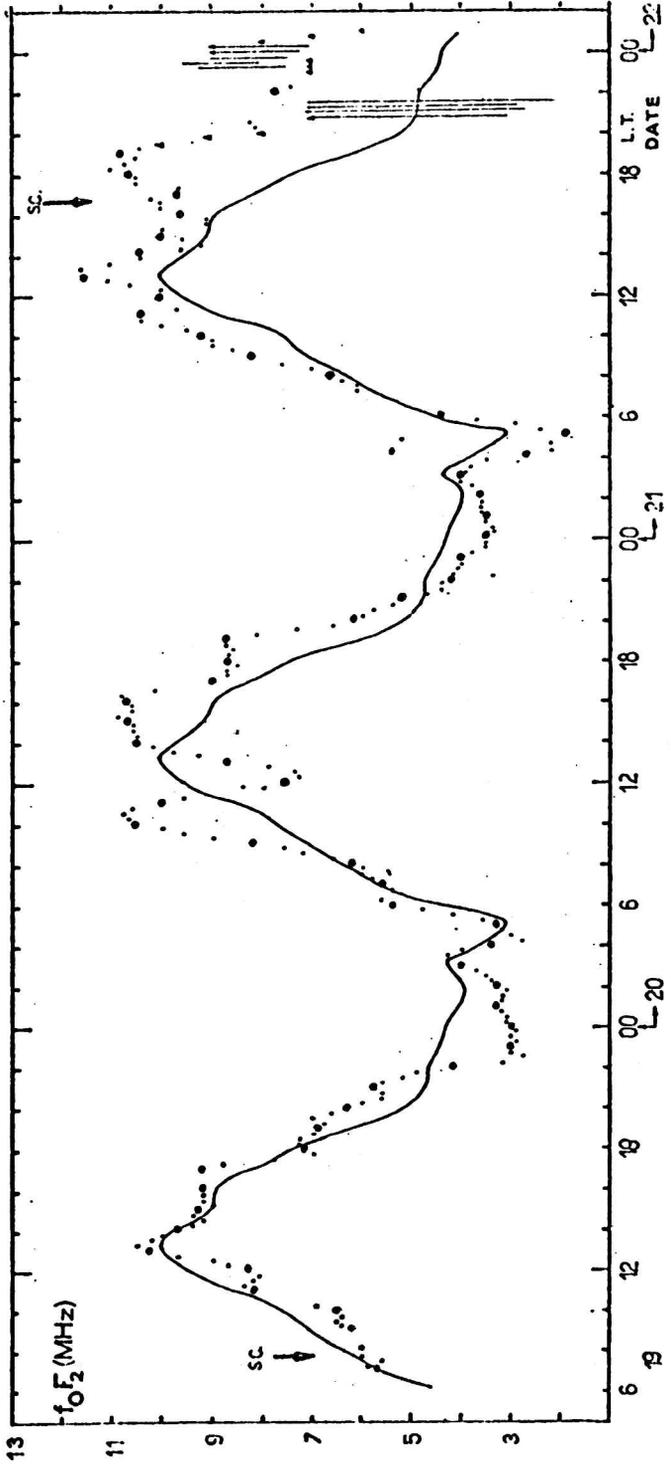


FIG. 7



APLICACION Y VERIFICACION DE UN MODELO DE DIFUSION - DEPOSITO DE CONTAMINANTES  
EN LA ATMOSFERA DE LA CIUDAD DE LA PLATA (PROV. BUENOS AIRES)

Nicolás A. Mazzeo

Departamento de Meteorología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires  
Buenos Aires, República Argentina

Resumen

El deterioro del medio ambiente en algunas zonas del planeta adquiere grandes magnitudes. Respecto a la contaminación del aire, la estimación cuantitativa de la concentración de contaminantes mediante modelos de difusión constituye el único método destinado a: predecir niveles de contaminación; determinar los efectos de futuras fuentes de emisión sobre la calidad del aire; y evaluar los resultados que se obtendrían disminuyendo las emisiones de contaminantes.

Se aplica un modelo de difusión-depósito de contaminantes atmosféricos en el área de la ciudad de La Plata que considera una distribución espacial de contaminantes del tipo gaussiano. Se obtiene una climatología de la contaminación por partículas y se comparan los valores estimados por el modelo con los observados.

Abstract

The deterioration of the environment in some regions of the planet acquires great magnitudes. In relation to air pollution, the quantitative estimation of the concentration of pollutants by means of diffusion models constitutes the only method used to: forecast levels of pollution, determine the effects of future sources on the air quality; and to evaluate the results that will be obtained diminishing the emission of pollutants.

We apply a diffusion-deposit model of atmospheric pollutants in the area of La Plata city. The vertical distribution of the pollutants is assumed to be Gaussian. In this way it is obtained a climatology of the pollution by particles and we compare these values estimated by the model to those previously observed.

## INTRODUCCION

El deterioro del medio ambiente, debido especialmente a la incesante actividad humana, está alcanzando en algunas zonas de nuestro planeta tal magnitud que es necesario realizar un esfuerzo tecnológico para mantener su calidad. Por ello, la solución al problema creado por la contaminación ambiental debe encargarse intergubernamental y nacionalmente en todos sus aspectos: político, legal, económico y técnico-científico.

Sin embargo, de los tres grandes recursos naturales, aire, agua y suelo, sólo el primero no puede ser purificado por el hombre una vez contaminado, pues los contaminantes emitidos a la atmósfera son diluidos o removidos exclusivamente mediante procesos naturales. Por ejemplo, mientras que el agua de los ríos puede y a veces se lleva a cabo, ser depurada artificialmente, el aire no tiene posibilidad de serlo. Por otra parte los contaminantes emitidos a la atmósfera desde diferentes clases de fuentes se mezclan y no pueden ser distinguidos.

Esto significa que la estimación numérica de la concentración de contaminantes en el aire adquiere singular importancia. Con ese objeto son utilizados los modelos de difusión atmosférica (Lazzeo, 1974b).

Un modelo de difusión atmosférica está constituido por una o un sistema de ecuaciones matemáticas que describen el proceso de transporte y dispersión de los contaminantes en el aire y permite estimar la concentración de éstos en función de la intensidad de emisión de las distintas fuentes y de las características topogeográficas y meteorológicas de la zona.

Estos modelos pueden ser utilizados con los siguientes objetivos:

- determinar las contribuciones relativas de diferentes clases de fuentes emisoras a la contaminación atmosférica;
- encontrar la mejor ubicación de los muestreadores de contaminantes o de estaciones meteorológicas destinadas a la vigilancia de la calidad del aire en la zona;
- predecir los niveles de contaminación del aire;
- determinar los efectos sobre la calidad del aire de futuras fuentes de emisión de contaminantes que podrían derivar del avance de la industrialización y/o del crecimiento demográfico.
- evaluar los resultados obtenidos mediante la disminución de las emisiones de contaminantes a la atmósfera.

