

Armas 2-15

SETIEMBRE 1974



# G E O A C T A

VOLUMEN 7

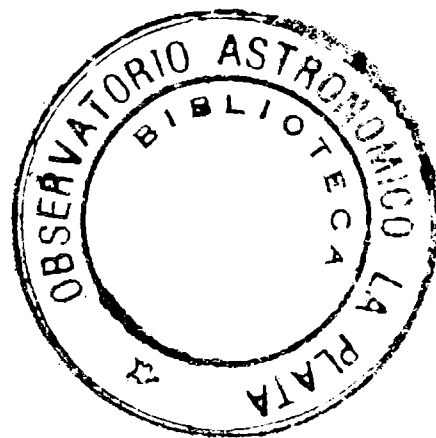
NUMERO 3

29 SET 1981

*publicado por*  
ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

Año 2-15

SETIEMBRE 1974



# G E O A C T A

VOLUMEN 6

NUMERO 3

29 SET 1981

*publicado por*  
ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

## COMISION DIRECTIVA

### *Presidente*

Ing. Fernando Vila

### *Vicepresidente*

Ing. Rodolfo Martin

### *Secretario*

Lic. Eduardo García

### *Tesorero*

Ing. Leopoldo Rodríguez

### *Vocales*

Dra. Estrella M. de Mathōv

Ing. Antonio Introcaso

Ing. Rafael N. Sánchez

Ing. Hugo M. Posse

### *Vocales Suplentes*

Ing. Daniel Valencio

Ing. Alberto Suárez Lynch

Lic. Juan Francisco Vilas

Cap. de Fragata (R) Luis María de la Canal

## SUBCOMISION DE PUBLICACIONES

### *Presidente*

Ing. Rodolfo Martin

### *Miembros*

Sismología y Física del interior de la Tierra

Ing. Simón Gershanik

Geomagnetismo y Aeronomía

Dr. Otto Schneider

Geodesia

Ing. Francisco Mayer

Meteorología, Hidrología y Oceanografía

Dr. José A. J. Hofmann

Geofísica Aplicada

Ing. Juvenal Llorden

En este <sup>1a</sup>tercer número del Volumen <sup>7</sup>6 de GEOACTA, se incluyen algunos de los trabajos presentados a la 7a. Reunión Científica de la Asociación efectuada en San Carlos de Bariloche, en Abril de 1973, y los trabajos restantes de la sexta Reunión. A pesar de esta circunstancia se incluye a este número en el Volumen 6, por cuanto la mayoría de sus artículos corresponden a la Sexta Reunión.

Los números de los volúmenes se corresponden con los números de las Reuniones Científicas.

Como se ha mencionado anteriormente la Comisión Directiva está empeñada en publicar los artículos de los trabajos presentados a las reuniones científicas en el período comprendido entre reuniones. Este objetivo resulta muy difícil de cumplir, por múltiples causas y a pesar del empeño puesto para su agilización, como se expresara en el número anterior.

Con el fin de evitar demoras en la revisión de los artículos y en su uniformación, la Comisión Directiva ha preparado unas NORMAS que se han distribuido a todos los participantes de la 7a. Reunión para que ajustándose a ellas se consiga dicho propósito.

En el momento actual se está preparando el número 1, volumen 7 de GEOACTA, para el que se han recibido suficientes contribuciones científicas de la 7a. Reunión de la Asociación. Sin embargo urge la preparación del siguiente número también con artículos de la 7a. Reunión, esperando la muy apreciada colaboración de los autores faltantes que aún no han atendido al pedido que oportunamente se les formulara.

El proyecto de NORMAS que se ha distribuido con carácter experimental, está contribuyendo a la mayor agilización de la preparación de GEOACTA, como lo demuestra los artículos ya recibidos; la aprobación definitiva queda condicionada a los resultados de su aplicación.

Por otra parte como se ha informado en el número 2 del volumen 6 de GEOACTA, la Comisión Directiva resolvió aceptar para la publicación en ella de todo artículo científico de la especialidad que reúna, a juicio de la Subcomisión de Publicaciones, los requisitos necesarios, aunque no hubiere sido presentado en Reuniones de la Asociación. Los geofísicos y geodestas interesados están invitados por este medio, a comunicarse con la Subcomisión de Publicaciones de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Rivadavia 1917, Capital Federal, República Argentina.

## **APLICACION DE LOS METODOS GEOCROLOGICOS EN LA ARGENTINA**

Enrique Linares

Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS).  
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.  
Universidad de Buenos Aires

**Se dan a conocer en breve reseña, los métodos radimétricos geocronológicos de mayor aplicación en las determinaciones de edades geológicas; en cada caso se dan sus características principales, sus aplicaciones y limitaciones.**

**A continuación se dan a conocer los métodos en uso en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), como así también las actividades que el mismo lleva a cabo.**

**A brief summary of the radimetric dating methods applied in Geochronology are given. In each case the principal characteristics, applications and limitations are presented.**

**Also, the methods used in the Instituto de Geocronología y Geología Isotópica are describe, with a brief report about its activities.**

## 2 APLICACION DE LOS METODOS GEOCRONOLOGICOS ...

### I. GEOCROLOGIA Y METODOS DE DETERMINACION DE EDAD GEOLOGICA

#### I.1 Generalidades

La definición del término Geocronología, utilizado por H. S. Williams (1893), señala que el mismo incluye "todos los estudios en los cuales la escala de tiempo geológica, dada en términos de años, se aplica a la evolución de la Tierra y de todas sus formas de vida". De acuerdo con la misma, todos que fijan, para cada fenómeno geológico, un tiempo definido en términos de años, quedando excluidos los métodos geológicos designados como "métodos de edad relativa" en los cuales sólo se dice que un cierto fenómeno geológico es contemporáneo, anterior, o posterior, a otro que se utiliza como patrón, desconociéndose cuantitativamente el tiempo transcurrido entre dos eventos sucesivos, o sea el número de años.

Dentro de los métodos geocronológicos se encuentran los que están basados en la desintegración radiactiva, denominados en forma general "radimétricos"

Estos métodos de datación geológica que utilizan la desintegración radiactiva, se basan en el hecho conocido que un elemento o isótopo radiactivo, llamado padre, da origen a otro elemento o isótopo, denominado hijo, luego de un cierto intervalo de tiempo. Si se conocen las cantidades de los elementos padre e hijo actualmente presentes en una muestra y el valor de la constante de desintegración del elemento radiactivo, se puede calcular la edad de la misma, o sea el tiempo transcurrido desde la cristalización de la roca y/o mineral hasta el momento de producirse la medición.

La ecuación para determinar la edad de un mineral o de una roca, se deduce de la ecuación de la desintegración radiactiva y en forma general puede escribirse de la siguiente manera:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left| \frac{D_t - D_o}{N} + 1 \right|$$

donde:

$D_o$  es el número de átomos del elemento hijo presentes en el momento de la cristalización;

$D_t$  es el número total de átomos del elemento hijo presentes en la muestra en el momento de su medición;

$N$  es el número de átomos del elemento padre existentes en la muestra;

$\lambda$  es la constante de desintegración radiactiva del elemento padre.

Cuando en el momento de la cristalización de la roca o mineral a datar no existe elemento hijo,  $D_o$  es igual a cero y la ecuación entonces se convierte en:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left| \frac{D_t}{N} + 1 \right|$$

La primera de estas dos ecuaciones se utiliza en los métodos plomo-uranio, torio-uranio y rubidio-estroncio, mientras que la segunda es utilizada en el método potasio-argón.

Para que la edad calculada aplicando cualquiera de los métodos radimétricos, sea la *edad verdadera o real*, deben cumplirse las siguientes premisas:

a – la desintegración del elemento radiactivo padre ha sido constante durante todo el tiempo de vida geológica, cualquiera sea el ambiente químico o físico en que se ha encontrado la muestra.

b – el valor de la constante de desintegración del elemento radiactivo, se conoce con suficiente precisión.

c – la roca o mineral a datar, ha actuado como un sistema químico cerrado durante toda su historia geológica, o sea que no ha habido pérdida ni ganancia de los dos elementos, padre e hijo, salvo el debido a la desintegración radiactiva.

d – la cantidad de elemento hijo, si la hubiere, en el momento de la cristalización del mineral, puede ser determinada con precisión, para de este modo poder conocer perfectamente la cantidad de elemento hijo formado durante el proceso de la desintegración radiactiva.