Desde 1958 fueron desarrollados diferentes modelos de difusión atmosférica urbana (Lucas, 1958; Clarke, 1964; Turner, 1969; UCLPA, 1970; NATO, 1972). Todos ellos presentan una base común: están elaborados utilizando la hipótesis de la "pluma gaussiana" aplicada a contaminantes emitidos desde una fuente puntual (Pasquill, 1962). Las diferencias entre los distintos modelos se encuentra en el procedimiento de suma de las fuentes distribuidas en un área y en la inclusión de diferentes parámetros meteorológicos. Sin embargo, al ser aplicados surge otra diferencia apreciable: el tiempo de computación empleado para encontrar los valores numéricos de las concentraciones. El mayor tiempo de computación constituye una desventaja cuando los modelos son utilizados en la predicción rutinaria de niveles de contaminación, debido a que el cálculo de la concentración de contaminantes es uno de los elementos constituyentes del sistema de evaluación y control de la calidad del aire de una zona. De esta forma, parece justificable la utilización de modelos de difusión atmosférica "simples" pero físicamente realistas para determinar las concentraciones de contaminantes en el aire (NATO, 1973).

#### DESCRIPCION DEL MODELO DE DIFUSION ATMOSFERICA UTILIZADO

En el año 1970 F.A. Gifford (Gifford y Hanna, 1970) desarrolló las bases de un modelo de difusión atmosférica urbana que posteriormente fue modificado introduciendo distintas alternativas y simplificaciones (Gifford y Hanna, 1972; Hanna, 1972; Hanna, 1973).

La base conceptual de este modelo lo constituye el concepto de la pluma recíproca (Gifford, 1959) en el cual el origen de coordenadas se encuentra en el punto receptor de contaminantes.

La concentración en superficie de contaminantes en el aire se encuentra mediante la integración de las fuentes emisoras distribuidas en áreas "viento arriba", expresada de la siguiente forma:

$$\chi_0(0,0) = \int_0^{\infty} dx \int_{-\infty}^{\infty} \frac{Q_a(x,y)}{\pi \bar{u} \sigma_y \sigma_z} e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}} dy \quad (1)$$

donde  $\chi_0(0,0)$  es la concentración de contaminantes en aire en superficie

$Q_a(x,y)$  es la intensidad de las fuentes de emisión

$\sigma_y, \sigma_z$  son las desviaciones normales de la distribución espacial (en las direcciones  $y, z$ ) de los contaminantes.

$\bar{u}$  es la velocidad media del viento

$x$  es el eje en la dirección del viento medio (es considerado positivo "viento arriba" del receptor).

$y$  es el eje horizontal perpendicular a la dirección del viento medio.

$z$  es el eje vertical.

Dado que las plumas de contaminantes tienen generalmente reducida dimensión horizontal (por ejemplo, están comprendidas en ángulos menores que  $20^\circ$ ) se puede suponer que las intensidades de las fuentes emisoras dependen sólo de la distancia  $x$  y por lo tanto se puede expresar que  $Q_a(x,y) = Q_a(x)$ . De esta manera la ecuación (1) queda:

$$\chi_o(0,0) = \int_0^{\infty} \sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{Q_a(x)}{\bar{u} \sigma_z} dx \quad (2)$$

Por otro lado, fue establecida la siguiente expresión para la desviación normal vertical (Gifford y Hanna, 1972)

$$\sigma_z = a x^b \quad (3)$$

donde  $a$  y  $b$  son coeficientes que dependen de la estabilidad atmosférica.

Generalmente, la emisión de contaminantes de áreas urbanas está distribuida en retículos cuadrados. Teniendo en cuenta ello, se puede integrar la ecuación (2) introduciendo la expresión (3) y resulta:

$$\chi_o(0,0) = \sum_{i=0}^n C_i Q_{ai} \quad (4)$$

donde  $i=0$  para el retículo del punto receptor

$i = 1, 2, \dots, n$  cuando las mallas se encuentran ubicadas, a continuación de la del receptor en la dirección de los ejes  $x$  positivos.

Los coeficientes están representados por las siguientes expresiones:

$$C_0 = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{(\Delta x/2)^{1-b}}{\bar{u} a^{1-b}}$$

$$C_i = C_0 \left[ (2i+1)^{1-b} - (2i-1)^{1-b} \right] \quad \text{para } i \geq 1$$

donde  $\Delta x$  es el lado del retículo.

La ecuación (4) es válida cuando el aire fluye en una dirección. Pero, la aplicación del modelo para la climatología de la contaminación del aire necesita de la distribución del viento en diferentes direcciones y por lo tanto es necesario realizar la suma sobre todas esas direcciones:

$$\chi_o(x, y) = \sum_{j=1}^N f_j \sum_{i=0}^m C_i Q_{ai} \quad (5)$$

donde  $N$  es el número total de direcciones consideradas.

$f_j$  es la frecuencia de ocurrencia del viento en la dirección  $j$ .

Cuando se considere el depósito "seco" de contaminantes en el suelo (Mazzeo, 1970; Mazzeo, 1971) la expresión (5) se transforma en la siguiente:

$$W_s = v_d \sum_{j=1}^N f_j \sum_{i=0}^m C_i Q_{ai} \quad (6)$$

donde  $W_s$  es el flujo de contaminantes depositados en el suelo por la acción de la gravedad.

$v_d$  es la velocidad de depósito de los contaminantes.

Otro de los procesos que toma parte en el depósito de los contaminantes sobre la superficie terrestre es la acción de la precipitación pluvial o depósito "húmedo" (Mazzeo, 1970). Este mecanismo puede expresarse mediante la siguiente expresión:

$$\frac{d\chi}{dt} = -\Lambda \chi$$

donde  $\Lambda$  es el coeficiente de remoción de contaminantes por acción de la precipitación.

Entonces el flujo de contaminantes depositados sobre el suelo por este efecto puede ser expresado de la siguiente manera:

$$W_p = \Lambda \int_0^{\infty} \chi(z) dz$$

Si la distribución vertical de los contaminantes es gaussiana y utilizando la ecuación (3) al promediar sobre un retículo cuadrado resulta:

$$W_p = \Lambda \sqrt{\frac{\pi}{2}} \frac{2a}{(2+b)} \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^b \sum_{j=1}^N f_j \sum_{i=0}^m C_i Q_{ai} \quad (7)$$

Por lo tanto, el depósito total de contaminantes sobre el suelo puede expresarse de la siguiente manera:

$$\omega_T = \omega_s + \omega_b = \left[ v_d + \lambda \sqrt{\frac{\pi}{2}} \frac{2a}{(2+b)} \left(\frac{\Delta x}{2}\right)^b \right] \sum_{j=1}^N \sum_{i=0}^m C_i Q_{ji} \quad (8)$$

La expresión (8) constituye una modificación original de la ecuación (5).

#### APLICACION A LA CIUDAD DE LA PLATA

En este trabajo, la ecuación (8) será aplicada en la ciudad de La Plata (Prov Buenos Aires) para determinar la contaminación por partículas sedimentables. Algunos estudios de la contaminación atmosférica en dicha ciudad fueron realizados (Nieto, 1970; Mazzeo y Nicolini, 1974). De acuerdo con lo extraído de esos trabajos se puede suponer que, en general, la contaminación del aire urbano proviene de la generación de contaminantes externa a la ciudad (principalmente de la zona industrial ubicada al NE de la metrópolis) y de la emisión interna (provocada, en especial, por el parque automotor y la actividad doméstica).

La información de emisión de material particulado a la atmósfera fue obtenida de un inventario realizado para el transporte automotor de pasajeros y el consumo de gas natural en la ciudad (Mazzeo y otros, 1975). Estos valores fueron adecuados a condiciones más realistas, considerando la emisión de partículas que originan otras fuentes: vehículos particulares, incineración domiciliaria y otros procesos. Para ello se modificaron los valores obtenidos en (Municipalidad C.B.A. 1972) introduciendo un factor extraído de un trabajo realizado en otra ciudad de nuestro país.

En este trabajo no se consideran los contaminantes generados fuera de la ciudad.

En la figura 1, en el tope de cada malla, se encuentra el valor de la emisión de partículas emitidas a la atmósfera ( $\text{kg}/\text{km}^2\text{-año}$ ). La velocidad media y la distribución de frecuencias de direcciones del viento en el área urbana de La Plata (Mazzeo y otros, 1972) están contenidas en la Tabla.

Las clases de estabilidad atmosférica, definidas por una modificación (Turner, 1964) del esquema sugerido por F. Pasquill (USACE, 1968) fueron obtenidas de una elaboración realizada para la zona (Mazzeo y otros, 1972). De ese estudio se concluye que la categoría de estabilidad más frecuente en La Plata es la neutralidad atmosférica.

Con el objeto de determinar las desviaciones normales en la dirección vertical se utilizó una expresión desarrollada por F. Pasquill (Pasquill, 1971) y que se basa en la hipótesis de la semejanza aplicada a la difusión de contaminantes en el aire en funciones empíricas de la distribución espacial de los contaminantes.

La ecuación que contiene  $\sigma_z$  en función de la distancia  $x$  es la siguiente:

$$\sigma_z/x = a k^2 / \left[ \ln \left( c \frac{\sigma_z}{a z_0} \right) - 1 \right] \quad (9)$$

donde  $a = 1.30$

$c = 0.6$

$k = 0.4$

$z_0$  es el parámetro de rugosidad del terreno.

El parámetro de rugosidad para el área de La Plata fue estimado mediante la siguiente expresión:

$$z_0 = \frac{h}{2A} \quad (10)$$

donde  $h$  es la altura media de la edificación

$A$  es la relación entre el área total y el área construida

La expresión (9) puede ser aproximada, para el rango  $0,1 \text{ km} \leq x \leq 10 \text{ km}$ , a la ecuación (3) y resulta:

$$\sigma_z = 1.0 x^{0.7}$$

donde  $a = 1.0 \text{ m} \quad (1-0.7)$

$b = 0.7$

El valor numérico de la velocidad de depósito de las partículas ( $V_d$ ) fue considerado igual a  $1,5 \text{ cm/s}$  (Mazzeo y otros, 1971; USAEC, 1968) mientras que el coeficiente de remoción ( $\Lambda$ ) fue adoptado igual a  $10^{-4} \text{ 1/seg}$  (USAEC, 1968).

Los valores del flujo de partículas depositadas sobre el suelo fueron calculados en cada retículo mediante la expresión (E) y están incluidos en la Figura 1 (números escritos entre paréntesis) en  $\text{ton/km}^2 \times 30 \text{ días}$ .

En la misma Figura se encuentran los valores de los depósitos observados mediante muestreos durante los años 1973-74 (números incluidos en el extremo superior derecho de cada malla) (Mazzeo, 1975).

#### COMPARACION DE VALORES CALCULADOS Y OBSERVADOS

En la Figura 2 están representados los valores del depósito calculados y obser

vados. Se desprende que dos de ellos se dispersan notoriamente. Estos valores pertenecen a las dos estaciones muestreadoras ubicadas al NE de la ciudad y por lo tanto en el límite con el parque industrial. La diferencia mencionada podría obedecer a la incidencia, no considerada de la contaminación debida al parque industrial.

Como la contaminación proveniente de las zonas industriales generalmente procede de fuentes que pueden ser consideradas como distribuidas en línea perpendicular al viento, la concentración (y por lo tanto el depósito) varía con la distancia según la siguiente expresión (Sutton, 1953):

$$\frac{\chi(x_1)}{\chi(x_2)} = \left(\frac{x_2}{x_1}\right)^{0.9} \quad (11)$$

Luego los valores numéricos del depósito de contaminantes en el suelo pueden ser reformados de la siguiente manera: la primera fila de retículos del NE de la ciudad se modificará mediante la suma del valor de la diferencia entre el valor calculado y el observado, y la segunda fila por la aplicación de la expresión (11).

En la figura 3 se incluyen los valores del depósito de contaminantes en el suelo y las isolíneas de igual depósito en la ciudad de La Plata.

La Tabla siguiente presenta los valores observados y los calculados (sin incluir los dos retículos del NE de la ciudad):

<u>Observados</u>	<u>Calculados</u>
2.4	2.0
4.5	3.9
10.9	10.8
5.1	5.4
11.8	12.4
4.2	3.8

Los valores están en  $\text{ton}/\text{km}^2 \times 30$  días.

La prueba de "t de Student" permite comprobar que los valores observados y los calculados pueden ser considerados semejantes para un nivel de significancia del 1%.

#### CONCLUSIONES

De lo expuesto se puede extraer lo siguientes:

- Los modelos de difusión atmosférica urbana, en este caso particular el modelo considerado, constituyen un sistema sumamente útil con el objeto de calcular la concentración (depósito) de contaminantes en una ciudad. Esto es importante

- si se tiene en cuenta lo costoso de la instalación de la cantidad necesaria de muestreadores para evaluar y controlar la contaminación urbana.
- De la Figura 3 se puede notar que existe el 10% de la ciudad de La Plata con depósito de contaminantes mayor que los límites establecidos por la legislación (Decreto-Ley 20284/73 sobre la Preservación de los Recursos del Aire) que establece que el  $D_{max} = 1.0 \text{ mg/cm}^2 \times 30 \text{ días} = 10 \text{ ton/km}^2 \times 30 \text{ días}$ .
  - Lo expuesto anteriormente implica la necesidad de ejercer el control sobre la emisión de partículas al aire en esa zona. Para tal fin el modelo aplicado puede ser un instrumento eficaz.
  - La contribución a la contaminación por parte del parque industrial a la zona límite urbana situada al NE de la ciudad parece ser importante (aproximadamente 70% del total).

## BIBLIOGRAFIA

- Clarke, J.F. 1964: A simple diffusion model for calculating point concentrations from multiple sources; *Journal Air Poll., Control Assoc.* 14.
- Gifford, F.Z., 1959: Computation of pollution from several sources; *Inter. Journal of Air Poll.* 2.
- Gifford, F.A., Hanna, S.R., 1970: Urban air pollution modeling. Proc. Meeting of the Inter. Union of Air Poll. Preven. Assoc.
- Gifford, F.A., Hanna, S.R., 1972: Modelling urban air pollution; *Atmosph. Environ.* 6.
- Hanna, S.R., 1972: An air quality model for Knox County; Tennessee. ATDL 55.
- Hanna, S.R., 1973: Application of a simple dispersion model to total industrial region. ATDL 63.
- Lucas, D.H., 1958: The atmospheric pollution of cities; *Inter. Journal of Air Poll.* 1.
- Mazzeo, N.A., 1970: Deposición de aerosoles dispersados en la atmósfera. *METEOROLOGICA* 1.
- Mazzeo, N.A., Miller, C., Micheloni, R., Van der Elst, M., 1971: Estudio experimental atmosférico de la velocidad de depósito de aerosoles; *METEOROLOGICA* 2.
- Mazzeo, N.A., Nicolini, M., Micheloni, C., 1972 a: Aspectos climatológicos de la contaminación atmosférica en el área de La Plata (Prov. de Buenos Aires); *METEOROLOGICA* 3.