De estas premisas, la primera se supone con fundamento que siempre se ha cumplido y la determinación de las constantes de desintegración es posible efectuarla actualmente con una precisión mejor del 1%, por lo cual los errores que puedan ocasionarse por error en la determinación de esa constante es muy pequeña. La tercera es la que más problemas presenta, pues cualquier fenómeno geológico como ser meteorización, metamorfismo, etc., puede alterar el reloj geológico. La última, actualmente no presenta inconvenientes, dado que existen técnicas que permiten determinar con mucha precisión la cantidad del elemento hijo presente en el momento de la cristalización de la roca o mineral.

Si bien existe un número aproximado de 50 elementos o isótopos radiactivos naturales conocidos, no todos ellos pueden ser utilizados como relojes atómicos. Para que un elemento o isótopo radiactivo sea útil para la determinación de la edad debe cumplirse que:

a – debe ser suficientemente abundante en la naturaleza, como para que su presencia pueda medirse con precisión con las técnicas analíticas en uso,

b – su vida media debe ser del mismo orden que el tiempo geológico, o sea estar como rendida en el rango de  $10^8$  a  $10^{10}$  años. Una vida media muy corta, produciría que la cantidad de elemento padre existente en el momento de la medición sea nula o muy pequeña (caso de los nucleidos extinguidos). De poseer una vida media muy larga la cantidad de elemento hijo formado será muy pequeña. En ambos casos la determinación de la edad es virtualmente imposible.

De todos los elementos e isótopos radiactivos naturales, los de mayor aplicación en la determinación de la edad geológica son el uranio, torio, potasio, rubidio y renio. En la tabla adjunta se dan algunos elementos e isótopos radiactivos comunes, pudiéndose observar que algunos de ellos pueden utilizarse dado que no cumplen las dos condiciones citadas precedentemente.

En el mismo se observa que los isótopos  $K^{40}$ ,  $Rb^{87}$ ,  $Rc^{187}$ , Tabla N° 1. Elementos radiactivos más comunes  $Th^{232}$ ,  $U^{235}$  y  $U^{238}$ , cumplen los dos requisitos señalados. En cambio, si bien el  $Lu^{176}$  tiene una vida media del rango requerido, su abundancia de la naturaleza es tan restringida que

#### 4 APLICACION DE LOS METODOS GEOCRONOLOGICOS ...

limita su utilidad. Lo mismo sucede con el  $\text{La}^{138}$ , mientras que en el caso del  $\text{Sm}^{147}$ , su escasa abundancia en materiales naturales y su gran vida media hacen que su uso sea nulo.

Cuadro 1. Elementos radiactivos más comunes

PADRE	ABUNDANCIA %	HIJO	VIDA MEDIA T 1/2 en años
$\text{K}^{40}$	0,0119	$\left\{ \begin{array}{l} \text{e} \text{Ar}^{40} \\ \text{B}^- \text{Ca}^{40} \end{array} \right.$	$1,33 \times 10^9$
$\text{Rb}^{87}$	27,85	$\text{Sr}^{87}$	$5,0 \times 10^{10}$
$\text{In}^{115}$	95,77	$\text{Sn}^{115}$	$6,0 \times 10^{14}$
$\text{La}^{138}$	0,089	$\left\{ \begin{array}{l} \text{e} \text{Ba}^{138} \\ \text{B}^- \text{Ce}^{135} \end{array} \right.$	$7,0 \times 10^{10}$
$\text{Sm}^{147}$	15,09	$\text{Nd}^{143}$	$1,25 \times 10^{16}$
$\text{Lu}^{176}$	2,59	$\left\{ \begin{array}{l} \text{e} \text{Tb}^{176} \\ \text{B}^- \text{Hf}^{176} \end{array} \right.$	$2,4 \times 10^{10}$
$\text{Re}^{187}$	62,93	$\text{Os}^{187}$	$5,0 \times 10^{10}$
$\text{Th}^{232}$	100,00	Comp. $\text{Pb}^{208}$	$1,39 \times 10^{10}$
$\text{U}^{235}$	0,72	Comp. $\text{Pb}^{207}$	$7,1 \times 10^8$
$\text{U}^{238}$	99,72	Comp. $\text{Pb}^{206}$	$4,5 \times 10^9$

En este cuadro no se incluyen los radionucleidos  $\text{T}^3$  y  $\text{C}^{14}$ , ya que los mismos no se forman en procesos naturales terrestres aunque revisten suma importancia en estudios geocronológicos.

#### 1.2. Métodos más importantes de determinación de edad geológica.

A continuación y en una breve reseña se señalarán los métodos más comunes en uso y sus características más destacadas.



## Método uranio-plomo y torio-plomo

Es uno de los métodos más conocidos y utilizados, además de haber sido uno de los primeros usados en la determinación de edades geológicas. Comúnmente se lo denomina uranio-plomo, pero dentro de esa denominación debe incluirse el uso de la relación torio-plomo. Si bien su uso está restringido a los minerales portadores de dichos elementos, es uno de los métodos que más datos de edad geológica ha aportado.

Se basa en las series de desintegración radiactiva del uranio y del torio: la del  $U^{238}$  (o uranio natural) que decae dando como producto final estable  $Pb^{206}$ ; la del  $U^{235}$  (o actino-uranio) que termina en  $Pb^{207}$ ; y la del  $Th^{232}$  que finaliza en  $Pb^{208}$ .

Tanto el  $Pb^{206}$ ,  $Pb^{207}$  y  $Pb^{208}$  son isótopos estables y al ser producidos por la desintegración radiactiva reciben en conjunto el nombre de plomo radiogénico, para ser diferenciados de los isótopos del plomo común, por lo cual es necesario definir los diferentes tipos de plomo involucrados en el problema.

**Plomo primitivo**, es aquél cuya composición isotópica corresponde a la del plomo existente en el momento de la cristalización de la primera corteza terrestre. Se supone que corresponde a la composición del plomo de los meteoritos y a la del plomo del manto superior.

**Plomo radiogénico**, corresponde al plomo originado en los procesos de desintegración radiactiva del uranio y/o torio.

**Plomo común**, es el elemento plomo presente en minerales portadores de este elemento; está constituido por la mezcla de los dos tipos de plomo señalados anteriormente.

En el método uranio-plomo existen dos formas de efectuar el cálculo de la edad. En la primera se utilizan los datos suministrados por el análisis químico. En este caso no puede determinarse si parte del plomo existente en el mineral corresponde a plomo común, por lo cual la edad podría resultar errónea. Si bien fue la primera técnica utilizada, actualmente no se usa. El otro camino es el de determinar la composición isotópica del plomo extraído del mineral. En este último caso, la presencia de  $Pb^{204}$  indica la posible contaminación con plomo común, ya que este isótopo no se conoce como formado por procesos de desintegración radiactiva.

La presencia de este tipo de plomo no sólo permite verificar la presencia de plomo común contaminante, sino también calcular la cantidad de ese tipo de plomo presente y efectuar la corrección necesaria para el cálculo de la edad.

En base a los datos del análisis químico por U, Th, y Pb y de la composición isotópica del Pb, se puede calcular la edad de la roca o mineral utilizando las relaciones  $Pb^{206}/U^{238}$ ,  $Pb^{207}/U^{235}$ ,  $Pb^{208}/Th^{232}$  y  $Pb^{207}/Pb^{206}$ , lo que permite hallar la edad siguiendo varios caminos.

Si la muestra en estudio no ha sufrido cambios ni alteraciones o sea que actuó como un sistema químico cerrado, las cuatro edades serán concordantes dentro de los límites de error del método. Por el contrario, si el mineral ha estado sometido a fenómenos geológicos que modificaron su ciclo, las edades halladas por distintas relaciones serán diferentes y será entonces necesario determinar la causa que afectó al sistema para elegir la relación menos afectada y conocer la edad.

## 6 APLICACION DE LOS METODOS GEOCRONOLOGICOS.....

En el primer caso —edades concordantes— se considera la edad resultante como *edad real o verdadera*; para el segundo caso, existen una serie de discusiones matemáticas que permiten, en base a edades discordantes, llegar a obtener la edad más aproximada a la real..