- Mazzeo, N.A., Nicolini, M., Micheloni, R., 1972 b: Condiciones de estabilidad atmosférica y capacidad de difusión vertical de contaminantes en la ciudad de La Plata; Ingeniería Sanitaria XV.
- Mazzeo, N.A., Nicolini, M., 1974 a: Estudio preliminar de la contaminación potencial de la atmósfera en la zona de La Plata; Congreso de Saneamiento, Tucumán.
- Mazzeo, N.A., 1974 b: Inserción de un modelo de calidad del aire en el control de la contaminación atmosférica; METEOROLOGICA 5-6.
- Mazzeo, N.A., Nicolini, M., Tripode, J., 1975: Estimación de emisiones de contaminantes originados por el transporte automotor y por el uso de gas natural en la ciudad de La Plata; Saneamiento XI.
- Mazzeo, N.A., 1975 b: Análisis del polvo depositado en la ciudad de La Plata (a publicar).
- Municipalidad de la Ciudad de Buenos Aires, 1972: Estudio de la preservación del aire en la Ciudad de Buenos Aires.
- N.A.T.O., 1972: Proceedings of the third meeting of expert panel on air pollution modelling. N.A.T.O./CCMS N° 14.
- Nieto, A., 1970: Consideraciones generales sobre el estado actual de la atmósfera de la ciudad de La Plata; Informe Técnico N° 4, Instituto Biológico de la Provincia de Buenos Aires.
- Pasquill, F., 1962: Atmospheric diffusion; Van Nostrand.
- Pasquill, F., 1971: Atmospheric dispersion of pollution; Quart. Journal Roy. Met. Soc. 97.
- Sutton. O.G., 1953: Micrometeorology; Mc Graw Hill.
- Turner, D.B., 1964: A diffusion model for an urban area; Journal App. Met. 3.
- Turner, D.B., 1969: Urban atmospheric dispersion model - Past, present and future USMS, 338.
- USAEC, 1968: Meteorology and atomic energy.
- USEPA, 1970: Proceedings of symposium on multiple source urban diffusion models; AP-86.

12123	7.4 5713	4717	7436	8188	7.2 5535
(2.9)	(2.0)	(1.6)	(2.5)	(2.7)	(1.9)
19298	28305	11455	14159	17662	6157
(6.9)	(10.1)	(4.3)	(5.3)	(6.3)	(2.0)
24343	41114	11.9 40576	22986	19019	6765
(8.3)	(15.0)	(12.4)	(9.0)	(7.2)	(2.3)
4.2 7346	18383	10.9 27597	20722	17413	4919
(3.8)	(6.8)	(10.8)	(8.2)	(6.4)	(1.3)
3555	4154	15750	19710	5.1 15154	5611
(1.1)	(1.4)	(5.9)	(7.4)	(5.4)	(1.9)
2.4 4979	1318	4012	4.5 7918	8272	15102
(2.0)	(0.5)	(1.4)	(3.9)	(2.7)	(4.5)

Fig. 1 Emisión de partículas en la ciudad de La Plata ( $\text{kg}/\text{km}^2$  año).

Depósito calculado de partículas sobre el suelo (estos valores se encuentran entre paréntesis en  $\text{ton}/\text{km}^2$  año).

Depósito observado (extremo superior derecho en  $\text{ton}/\text{km}^2$  año).

El recuadro remarcado corresponde a los límites de la ciudad.

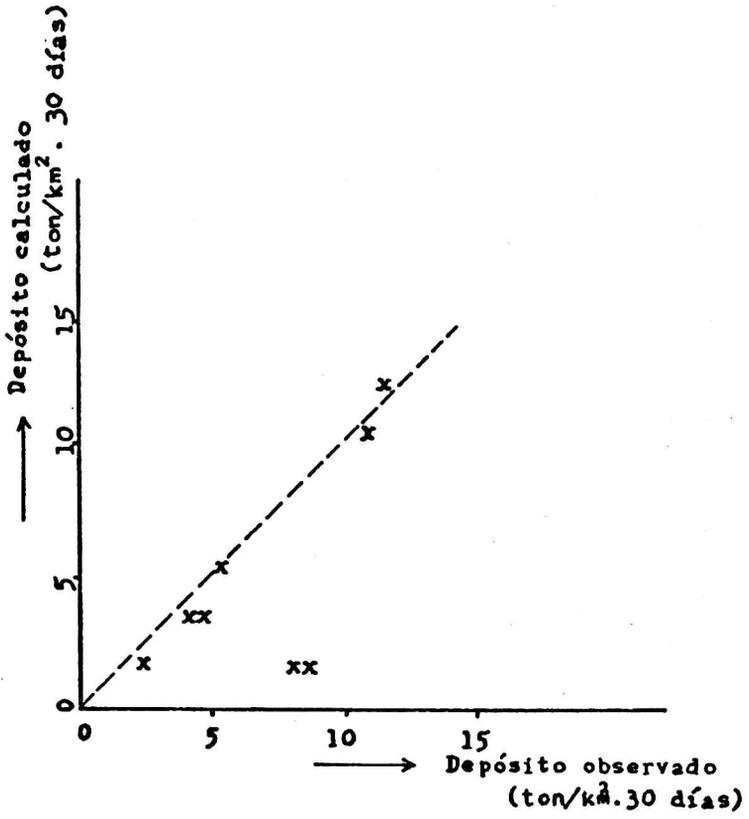


Fig. 2 Depósito calculado y depósito observado en la ciudad de La Plata.

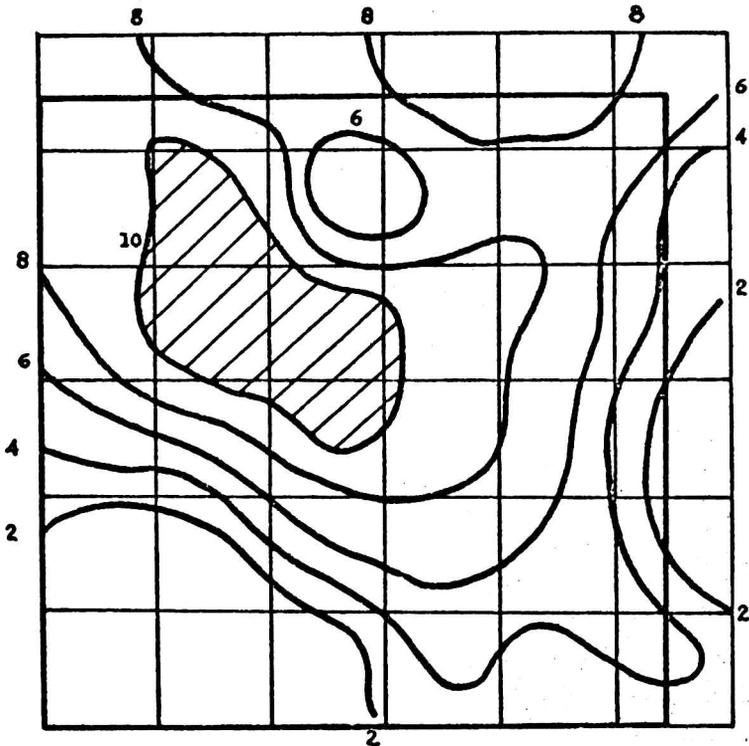


Fig. 3 Líneas de igual depósito de contaminantes para la ciudad de La Plata.  
 El cuadrado remarcado corresponde a los límites de la ciudad. El depósito está en  $\text{ton}/\text{km}^2$  30 días.