### Métodos uranio-helio y uranio-xenón

El xenón se acumula en minerales radiactivos como producto de la fisión espontánea del uranio, mientras que el helio se produce durante el proceso de desintegración radiactiva. En ambos casos la relación Xe/U o He/U permite determinar la edad, pero son poco utilizadas dado que por la naturaleza gaseosa del producto hijo es común la pérdida de Xe y He por difusión.

### Métodos basados en la destrucción de la estructura

Diversos autores sugieren medir el daño causado en la estructura cristalina de ciertos minerales por la radiación y relacionar la extensión de ese daño con la edad del mineral. En general se ha aplicado a minerales como zircón y uraninita, pero se ha demostrado que, en la mayoría de los casos, se produce saturación de daño de la estructura, por lo cual las edades obtenidas son más jóvenes que las reales, o que la estructura se destruye totalmente, impidiendo en ese caso la medición.

### Método plomo-alfa

Larsen (1952), propuso un método para datar rocas ígneas, en especial ácidas y mesosilícicas, en base al uso de los minerales accesorios contenidos en ellas, como zircón, monacita y allanita. Estos minerales llevan en su estructura uranio y/o torio en reemplazo de algún elemento común en ellos. Midiendo la cantidad presente de U, Th y Pb, se puede calcular la edad, como ya se demostró:

Aplicando este método se obtiene la edad de la roca, si se cumple que:

- a) los minerales accesorios son contemporáneos con los demás minerales constituyentes de la roca;
- b) todo el plomo del mineral es de origen radiogénico y proviene de la desintegración de los elementos radiactivos contenidos en él, y presentes en el momento de su cristalización.

En general, los resultados así obtenidos están en concordancia con los hallados por otros métodos, aún cuando existen muchos resultados donde las edades, en especial sobre rocas metamórficas o rocas modificadas, no concuerdan con las halladas por otros caminos.

Su mayor utilidad estriba en su simplicidad y economía, mientras que el mayor problema se encuentra en la separación del mineral accesorio útil, dado que es necesario partir de una cantidad considerable de roca (alrededor de 50 kg) para obtener un concentrado puro del mineral a utilizar del orden de los 200 mg. Esto reduce considerablemente el número de muestras a datar por año en comparación con otros métodos.

En la actualidad se lo utiliza muy esporádicamente, en especial aplicando sobre el mineral concentrado, el método uranio-plomo isotópico ya descrito.

### Métodos de trazas de fisión

Es uno de los métodos más modernos y los resultados hallados parecen indicar un futuro muy promisorio.

Price y Walker (1962) basándose en el fenómeno de la fisión espontánea del uranio-238, efectuaron las siguientes deducciones:

- a) el uranio-238 presente en minerales y rocas produce una serie de partículas al fisionarse espontáneamente, las que al atravesar los minerales producen en ellos marcas denominadas trazas de fisión (fission-tracks).
- b) estas trazas, que por lo general tienen la forma de un delgado cilindro de no más de  $10 \mu$  de largo por  $1-2 \mu$  de diámetro, pueden ser observadas con un microscopio si las muestras son sometidas a un "revelado" químico adecuado. Producido el revelado, las trazas, que en este caso representan el producto hijo, pueden ser contadas para determinar su número por unidad de superficie.
- c) la cantidad del elemento padre, uranio-238, puede determinarse por vía química o por métodos físicos. En este caso se utiliza un reactor atómico para producir trazas de fisión del uranio-235, las que se revelan y cuentan. De ese modo, como la relación  $U^{238}/U^{235}$  es constante, se puede calcular la cantidad de uranio-238 existente en la muestra.
- d) la relación trazas/uranio-238 permite calcular la edad.

Los resultados hallados por este método, en los últimos años, han sido concordantes con los encontrados por otros métodos. Al presente se están efectuando numerosas investigaciones para verificar su aplicación a diferentes rocas y minerales. Sus principales ventajas son su economía y el hecho que varios minerales de una misma roca puedan ser datados simultáneamente, con lo cual la edad puede obtenerse con mayor precisión.

### Método plomo-plomo

Luego de las primeras determinaciones pioneras de O. Nier (1938) se observó que la composición isotópica del plomo contenido en minerales portadores de este elemento, como galena, feldespatos, etc., variaba con la edad del mismo. Diversos investigadores estudiaron el problema y llegaron a la conclusión que dicha variación se debía a que al plomo primitivo se había añadido, durante los diferentes procesos geológicos posteriores, plomo de origen radiogénico.

Conociendo la composición isotópica del plomo primitivo y determinando la cantidad de plomo radiogénico, dado que este último es producido por el proceso de desintegración radiactiva, la edad de la cristalización del mineral puede calcularse. En general, la base del método se halla en las siguientes hipótesis:

## 8 APLICACION DE LOS METODOS GEOCRONOLOGICOS

a – se conoce la composición isotópica del plomo primitivo.

b – se conoce el tiempo transcurrido desde la cristalización del plomo primitivo que se, presume es de aproximadamente 4.500 millones de años.

c – se puede determinar con precisión la composición del plomo del mineral a investigar.

En realidad este método permite conocer la edad basándose en una serie de modelos matemáticos, por lo cual el resultado obtenido se denomina *edad aparente*, la que en ciertos casos corresponde con la edad real. Se lo aplica fundamentalmente a la datación de minerales de yacimientos metalíferos y a estudios sobre composición isotópica del plomo de rocas de origen profundo (provenientes del manto superior) y de la corteza, para determinar las variaciones entre dichos ambientes.

### Método potasio-argón

El potasio posee tres isótopos de masas 39, 40 y 41 de los cuales el de masa 40, el menos abundante de los tres, es radiativo y se desintegra en forma doble. Por emisión de radiación beta da origen a calcio-40 y por captura electrónica y emisión de radiación gamma a argón-40. Esto permite efectuar el cálculo utilizando dos relaciones  $Ca^{40}/K^{40}$  y  $Ar^{40}/K^{40}$ .

Desafortunadamente el  $Ca^{40}$  es el isótopo más común del calcio y por ello es muy difícil diferenciar entre el Ca-40 de origen natural del Ca-40 radiogénico, por lo cual esta relación sólo se utiliza en casos muy especiales. En cambio, si bien el Ar-40 es el isótopo más común del argón, al ser un gas noble no entra en la constitución de los minerales, por lo cual todo el argón extraído de un mineral sólo puede tener dos fuentes:

a – el proveniente de la desintegración radiactiva del K 40; y

b – el producido por la contaminación del argón del aire.

Determinando en un mineral las cantidades de argón-40 total y la del argón-40 del aire, se puede hallar la del argón-40 de origen radiogénico. Esto se obtiene utilizando una técnica muy depurada de extracción de argón de la roca y/o mineral y de la medición isotópica de la composición del argón de la misma.

Por su parte la cantidad de K-40 se puede hallar por métodos químicos convencionales, determinando la cantidad de potasio total existente y calculando el contenido de K-40 presente, que es constante en los materiales naturales. Una vez determinadas las cantidades de  $Ar^{40}$  radiogénico y de  $K^{40}$ , la edad puede calcularse en base a la ecuación general.

Las ventajas del método son:

a – el potasio es un elemento común en todas las rocas y minerales; el contenido de este elemento varía entre 0,1-0,2% en una roca ultrabásica a 5% en rocas ácidas, siendo mayor en concentrados de minerales como micas y feldspatos donde la concentración de potasio puede llegar al 10% o más. Estas cantidades de potasio son fácilmente medibles en la actualidad con una precisión del orden del 1% o mejor. Por lo tanto, su aplicación se extiende virtualmente a todas las rocas ígneas conocidas.

b – la vida media del  $K^{40}$  es de 1.390 millones de años, que es ideal para datar muestras con edades que van desde épocas muy remotas a recientes.

Con las técnicas actuales se pueden obtener edades del orden de 30.000 años a 4.500 millones de años, variando la exactitud con la cantidad de argón-40 de origen atmosférico.

En rocas jóvenes, donde el argón-40 atmosférico es alto, la precisión del método es muy baja, aumentando para rocas viejas de modo que el error en la determinación puede llegar a ser del 2-3%.

La principal desventaja se halla en la pérdida de argón por difusión, en especial en aquellos casos donde la roca ha estado sometida a procesos geológicos posteriores a los de su formación, como ser procesos metamórficos, meteorización, etc. En general se acepta que la edad hallada con este método es la *edad mínima*, y que de procesarse la roca o mineral con cuidado, eligiendo el mineral más adecuado en cada caso, la edad mínima puede acercarse a la real.