PERTURBACIONES IONOSFÉRICAS VIAJERAS (PIV) DEBIDAS  
A TORMENTAS SOLARES

Alberto E. Giráldez

Laboratorio Ionosférico de la Armada  
Vicente López (Buenos Aires)

RESUMEN

La generación de ondas gravitatorias en la región auroral por calentamiento ionosférico permite la observación de PIV, que se desplazan hacia el ecuador. Durante un período muy perturbado (Septiembre 1977) se observa sobre la Estación Ionosférica Buenos Aires el efecto de las ondas gravitatorias que dan lugar a las PIV. Algunos ejemplos de intensas modificaciones ionosféricas en la región E debidas a este fenómeno son analizadas.

ABSTRACT

Gravity waves generated in the auroral region by ionospheric heating permit the observation of Travelling Ionospheric Disturbances (TID's) which move towards the equator. During an extremely disturbed period (September 1977) the effect of gravity waves which give rise to TID's were detected at Buenos Aires Ionospheric Station. Some examples of intense modifications at E-region heights due to this phenomena are analyzed.

INTRODUCCION

El estudio experimental de las ondas gravitatorias (O.G.) ionosféricas es realizado (Richmond, 1978 como fuente bibliográfica) en forma indirecta, por los efectos que éstas producen en la ionosfera. En la alta ionosfera (región F) el estudio de las PIV permite inferir las características del fenómeno que las provoca,

Francis (1975), Testud (1970).

En la ionosfera media (90-140km) el efecto de las O.G. no es similar al de la región F. En este caso la técnica de retrodispersión ha resultado ser de mucha utilidad, Evans (1978), Miller & Smith (1978). En la baja ionosfera (60-90km) el análisis se realiza por medio de la observación de trazas meteóricas, Hines (1960).

En el presente trabajo se utiliza la técnica de sondajes verticales para analizar la respuesta de la ionosfera media (región E) a la incidencia de O.G. En particular, el análisis se centra en las capas E-Esporádicas (Es), que debido a su particular mecanismo de formación, McLeod (1966), Whitehead (1961, 1970), Axford (1961, 1963), Chimonas & Axford (1968) resulta ser muy sensible a las perturbaciones del sistema de vientos neutros, Miller & Smith (1975, 1976), Chiu & Ching (1978). Esta característica de extrema sensibilidad de las capas Es a las alteraciones del sistema de vientos neutros de la región E, lleva al autor a reinterpretar los datos obtenidos mediante la técnica de sondadores verticales, para un período de gran actividad solar a partir de la hipótesis de que las variaciones bruscas de densidad electrónica en casos de fuerte perturbación de la dinámica ionosférica están gobernados por el espectro de ondas gravitatorias intensas en la región E.

#### RESULTADOS EXPERIMENTALES

El análisis de la variación de densidad electrónica y la altura de capa para las Es sobre Buenos Aires para el período antes mencionado, indica fuertes perturbaciones debido a un conjunto de fuertes fulguraciones solares. Los efectos observados en la región F son de similar importancia y debidos al mismo fenómeno, pero no

serán tratados en este trabajo.

La Figura 1 muestra esquemáticamente la magnitud y velocidad de la variación de la frecuencia crítica de apantallamiento ( $f_oE_s$ ), proporcional a la densidad electrónica, de algunos de los casos de capas  $E_s$  analizados en este trabajo.

La Figura 2 muestra, para algunos de los días analizados, la comparación del valor predicho para la frecuencia  $f_oE_s$  (Giraldez, 1979) con los resultados experimentales observados.

La Figura 2 muestra claramente que existe una perturbación intensa de la densidad electrónica, y que dicha perturbación posee un carácter ondulatorio.

#### DISCUSION

El mecanismo de formación de las capas  $E_s$  en latitudes medias parece ser, según las evidencias experimentales y predicciones teóricas, el de trampa de iones de bajo coeficiente de recombinación debido a la redistribución vertical del plasma provocada por el sistema de vientos neutros horizontales, el campo magnético terrestre y campos eléctricos locales. Whitehead (1970), Giraldez (1979).

La teoría de ondas gravitatorias, Hines (1950), Francis (1975), predice el comportamiento aproximado de la ionosfera frente a la incidencia de una perturbación (viento neutro horizontal). La perturbación mencionada da lugar a la generación de ondas acústicas y gravitatorias, con vectores de propagación que dependen de los parámetros locales y variables de estado del plasma ionosférico, Lindzen (1974). La comparación de la frecuencia característica del fenómeno observado en Buenos Aires, con los resultados teóricos y predicciones muestra un buen acuerdo, como se observa en la Figura 3, donde se estima que la longitud de onda horizontal del

movimiento es de aproximadamente entre 100 y 150km, ya que en la zona de la ionosfera considerada en el presente trabajo, la estimación teórica indica que la longitud de onda vertical es inferior al 10% de la correspondiente longitud de onda horizontal, y que además la condición necesaria de propagación de la perturbación es que su longitud de onda vertical no sea superior a la altura de escala correspondiente a la zona considerada. Debido a que en la región E la altura de escala es de aproximadamente 10-15km, se adopta como límite del espectro horizontal 130km.

#### CONCLUSIONES

Se observa que la región E de la ionosfera es afectada por las ondas gravitatorias generadas por incrementos súbitos en las fuentes de energía que gobiernan la dinámica ionosférica.

Los resultados indican que la capa E Normal no responde en forma apreciable a éstos efectos, pero que las capas Es son muy sensibles al pasaje de ondas gravitatorias en la región, con parámetros de propagación similares a los estimados teóricamente para la región.

Agradecimientos: El autor agradece la inestimable colaboración de la Sra. I. Lama, y Srtas. L. Puig y M. C. Pietronave en la reducción de datos y realización de cálculos correspondientes.

## BIBLIOGRAFIA

- Axford W.I. (1961) "Note on a mechanism for the vertical transport of ionization in the ionosphere" *Cann. J. Phys.* 39, 1393-1398.
- Axford W.I. (1963) "The formation and vertical movement of dense ionized layers in the ionosphere due to vertical wind-shear" *J. Geophys. Res.* 58, 769-779.
- Chimonas G. & Axford W.I. (1968) "Vertical movement of temperate zone Sporadic-E layers" *J. Geophys. Res.* 73, 111-117.
- Chiu Y.T. & Ching B. K. (1978) "The response of atmospheric and lower ionospheric layer structures to gravity waves" *Geophys. Res. Letters* 5, 539-542.
- Evans J.V. (1978) "Incoherent Scatter contributions to studies of the dynamics of the lower thermosphere" *Rev. Geophys. Space Phys.* 16, 195-216.
- Francis S.H. (1975) "Global propagation of atmospheric gravity waves. A Review" *J. Atmos. Terr. Phys.* 37, 1011-1054.
- Giraldez A.E. (1979) "Daytime Sporadic-E blanketing frequency prediction" *Proc. Solar Terr. Predictions, USA 1979, Vol. IV.*
- Hines C.O. (1960) "Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights" *Can. J. Phys.* 38, 1441-1481.
- Lindzen R.S. (1974) "Tides and internal gravity waves in the atmosphere" pp21-87, editado en: *Structure and Dyn. of the Upper Atmos.* Elsevier Sci. Publ. Co., editor: F. Verniani.
- McLeod (1966) "Sporadic-E theory: collision-geomagnetic equili-