### Método rubidio-estórnico

El rubidio posee dos isótopos, de masas 85 y 87; el último es radiactivo y por emisión beta da origen a  $\text{Sr}^{87}$ . Por su parte el estroncio, posee 4 isótopos, de masas 84, 86, 87 y 88, por lo cual es necesario determinar la cantidad de  $\text{Sr}^{87}$  presente en la muestra, en el momento de la cristalización del mineral, para determinar la cantidad de  $\text{Sr}^{87}$  radiogénico, lo que puede hacerse de dos maneras: asumiendo un valor conocido para la relación inicial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  de la muestra, determinada sobre numerosas muestras de rocas de origen magmático o por el método de las isocronas. En muchos casos del primer método, el valor determinado puede no coincidir con el correspondiente a la roca en análisis, por lo que, en general, se recurre al segundo método, mediante el cual se puede determinar con precisión el valor de dicha relación.

La edad obtenida de la primera manera se denomina *edad aparente* y puede tener el mismo valor que una determinación potasio-argón. En el segundo caso, la edad obtenida coincide en general con la *edad real*.

Además, el geocronólogo puede determinar en base al valor de la relación inicial  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , si la roca o mineral han estado sujetos a fenómenos geológicos posteriores a la formación de la roca, lo que es muy importante para dilucidar la validez y exactitud de la edad.

El inconveniente mayor del método deriva de la alta vida media del  $\text{Rb}^{87}$  (aproximadamente de 50.000 millones de años), lo que restringe su uso a rocas de edades superiores a los 80-100 millones de años.

**Resumiendo**, podemos decir que en la actualidad los dos métodos más utilizados en casi todos los laboratorios del mundo son los vistos en esta reseña en su última parte, o sea potasio-argón y rubidio-estroncio. Es posible que la utilidad del método de trazas de fisión se incremente en forma notoria en los próximos años. Con relación al método uranio-plomo, su uso es cada vez más limitado, debido a que, por sus características, se halla restringido a pocos minerales.

El cuadro 2 indica, para cada uno de los métodos más comunes en uso al presente, una valoración de las edades (reales, aparentes y mínimas) obtenibles en cada caso.

## II. APLICACIONES DE LOS METODOS GEOCRONOLOGICOS EN LA ARGENTINA

### II.1. Primeras aplicaciones

Los estudios geocronológicos en nuestro país se remontan al año 1957, cuando en el Servicio Geológico de los Estados Unidos de Norteamérica se procesan, por medio del método uranio-plomo isotópico, las primeras muestras de uraninitas de la Argentina, obteniéndose de ese modo los primeros fechados radimétricos

**CUADRO 2.** Valoración de los métodos geocronológicos más comunes

METODO	EDADES				
	Reales	Aparentes		Mínimas	
Pb/ U ( zircón )	X				
Pb/ U ( uraninita )	X	X			
Pb/ Pb			X	X	
Rb/ Sr ( isócrona )	X				
Rb/ Sr ( roca total )		X			
Rb/ Sr ( muscovita )		X	X		
Rb/ Sr ( minerales )			X	X	
K - Ar ( anfíbol )	X	X			
K - Ar ( roca total )	X	X			
			X	X	
K - Ar ( feldspatos )					X

En 1962 se instala el primer laboratorio de datación geológica, utilizando el método plomo-alfa, en la Comisión Nacional de Energía Atómica, por medio de un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Si bien no era el más adecuado para encarar estudios geocronológicos, esa primera experiencia fue fructífera, dado que permitió obtener los primeros datos radimétricos en nuestro país y despertar el interés en el desarrollo de esta especialidad pese a las restricciones económicas de la época y el escaso interés existente en esta disciplina. Ese laboratorio procesó un total aproximado de 60-70 muestras en un período de 4-5 años y en la actualidad se halla virtualmente fuera de operación, dado que se cuenta con métodos que producen mayor cantidad de muestras anuales y con mejor precisión, como se verá más adelante.

En 1963-64 se inicia la instalación de un laboratorio de carbono-14, en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, el que cesa sus actividades, luego de efímera operación, en especial por falta de personal especializado.

A partir de 1965 y por iniciativa del desaparecido Dr. Angel Borrello, la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires encara la instalación de un laboratorio de datación geológica, aplicando el método rubidio-estroncio. Este laboratorio sufrió diferentes dificultades, principalmente por la falta de personal especializado en las técnicas depuradas que se utilizan en estos métodos y procesó muy poca cantidad de muestras.

## **II.2. Creación del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS)**

En 1967, y por iniciativa del entonces Decano de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, Dr. Bernabé J. Quartino, el autor de este informe elevó a consideración de las Autoridades del CONICET un proyecto tendiente a la creación de un laboratorio especializado para determinaciones geocronológicas e investigaciones isotópicas aplicadas a problemas geológicos. El CONICET consideró al mismo de interés nacional y luego de decidir la creación del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) invitó a todas las instituciones oficiales interesadas en estos métodos a colaborar para la organización y funcionamiento del mismo. Es así como el 4 de diciembre de 1969 se firma el Convenio de Organización y Funcionamiento del INGEIS y se inician las tareas para su puesta en operación.

De acuerdo a dicho Convenio, el INGEIS depende administrativamente del CONICET, y las instituciones signatarias del Convenio se comprometen, juntamente con aquél, a aportar los fondos, equipos y materiales para su mantenimiento. Aparte del CONICET, en la actualidad integran el INGEIS, como entidades responsables, las siguientes: Comisión Nacional de Energía Atómica, Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, Subsecretaría de Recursos Hídricos. Además, actúa como entidad colaborante, Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

Un representante de cada una de estas instituciones integra el Comité de Supervisión del INGEIS, el que es presidido por el representante del CONICET. El mismo debe aprobar los planes de trabajo y presupuestos del Instituto y además supervisar las tareas que se realizan en el mismo.

El INGEIS de ese modo procesa muestras para cada una de las instituciones signatarias del convenio, en forma proporcional a los aportes que cada una realiza y además lleva a cabo sus propios planes de investigaciones. En otras palabras, actúa en un 50% de sus tareas como laboratorio de servicio y el resto lo utiliza para desarrollar sus propios planes de investigación y de aplicación de nuevas técnicas de trabajo.

### 11.3. Actividades realizadas

En los tres años de vida del Instituto, las actividades llevadas a cabo pueden resumirse en la forma siguiente:

Instalación del laboratorio de datación geológica potasio-argón.

Efectuadas las adquisiciones del instrumental, equipos y materiales necesarios, durante 1970, a mediados de 1971 se inició el montaje e instalación de este laboratorio, tarea que se completó en octubre del mismo año. En los meses siguientes y en los primeros de 1972, se procedió a la determinación de las constantes de calibración y la puesta en operación de todo el laboratorio, cuyas actividades de datación de muestras de rutina comenzaron en abril. Durante el año transcurrido, ha datado un número cercano a las 450 muestras.

Para análisis de potasio cuenta con un laboratorio químico que puede procesar unas 60 muestras mensuales por duplicado, y para extracción de argón, un laboratorio con tres sistemas de extracción que permiten extraer 3 muestras diarias. En este último las restricciones debidas al alto vacío necesario para el procesamiento de la muestra (del orden de  $10^{-8}$  mm de mercurio), hacen que se reduzca en aproximadamente un 80% el número de muestras extraídas mensualmente, el que oscila entre 40-45. Un espectrómetro de masa para gases tipo Reynolds, especialmente diseñado para argón, completa el instrumental necesario.

Asimismo, se poseen las facilidades necesarias para la preparación, molienda y concentración de los minerales y/o rocas útiles en la datación, que también se utilizan en la aplicación de otros métodos en uso en el Instituto.

Con los elementos disponibles puede procesarse un número aproximado de 450-500 muestras anuales, de las cuales aproximadamente la mitad se dedican a cubrir los planes de estudio del Instituto y el resto para las determinaciones enviadas por las instituciones intervinientes.

Instalación del laboratorio de datación geológica rubidio-estroncio.

Este laboratorio se ha montado utilizando el instrumental existente en el antes mencionado Laboratorio de Geocronología de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, que lo cedió al INGEIS a sus efectos.