- brium" J. Atmos. Sci. 23, 96-106.
- Miller K.L. & Smith L.G. (1975) "Horizontal structure of midlatitude Sporadic-E layers observed by incoherent scatter radar " R. Sci. 10, 271-276.
- Miller K.L. & Smith L.G. (1976) "Midlatitude Sporadic-E layers" Aeronomy Report N°76 - Univ. of Illinois.
- Miller K.L. & Smith L.G. (1978) "Incoherent Scatter radar observations of irregular structure in Mid-Latitude Sporadic-E layers" J. Geophys. Res. 83, 3761-3775.
- Richmond.A.D. (1978) "Gravity Wave Generation, Propagation, and Dissipation in the Thermosphere" J. Geophys. Research, 83, A9, 4131-4145.
- Testud J. (1970) "Gravity waves generated during magnetic substorms" J. Atmos. Terr. Phys. 32, 1793-1805.
- Whitehead J.D. (1961) "The formation of the Sporadic-E layer in the temperate zones" J. Atmos. Terr. Phys. 20, 49-58.
- Whitehead J.D. (1970) "Production and Prediction of Sporadic-E" Rev. Geophys. Space Phys. 8, 65-144.

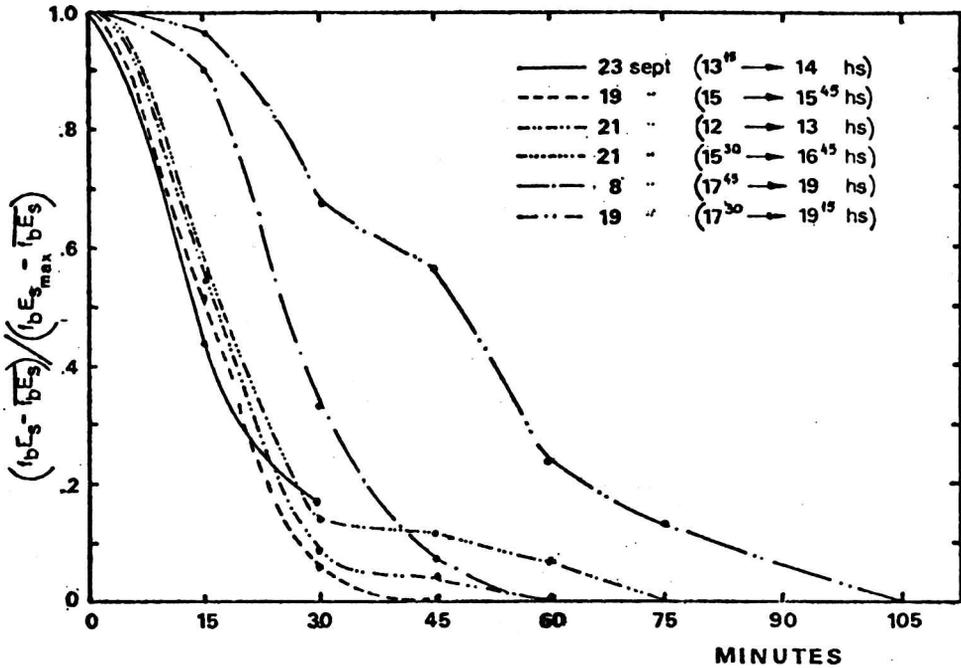


Figura 1. Variación temporal normalizada de la frecuencia de apantallamiento (proporcional a la densidad electrónica) para algunos de los casos más notables observados.

$\bar{f}_{bEs}$  = valor de  $f_{bEs}$  antes del comienzo de la perturbación.

$f_{bEs_{max}}$  = valor máximo de  $f_{bEs}$  alcanzado durante la perturbación.

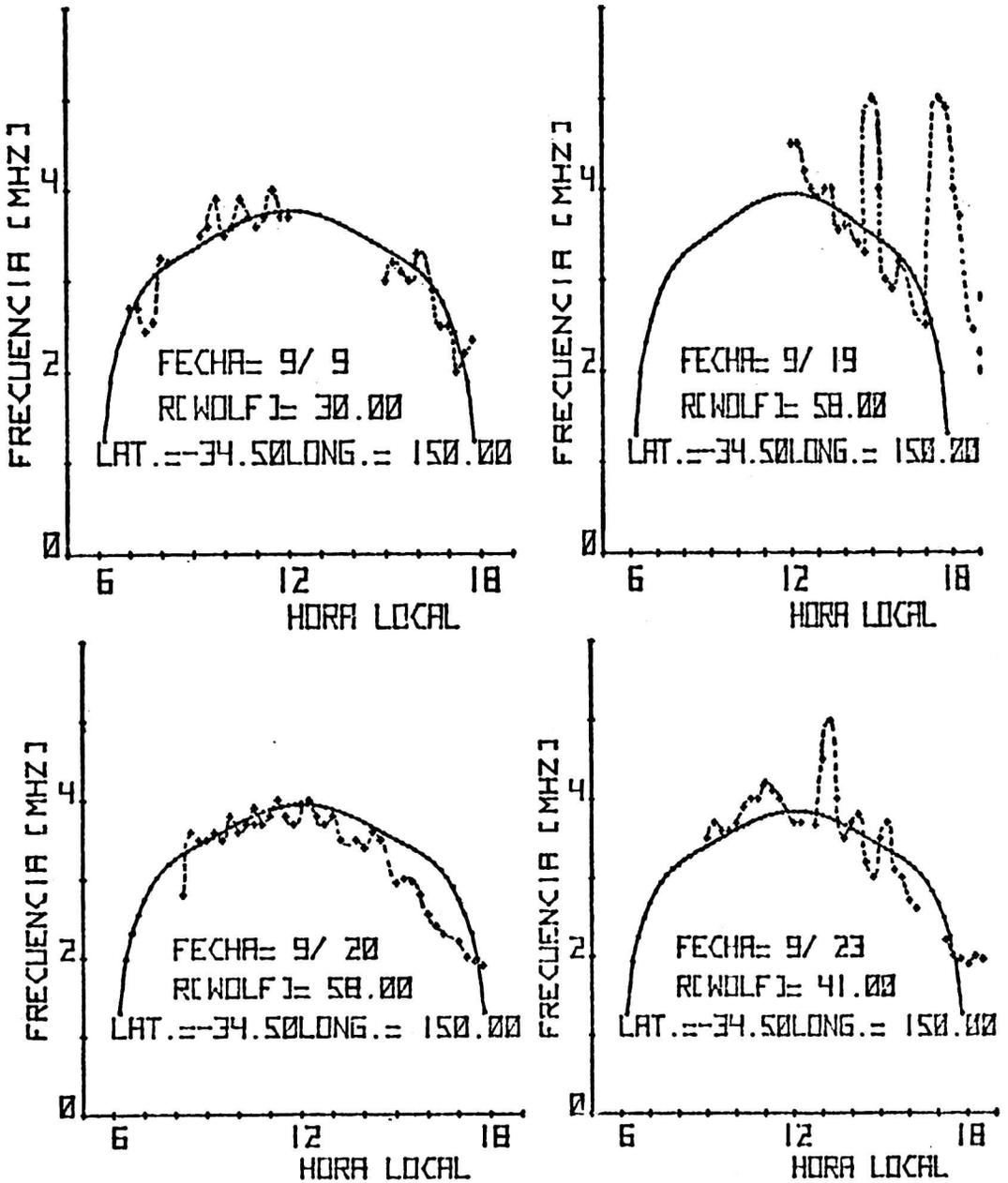


Figura 2. (a, b, c, d) Comparación entre la predicción de frecuencia (trazo lleno) y los valores observados (cruces).  
 FECHA = mes/día ; R = índice de actividad solar.  
 LAT., LONG. = latitud y longitud geográficas.

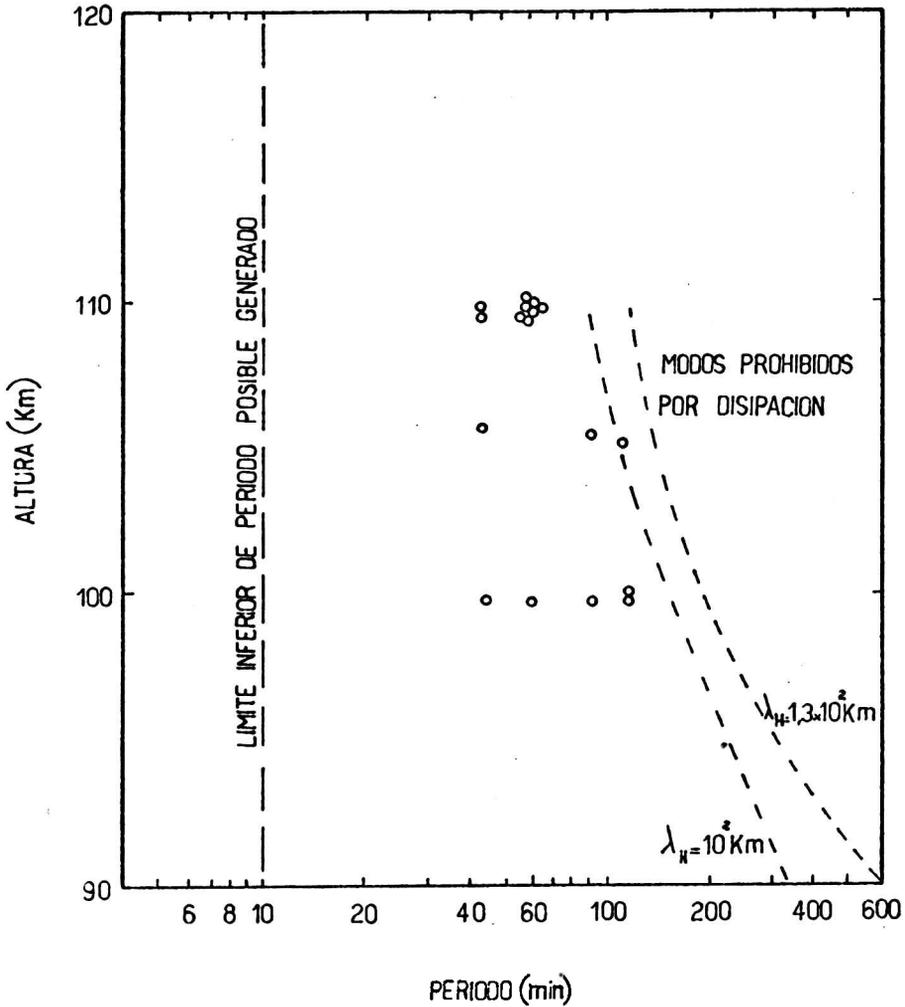


Figura 3. Diagrama indicativo del espectro permitido de ondas gravitatorias en la región E según la teoría. Zonas prohibidas a izquierda y derecha por las causas señaladas. Los límites corresponden a las líneas de trazos. Los círculos indican los períodos observados en los casos analizados en este trabajo.

$\lambda_H$  = longitud de onda horizontal de la perturbación correspondiente a la línea de trazos más cercana.

INDICE DE AUTORES

	Página
CAIMI, Emilio A. (de GUICHANDUT M.E., QUINTEROS de MENZIEZ C.Y. y ...): Estudio por métodos indirectos de la relación reflectividad-cantidad de lluvia para Buenos Aires.	105
CEJAS, Rogelio (de MANZANO J.R., LASCANO J.V., TOLEDO B.P., KURBAN L., GONZALEZ M.M. de, ... y PERELLO R.): Evidencia de la presencia de la garganta de densidad electrónica en los registros de los sondadores de la red sudamericana.	53
DI LORENZO, Norberto L. (de QUINTEROS de MENZIEZ C.Y. y ...): Estudio del índice de refracción atmosférica en la República Argentina.	93
DUHAU, Silvia (de ..., y ROMANELLI L.): La inducción electromagnética en el ecuador Nigeriano.	65
DUHAU, Silvia (de ... y LOURO A.): La superrotación de la atmósfera en las proximidades del ecuador magnético.	79
GARAVILLA, Raúl (de ... y PANCETTI N.): Prospección geofísica del área de reserva N° 30 Pumahuasi, provincia de Jujuy.	131
GIRALDEZ, Alberto E.: Características de las capas E-esporádicas ecuatoriales.	157
GIRALDEZ, Alberto E. (de ... y LAMA I.): Perturbaciones ionosféricas durante setiembre 1977.	165
GIRALDEZ, Alberto E.: Perturbaciones ionosféricas viajeras (PIV) debidas a tormentas solares.	195
GONZALEZ, Marta M. de (de MANZANO J.R., LASCANO J.V., TOLEDO B.P., KURBAN L., ..., CEJAS R. y PERELLO R.): Evidencia de la presencia de la garganta de densidad electrónica en los registros de los sondadores de la red sudamericana.	53
GRIMOLIZI, Oton M.L.: Contenido electrónico ionosférico a partir de registros de rotaciones Faraday de señales del satélite Intasat sobre Tucumán.	117
GUICHANDUT, María E. (de ..., QUINTEROS de MENZIEZ C.Y. y CAIMI E.A.): Estudio por métodos indirectos de la relación reflectividad-cantidad de lluvia para Buenos Aires.	105
KURBAN, Leila (de MANZANO J.R., LASCANO J.V., TOLEDO B.P. ..., GONZALEZ M.M. de, CEJAS R. y PERELLO R.): Evidencia de la presencia de la garganta de densidad electrónica en los registros de los sondadores de la red sudamericana.	53
LAMA, Inés (de GIRALDEZ A.E. y ...): Perturbaciones ionosféricas durante setiembre 1977.	165
LASCANO, Jorge V. (de MANZANO J.R., ..., TOLEDO B.P., KURBAN L., GONZALEZ M.M. de, CEJAS R. y PERELLO R.): Evidencia de la presencia de la garganta de densidad electrónica en los registros de los sondadores de la red sudamericana.	53
LOURO, Alfredo (de DUHAU S. y ...): La superrotación de la atmósfera en las proximidades del ecuador magnético.	79
MALAKA, Ingebor (de ... y NUÑEZ S.): Aspectos sinópticos de la sequía que afectó a la República Argentina en el año 1962.	1
MANZANO, José R. (de ..., LASCANO J.V., TOLEDO B.P., KURBAN L., GONZALEZ M.M. de, CEJAS R. y PERELLO R.): Evidencia de la presencia de la garganta de densidad electrónica en los registros de los sondadores de la red sudamericana.	53
MAZZEO, Nicolás A.: Aplicación y verificación de un modelo de difusión-depósito de contaminantes en la atmósfera de la ciudad de La Plata (Prov. Buenos Aires).	181
NUÑEZ, Silvia (de MALAKA I. y ...): Aspectos sinópticos de la sequía que afectó a la República Argentina en el año 1962.	1