Su instalación se inició en junio de 1972 y se ha completado al presente la construcción de los laboratorios de preparación química de las muestras a analizar por este método, habiéndose tomado todos los recaudos para que los locales sean los más "limpios" posibles, con el fin de evitar posibles contaminaciones.

Se cuenta también con un espectrómetro de masas Nuclide 6-60-S, para sólidos, al que se le efectuaron diversas modificaciones sobre el diseño original para mejorar su vacío y la estabilidad de su fuente de emisión. De esta manera el rendimiento de este equipo se triplicará virtualmente, y con las mayores facilidades de los laboratorios químicos, se estima que procesará un número cercano a 200 muestras anuales.



Si bien ya ha entrado en operación, el laboratorio, se encuentra en la faz de calibración y ajuste de todo el equipo e instrumental y es probable que en el curso de los próximos dos meses se halle en operación de rutina.

#### Laboratorio de trazas de fisión

Visto el desarrollo alcanzado por este método, se estudió la factibilidad y se encaró la instalación de un laboratorio apropiado, contándose para ello con las facilidades del reactor RA-3 de la Comisión Nacional de Energía Atómica, que a tales efectos presta su colaboración.

El proceso se encuentra en la etapa de calibración y cálculo de las constantes necesarias para su aplicación, estimándose que antes de fin de año (1973) podrá estar en operación de rutina, y que se podrán procesar unas 300 muestras anuales aproximadamente.

#### Laboratorio de medición de tritio en aguas

Se han iniciado las tareas tendientes a la instalación de un laboratorio de medición de la abundancia de tritio en aguas, el que se destinará a estudios hidrogeológicos e hidrológicos de suma importancia para nuestro país.

Se halla actualmente en la etapa de montaje y no bien llegue el equipo medidor adquirido, el mismo entrará en operación.

#### Reacondicionamiento del laboratorio de Carbono-14

Recientemente se ha incorporado al INGEIS el laboratorio de C-14 existente —sin operar— en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata.

El mismo será reacondicionado de modo de poder ser utilizado como método de datación para muestras orgánicas (dataciones arqueológicas, antropológicas y geológicas) y para la medición de la abundancia de Carbono-14 en aguas, de aplicación en estudio de aguas junto con el método de tritio.

De contarse con los equipos necesarios, en un futuro cercano, se espera que el mismo pueda entrar nuevamente en funcionamiento a fines de 1974 o durante 1975.

### III. PLANES DEL INGEIS

Para el futuro inmediato, los planes de trabajo del INGEIS se basan en:

Instalación de un laboratorio para la medición de la abundancia de los isótopos estables del carbono, oxígeno y azufre.

## 14 APLICACION DE LOS METODOS GEOCRONOLOGICOS

La aplicación de esta técnica para carbono y oxígeno permitirá utilizarla en la medición de los mencionados isótopos, en aguas (de utilidad en estudios hidrológicos e hidrogeológicos); sustancias orgánicas (para colaborar en investigaciones de C-14, petróleos y carbones); minerales (para estudios sobre petrología, Geología Económica, etc).

En el caso de los isótopos del azufre, estas investigaciones se dedicarán a la génesis de yacimientos metalíferos y de rocas ígneas, en íntima colaboración con la aplicación de la medición de la abundancia de los isótopos del estroncio.

### *Instalación del laboratorio para datación por los métodos uranio-plomo y plomo-plomo.*

Para un futuro más lejano se espera desarrollar los métodos ya citados, de suma importancia en los estudios geocronológicos. Además, la posibilidad de poder determinar la abundancia isotópica del plomo en materiales naturales, permitirá investigar la abundancia de este elemento sobre rocas y minerales para estudios sobre génesis de yacimientos, origen de los materiales (corteza o manto), etc.

Para terminar esta breve síntesis de las tareas realizadas y planes esbozados en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, resulta conveniente recalcar que lo realizado ha sido posible por la estrecha colaboración de todas las instituciones que integran el Instituto. Y que, indudablemente, del mantenimiento de esa armonía y conjunción de esfuerzos dependerá, en gran medida, el éxito de lo que se intente y pueda realizarse en el futuro.

## BIBLIOGRAFIA

- Larsen, E. S., Heevil, N. B. y Harrison, H. C., 1952: Method for determining the age of igneous rocks using the accessory minerals; Geol. Soc. America Bull., v. 63, p. 1045-1052.*
- Nier, A. J., 1938: Journ. Amer. Chem. Soc., v. 60, p. 1571.*
- Price, P. B. y Walker, R. M., 1962: Journ. App. Phys. v. 33, n. 12, p. 3400.*
- Williams, H. J., 1955: Geochronology; Edit. T. L. Smiley, Univ. of Arizona Press, y Phys. Sci. Bull. n. 2.*

## LA SISMICIDAD DEL TERRITORIO ARGENTINO EN RELACION CON LAS NUEVAS IDEAS DE TECTONICA GLOBAL

FERNANDO VOLPONI

Instituto Sismológico Zonda, Facultad de Ingeniería,  
Ciencias Exactas, Físicas y Naturales  
Universidad Nacional de Cuyo

El límite occidental del territorio argentino coincide con el borde occidental de la placa Sudamérica, que es un borde de tipo fosa, sísmicamente muy activo. En él la placa Pacífico penetra bajo la masa continental con velocidad relativa de unos 8 cm/año, y se hunde nuevamente en el manto.

El problema del riesgo sísmico del territorio argentino puede ahora analizarse bajo el punto de vista que ofrece la nueva hipótesis de Tectónica Global. Los mapas de epicentros solo representan la fase actual de la actividad sísmica pero si las placas se comportan como bloques rígidos y la actividad sísmica no es otra cosa que el resultado de sus movimientos relativos, poseemos ahora, un criterio más general para la apreciación de la sismicidad.

La actividad sísmica disminuye desde los bordes hacia el interior de las placas pero nada puede decirse de la forma de dicha variación, que parece diferente entre zona y zona. En relación con la profundidad, la actividad depende del tipo de borde. Los sismos profundos solo se producen en los bordes tipo fosa, alcanzando profundidades de hasta 700 kilómetros. En el territorio argentino, son zonas de focos profundos la provincia de Santiago del Estero y partes de las de Salta y Chaco.

La actual aparente calma sísmica en el sur del borde sudamericano, debe considerarse como una situación temporaria que puede modificarse en el futuro.

The occidental border of the Argentine territory is of the trench type, and seismically it is very active. It is supposed that, in it, the Pacific Plate penetrates under the American continental block, with a relative velocity of 9 cm/year.

The new hypothesis, the Global Tectonic one, gives us a new criterion for the interpretation or the study of the seismic risk of a zone.

It is clear that the Epicenter Maps are simply a representation of the present day seismicity. They encompass too short a period of time. If the seismic activity is the action between solid plates, then we are now in possession of a more general rule to estimate the seismicity of a region.

We know that the seismic intensity decreases for points in the interior of the plates, so, the law of this variation is quite variable.

In relation with the depth the seismic activity depends on the type of the border; only on the borders of the trench type we have deep focus earthquakes.

In the Argentine territory we have deep focus earthquakes in the Santiago del Estero, Salta and Chaco provinces. From time to time these earthquakes are felt in Buenos Aires. Their depth is always around 700 km. The actual low activity on the southern part of the Southamerican continent must be considered as a temporary situation that may change abruptly in the next future.

## INTRODUCCIÓN

Hoy interpretamos la sismicidad de la tierra, en general, y del territorio argentino, en particular, bajo un nuevo aspecto.