	Página
PADULA PINTOS, Víctor H.: Precisión comparada entre distintos métodos de evaluación de características eléctricas de suelos.	23
PADULA PINTOS, Víctor H.: Relación entre las conductividades efectivas de suelos halladas para la zona central de la República Argentina y la radiopropagación en ondas medias.	37
PANCETTI, Norberto (de GARAVILLA R. y ...): Prospección geofísica del área de reserva N° 30 Pumahuasi, provincia de Jujuy.	131
PERELLO, Rodolfo (de MANZANO J.R., LASCANO J.V., TOLEDO B.P., KURBAN L., GONZALEZ M.M. de, CEJAS R. y ...): Evidencia de la presencia de la garganta de densidad electrónica en los registros de los <u>son</u> <u>dadores</u> de la red sudamericana.	53
PERES, Marcelo: Sobre la variación diurna de la absorción ionosférica.	141
QUINTEROS de MENZIEZ, Carmen Y. (de ... y DI LORENZO N.L.): Estudio del índice de refracción atmosférica en la República Argentina.	93
QUINTEROS de MENZIEZ, Carmen Y. (de GUICHANDUT M.E., ... y CAIMI E.A.): Estudio por métodos indirectos de la relación reflectividad-cantidad de lluvia para Buenos Aires.	105
ROMANELLI, Lilia (de DUHAU S. y ...): La inducción electromagnética en el ecuador Nigeriano.	65
TOLEDO, Bernardino P. (de MANZANO J.R., LASCANO J.V., ..., KURBAN L., GONZALEZ M.M. de, CEJAS R. y PERELLO R.): Evidencia de la <u>presen</u> <u>cia</u> de la garganta de densidad electrónica en los registros de los <u>son</u> <u>dadores</u> de la red sudamericana.	53

C O N T E N I D O

	Página
INGEBOR MALAKA y SILVIA NUÑEZ Aspectos sinópticos de la sequía que afectó a la República Argentina en el año 1962.	1
VICTOR H. PADULA PINTOS Precisión comparada entre distintos métodos de evaluación de características eléctricas de suelos.	23
VICTOR H. PADULA PINTOS Relación entre las conductividades efectivas de suelos halladas para la zona central de la República Argentina y la radiopropagación en ondas <u>me</u> dias.	37
JOSE R. MANZANO, JORGE V. LASCANO, BERNARDINO P. TOLEDO, LEILA KURFAN, MARTA M. de GONZALEZ, ROGELIO CEJAS y RODOLFO PERELLO Evidencia de la presencia de la garganta de densidad electrónica en los registros de los sondadores de la red sudamericana.	53
SILVIA DUHAU y LILIA ROMANELLI La inducción electromagnética en el ecuador Nigeriano.	65
SILVIA DUHAU y ALFREDO LOURO La superrotación de la atmósfera en las proximidades del ecuador <u>magnéti</u> tico.	79
CARMEN Y. QUINTEROS de MENZIES y NORBERTO L. DI LORENZO Estudio del índice de refracción atmosférica en la República Argentina.	93
MARIA E. GUICHANDUT, CARMEN Y. QUINTEROS de MENZIES y EMILIO A. CAIMI Estudio por métodos indirectos de la relación reflectividad-cantidad de lluvia para Buenos Aires.	105
OTON M.L. GRIMOLIZZI Contenido electrónico ionosférico a partir de registros de rotaciones <u>Fa</u> raday de señales del satélite Intasat sobre Tucumán.	117
RAUL GARAVILLA y NORBERTO PANCETTI Prospección geofísica del área de reserva N° 30 Pumahuasi provincia de Jujuy.	131
MARCELO PERES Sobre la variación diurna de la absorción ionosférica.	141
ALBERTO E. GIRALDEZ Características de las capas E-esporádicas ecuatoriales.	157
ALBERTO E. GIRALDEZ e INES LAMA Perturbaciones ionosféricas durante setiembre 1977.	165
NICOLAS A. MAZZEO Aplicación y verificación de un modelo de difusión-depósito de contaminantes en la atmósfera de la ciudad de La Plata (Prov. Buenos Aires).	181
ALBERTO E. GIRALDEZ Perturbaciones ionosféricas viajeras (PIV) debidas a tormentas solares.	195

C O N T E N I D O

	Página
INGEBOR MALAKA y SILVIA NUÑEZ Aspectos sinópticos de la sequía que afectó a la República Argentina en el año 1962.	1
VICTOR H. PADULA PINTOS Precisión comparada entre distintos métodos de evaluación de características eléctricas de suelos.	23
VICTOR H. PADULA PINTOS Relación entre las conductividades efectivas de suelos halladas para la zona central de la República Argentina y la radiopropagación en ondas <u>me</u> días.	37
JOSE R. MANZANO, JORGE V. LASCANO, BERNARDINO P. TOLEDO, LEILA KURBAN, MARTA M. de GONZALEZ, ROGELIO CEJAS y RODOLFO PERELLO Evidencia de la presencia de la garganta de densidad electrónica en los registros de los sondadores de la red sudamericana.	53
SILVIA DUHAU y LILIA ROMANELLI La inducción electromagnética en el ecuador Nigeriano.	65
SILVIA DUHAU y ALFREDO LOURO La superrotación de la atmósfera en las proximidades del ecuador <u>magnéti</u> tico.	79
CARMEN Y. QUINTEROS de MENZIES y NORBERTO L. DI LORENZO Estudio del índice de refracción atmosférica en la República Argentina.	93
MARIA E. GUICHANDUT, CARMEN Y. QUINTEROS de MENZIES y EMILIO A. CAIMI Estudio por métodos indirectos de la relación reflectividad-cantidad de lluvia para Buenos Aires.	105
OTON M.L. GRIMOLIZZI Contenido electrónico ionosférico a partir de registros de rotaciones <u>Fa</u> raday de señales del satélite Intasat sobre Tucumán.	117
RAUL GARAVILLA y NORBERTO PANCETTI Prospección geofísica del área de reserva N° 30 Pumahuasi provincia de Jujuy.	131
MARCELO PERES Sobre la variación diurna de la absorción ionosférica.	141
ALBERTO E. GIRALDEZ Características de las capas E-esporádicas ecuatoriales.	157
ALBERTO E. GIRALDEZ e INES LAMA Perturbaciones ionosféricas durante setiembre 1977.	165
NICOLAS A. MAZZEO Aplicación y verificación de un modelo de difusión-depósito de contaminantes en la atmósfera de la ciudad de La Plata (Prov. Buenos Aires).	181
ALBERTO E. GIRALDEZ Perturbaciones ionosféricas viajeras (PIV) debidas a tormentas solares.	195