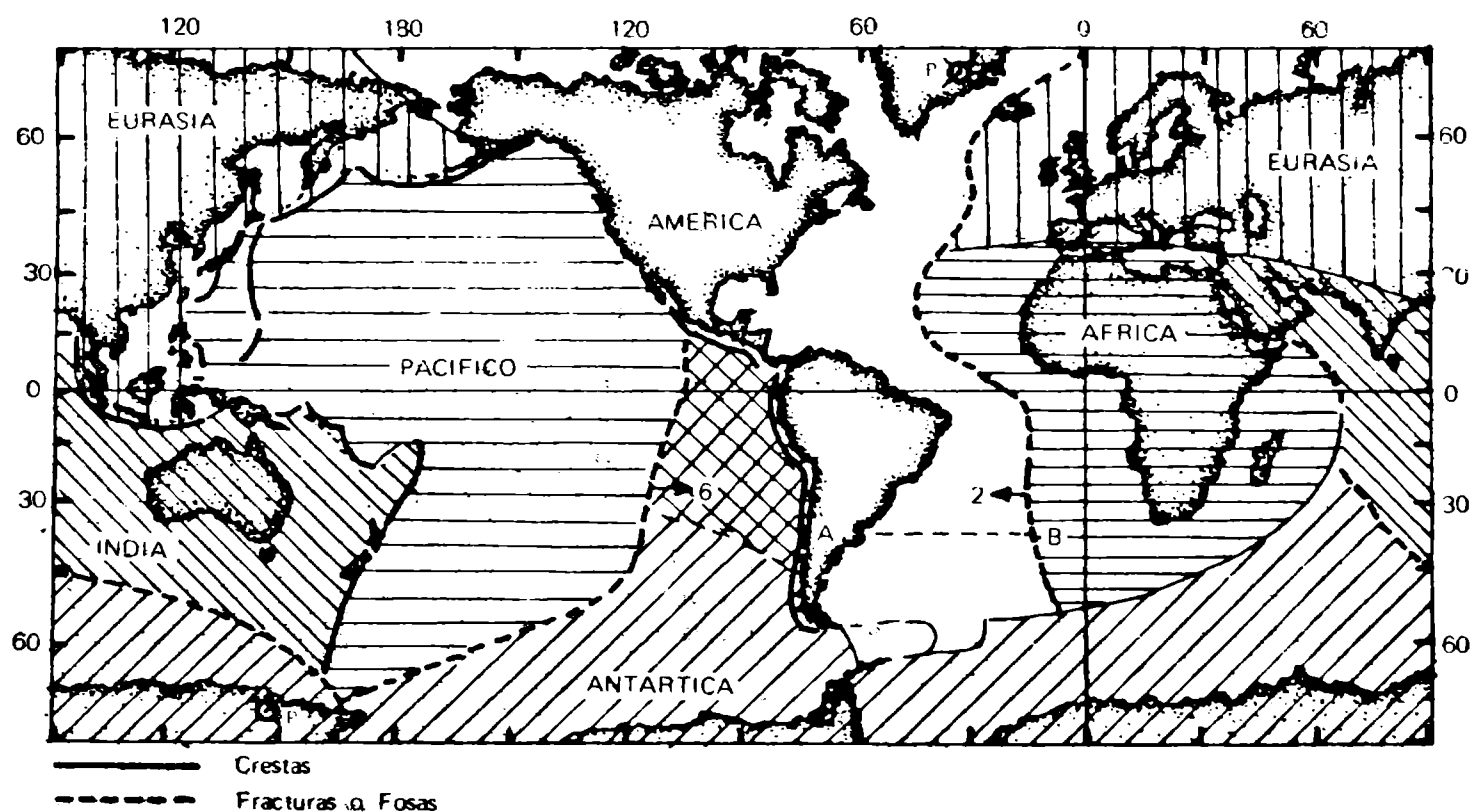
No obstante, no se sabe aún si las nuevas hipótesis, nacidas del estudio de una cierta cantidad de datos experimentales, constituyen o no pasos hacia delante en el conocimiento de los fenómenos geológicos.

Para dar una exposición clara y simple del problema tenemos que empezar por recordar algunos conceptos básicos.

## ESCUDOS, CRATONES, BLOQUES, PLACAS

La idea que la corteza de la tierra se compone de bloques más o menos estables pero que pueden tener entre sí movimientos relativos, es vieja. Fue expuesta por E. Suess (1888), quien admitía que las montañas de Asia Central se debían al desplazamiento del bloque asiático hacia el Sur contra el bloque del Océano Indico. Más tarde Wegener (1910) también presupone la existencia de bloques independientes en movimiento relativo.

En su análisis de la estructura de la corteza terrestre, Gutenberg y Richter (1951), distinguen siete principales bloques estables: La plataforma del Océano Pacífico, el Escudo Canadiense, el Escudo Brasileño (comprendiendo Sudamérica y la América Central), Eurásia, África, Australia (con India y Arabia), y finalmente, la Antártida.



**Figura 1.** Placas Eurasia, Pacífico, América, África, India, y Antártica, según Le Pichón (1968). Se muestran las tres crestas principales; las posiciones de los polos relativos (P) del movimiento entre las placas América y África; y las velocidades tangenciales de desplazamiento de dichas placas en centímetros por año. (6 y 2).

Hoy se plantea el problema de una Tectónica Global, y se habla, en especial, de una Tectónica de Placas.

Diversos autores, H. H. Hess, R. S. Dietz, L. R. Sykes, M. J. Morgan, Xavier Le Pichon, entre otros, vuelven a considerar la corteza terrestre dividida en un cierto número de placas, dando origen a un nuevo capítulo en la interpretación de los fenómenos geológicos.

El número de placas que se considera depende del grado de detalle según el cual se hace la clasificación. Así, mientras Morgan considera una veintena, Le Pichon toma en consideración solo seis placas principales.

La figura 1 muestra las seis placas consideradas por Le Pichon. Su única diferencia, con la división efectuada por Gutenberg y Richter, se encuentra en la Placa América, que estos últimos autores consideran dividida en dos: el Escudo Canadiense, al norte, y el Escudo Brasileño al sur, abarcando la América Central y del Sur.

## SOBRE LA ESTRUCTURA DE LAS CAPAS MAS EXTERNAS DE LA TIERRA

Desde que Gutenberg lo hiciera, se mantiene el criterio de considerar la parte externa de la tierra como compuesta de una litosfera rígida, con un espesor de algunas decenas de kilómetros, apoyándose sobre una capa de escasa rigidez que fue bautizada Astenosfera (del griego Asthenos = debil).

Es evidente que la Discontinuidad de Mohorovicic pierde importancia en los procesos geodinámicos. Esta discontinuidad fue descubierta como un fenómeno geofísico, por el incremento brusco de la velocidad de las ondas elásticas a través de ella.

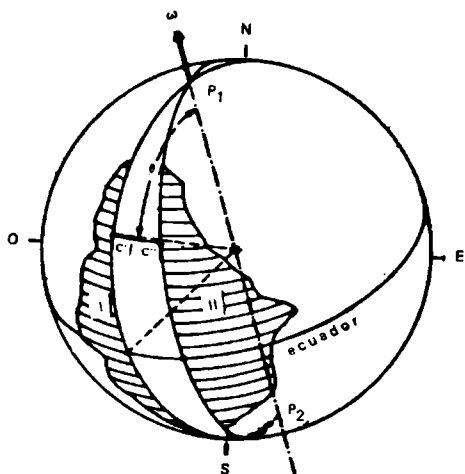
Nos hemos acostumbrado llamar Corteza a las capas que están por arriba de la discontinuidad de Mohorovicic, y Manto a las que se encuentran por debajo. Pero en los fenómenos geodinámicos es más apropiado hablar de Litosfera y de Astenosfera. Morgan y Le Pichon prefieren el nombre Tectosfera para la Litosfera, que Morgan supone de espesor igual a unos 100 kilómetros.

## MOVIMIENTOS RELATIVOS ENTRE PLACAS

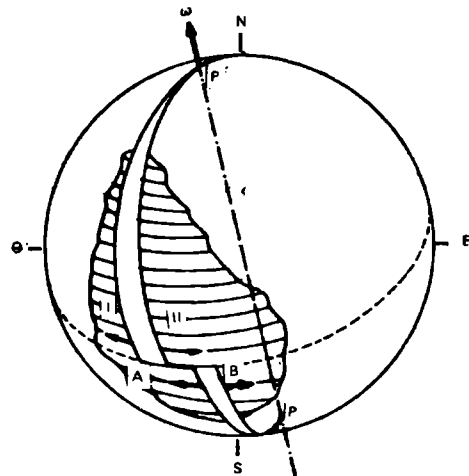
Se considera cada placa como un cuerpo rígido que se adapta sobre la forma esférica de la tierra. Luego, por condiciones de vínculos, el movimiento de una placa corresponde al movimiento de un cuerpo sólido con un punto fijo, que en este caso, es el centro de la tierra.

El movimiento relativo entre dos placas puede siempre reducirse a una simple rotación  $W$  alrededor de un eje que pase por el centro de la tierra (Le Pichon, 1968; Morgan, 1968). Se puede así llamar Polos del movimiento relativo a las intersecciones del eje de rotación con la superficie de la tierra, puede también hablarse de un Ecuador correspondiente a ese movimiento relativo.

La figura 2 muestra esquemáticamente, sobre una superficie esférica dos placas I y II, que se han separado una cierta cantidad. Los puntos  $P_1$  y  $P_2$  muestran los polos del movimiento relativo, y la recta que los une es el eje de rotación del movimiento.



**Figura 2.** Representación esquemática de la separación entre placas I y II. Los polos  $P_1$  y  $P_2$  del movimiento relativo, definen el eje de rotación. La separación de dos puntos ( $c'$  y  $c''$ ) es función sinusoidal del ángulo  $O$ .



**Figura 3.** Representación esquemática de una zona de fractura -Transform Fault- en la línea de separación entre dos placas (cresta).

Es importante observar que si dos placas se están separando en la superficie de la tierra, la separación que habrán alcanzado dos puntos ( $C'$  y  $C''$ ) después de un cierto tiempo de haber comenzado el movimiento, es una cantidad proporcional a su distancia al eje de rotación relativo, y por consiguiente, proporcional al seno del ángulo comprendido entre el eje de rotación y el radio que une los puntos con el centro de la tierra (colatitud relativa).

### UN NUEVO TIPO DE FALLA

La línea a lo largo de la cual se separan dos placas, no es, en general, un arco de un único círculo máximo. Detallados relevamientos de los fondos oceánicos demostraron que se presentan numerosos desplazamientos transversales que transforman a la línea de separación en una figura complicada compuesta de diferentes segmentos curvilíneos, unos en la dirección de los meridianos y otros en la dirección de los paralelos del movimiento relativo.

La figura 3 muestra, esquemáticamente, uno de dichos desplazamientos transversales, indicado por el segmento  $A B$ .

La zona  $A B$  es una zona de fractura, a lo largo de la cual las placas se deslizan, una con respecto a la otra, en sentido horizontal. Se trata de una falla en términos geológicos, pero que tiene la particularidad de estar limitada en ambos extremos  $A$  y  $B$ . El profesor Wilson (1965), le dio el nombre de "Transform Fault".

Es importante observar que todos los círculos máximos normales al segmento  $A B$ , se cortan en dos puntos opuestos con respecto al centro de la tierra, que son justamente los polos del movimiento relativo. En forma más general, si la línea de separación entre dos placas contiene muchas "Transform Fault", los círculos máximos normales a cada una de ellas, se tienen que cortar en los polos del movimiento relativo.

## VELOCIDAD DE SEPARACION DE DOS PLACAS

Si consideramos el movimiento relativo entre dos placas, la velocidad angular  $\omega$  tendrá un valor único para todos los puntos pero la velocidad tangencial relativa de los mismos dependerá de su posición sobre la superficie y será una función sinusoidal de la colatitud del movimiento relativo. Consecuentemente, la separación entre las placas, pasado un cierto tiempo, también será una función de la misma colatitud, por lo que los puntos que habrán alcanzado la máxima separación serán aquellos que se encuentran sobre el ecuador relativo.

Las simples consideraciones anteriores de carácter geométrico, parecen un poco artificiosas. Nacieron, sin embargo, de observaciones experimentales y permitieron realizar diferentes determinaciones de la posición de los polos de los movimientos relativos entre pares de placas (Le Pichon, 1968).

Tanto con el método de la convergencia de los círculos máximos, normales a las "Transform Faults", como con el que se basa en la variación sinusoidal de la velocidad tangencial de separación entre dos placas, se llega a resultados parciales con dispersión grande. Pero interpretados los dos conjuntos de valores, conforme con el método de mínimos cuadrados, se llega a dos resultados finales independientes que no están en contradicción acentuada, uno con respecto al otro. En la figura 1 se han indicado los polos del movimiento relativo entre las placas América y Africa, de acuerdo con los resultados que fueron obtenidos por Le Pichon (1968), aplicando el método de la variación de la velocidad tangencial.

## LA HIPOTESIS DE H. H. HESS, Y DE R. S. DIETZ ANTEDECENTES

Los primeros geólogos que hablaron de desplazamientos de bloques continentales, lo hicieron impresionados por los grandes sobreescurrecimientos de capas de rocas que se observan en algunos afloramientos en zonas montañosas.

A Wegener le llamó fuertemente la atención la similitud de algunos bordes continentales. En especial, el de Sudamérica oriental con el de Africa occidental, y el de Africa oriental con el de Arabia y la India. Fue así inducido a pensar que diferentes masas continentales, que ahora se encuentran separadas, formaron, tiempo atrás, un solo continente.

Gutenberg y Richter (1951) suman a los dos criterios anteriores otro nuevo: la distribución de la actividad sísmica sobre la tierra. La distribución global de la sismicidad demuestra que existen zonas estables, poco activas, y zonas inestables, en las cuales la actividad telúrica es intensa. Pero lo notable es que la distribución de estas últimas aparece en forma marcadamente lineal, constituyendo los bordes de las áreas sin actividad. Muy concluyentes fueron, en este sentido, los mapas de la sismicidad mundial publicados por la Coast and Geodetic Survey por M. Barazangi y J. Dorman, (1969).

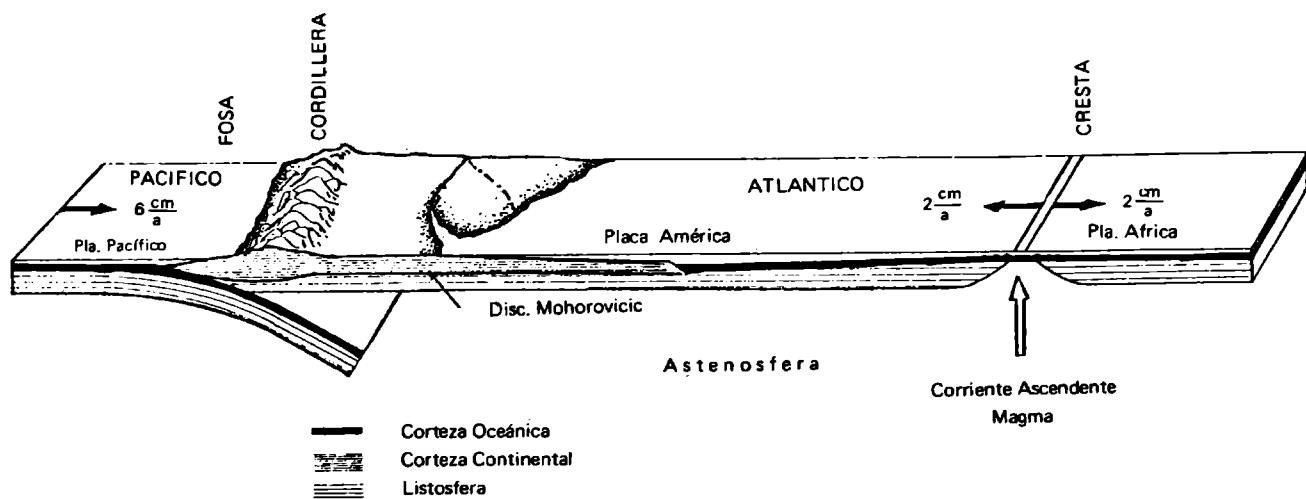
Nace de inmediato la idea de suponer que la actividad sísmica puede ser debida a movimientos relativos entre placas. Bloques rígidos de la litósfera podrían estar moviéndose unos con respecto a otros, deslizándose sobre una capa, la Astenosfera, que por su poca rigidez lo permitiría. La interacción entre bloques o placas de la Litosfera, en las zonas de contacto, daría origen a los sismos.

## CRESTAS, FRACTURAS Y FOSAS

Los bordes de las placas estables son sísmicamente activos, y según las nuevas hipótesis, se dividen en tres clases diferentes: Crestas (Ridges), Líneas de Fracturas, y Fosas (Trenches).

Existen tres crestas principales (figura 1): la del Océano Atlántico, que va desde el Polo Norte a las islas Sandwich del Sur; la del Océano Pacífico, que va desde el sur de California hasta el sur de Australia; y la del Océano Índico, que desde el Mediterráneo pasa por el Mar Rojo y sigue hasta el sur de la Isla de Madagascar. Es importante notar que las tres crestas tienen dirección predominante norte-sur, lo que indica que la posición de los ejes de los movimientos relativos no se aparta mucho de la del eje de rotación terrestre.

El bloque sudamericano tiene una Cresta en su borde oriental, la cresta del medio del Océano Atlántico, una fosa en su borde occidental, la fosa que acompaña a la Cordillera de los Andes; y una serie de fallas o líneas de fracturas al Sur, que pasan por el archipiélago de las Islas Sandwich y terminan al sur de Tierra del Fuego.



**Figura 4.** Esquema del movimiento relativo entre las placas Pacífico, América y África, con indicación de las respectivas direcciones y velocidades. La placa Pacífico se sumerge en el magma como consecuencia de la colisión con placa América, originando gran actividad sísmica en el borde continental, formación de una fosa oceánica, y de la cordillera misma.

Según las nuevas hipótesis, las crestas son zonas en las cuales se va generando constantemente nueva litosfera, (figura 4). La superficie de los fondos oceánicos, en los cuales se encuentran las crestas, va así aumentando. Si se acepta que la superficie total de la tierra no varía, es necesario admitir que, en otras zonas, parte de la litosfera va desapareciendo. Tal cosa sucedería, en efecto, en las fosas.

En virtud del crecimiento de litosfera que se produce en la cresta del Océano Atlántico, la placa sudamericana es desplazada constantemente hacia el oeste. En la zona del corte representado en la figura 4, la velocidad del desplazamiento, según resultados consignados por Le Pichon, Morgan y otros, sería de unos  $2 \text{ cm/año}$ . La masa continental es transportada como una carga que viaja sobre la placa de la litosfera.

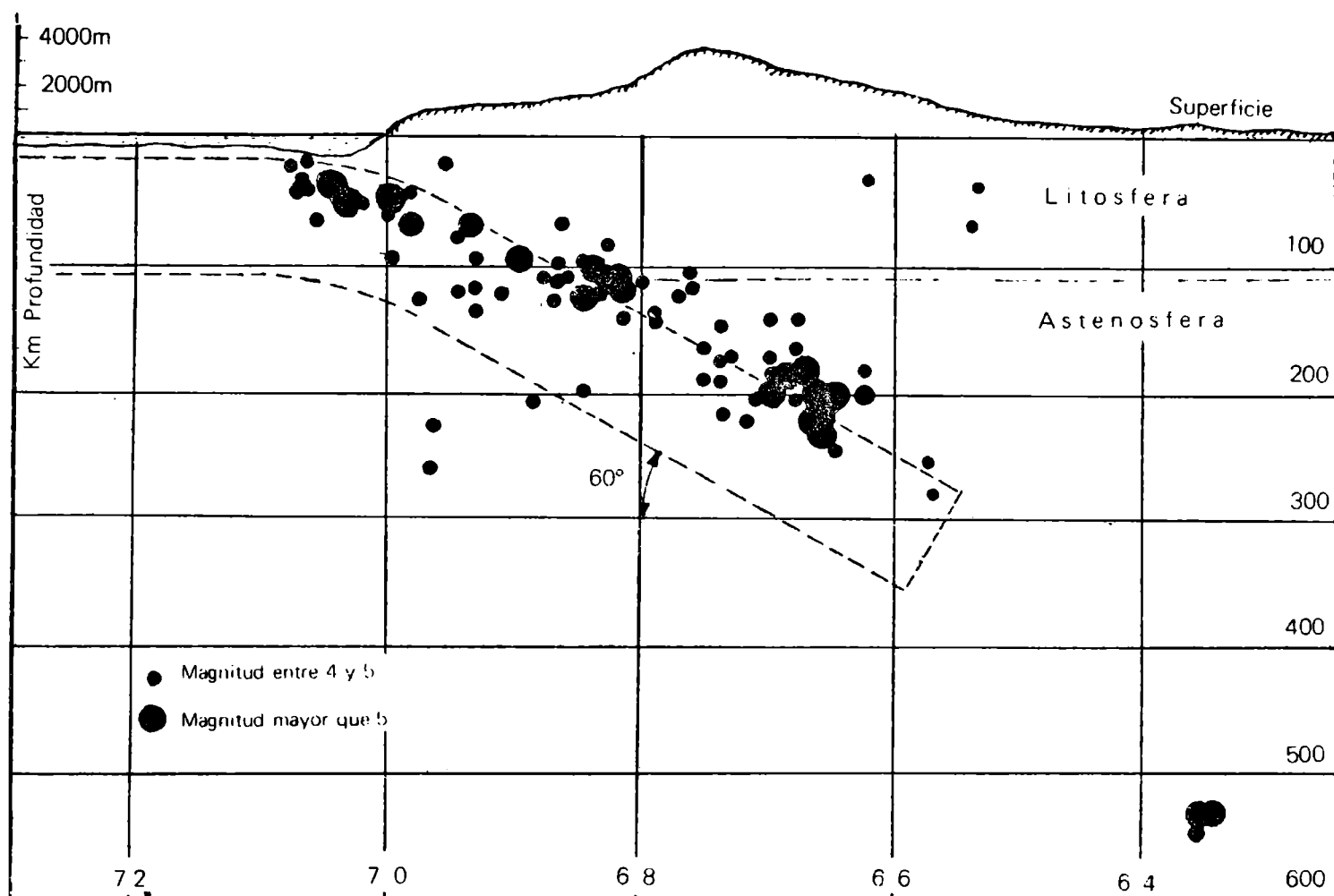


A su vez, la placa del fondo del Océano Pacífico, a partir de la cresta que pasa por la Isla de Pascua, se desplaza hacia el este con una velocidad de unos 6cm/año. Conforme con datos experimentales, que veremos más adelante, al chocar la placa del Océano Pacífico contra la plataforma continental sudamericana, se inclina hacia abajo formando un ángulo de unos 30 grados con respecto a la horizontal, penetra debajo del continente y se hunde nuevamente en el manto.

Los grandes plegamientos, los sistemas de fracturas, los importantes levantamientos de corteza, la fosa, en otras palabras, el orógeno representado en la cordillera de los Andes, no serían otra cosa que consecuencias de la acción que ejerce la placa del Océano Pacífico al introducirse debajo de la masa continental y sumergirse nuevamente en el manto.

### PLANOS Y PERFILES SISMOGRAFICOS

Así como los mapas que representan la distribución global de la actividad sísmica, han sido decisivos en el problema de la subdivisión de la litosfera en diferentes placas, los perfiles o cortes verticales que muestran la distribución de la actividad en relación con la profundidad, han sido factores importantes en la formulación de la hipótesis del hundimiento, y consiguiente desaparición, de parte de la litosfera en el manto.



**Figura 5.** Perfil normal a la cordillera, con distribución de los focos de los sismos registrados en 1968, entre latitudes 18° S y 26° S. La inclinación de la capa se aproxima más a 30 grados que a 45; valor este común en otras partes de la Tierra. Debe acotarse que la determinación de profundidades de focos están afectadas de errores importantes.

La figura 5 muestra un corte vertical, normal a la Cordillera. En un plano vertical se han proyectado los sismos que se produjeron durante el año 1968, entre las latitudes de  $18^{\circ}$  S y  $26^{\circ}$  S. Correspondiendo así a la zona del noroeste argentino, en el límite con Chile y Bolivia, que comprende a las Provincias de Salta y Jujuy. Resulta sorprendente, y muy sugestiva, la asimetría que presenta la figura, como si efectivamente casi toda la actividad se produjera en una capa, de un cierto espesor, que se fuera hundiendo bajo la Cordillera.

Estas características ya habían sido observadas por Gutenberg y Richter (1951), y posteriormente fueron analizadas con más detalles por H. Benioff (1955). Algunos autores suelen ahora llamar "zona de Benioff", a la capa inclinada dentro de la cual se manifiesta la mayor sismicidad.

La máxima profundidad hasta la cual se registran sismos es de unos 700 km, pero en muy pocas partes del mundo llegan a tal valor. En Sudamérica existen dos zonas de focos profundos, ambas son aproximadamente paralelas al eje de la cordillera, con dirección predominante Norte-Sur. La primera se encuentra en el límite del Perú con Brasil; la segunda, en territorios boliviano y argentino, empieza a la altura del paralelo  $18^{\circ}$  y sigue hacia el sur hasta la Provincia de Santiago del Estero.

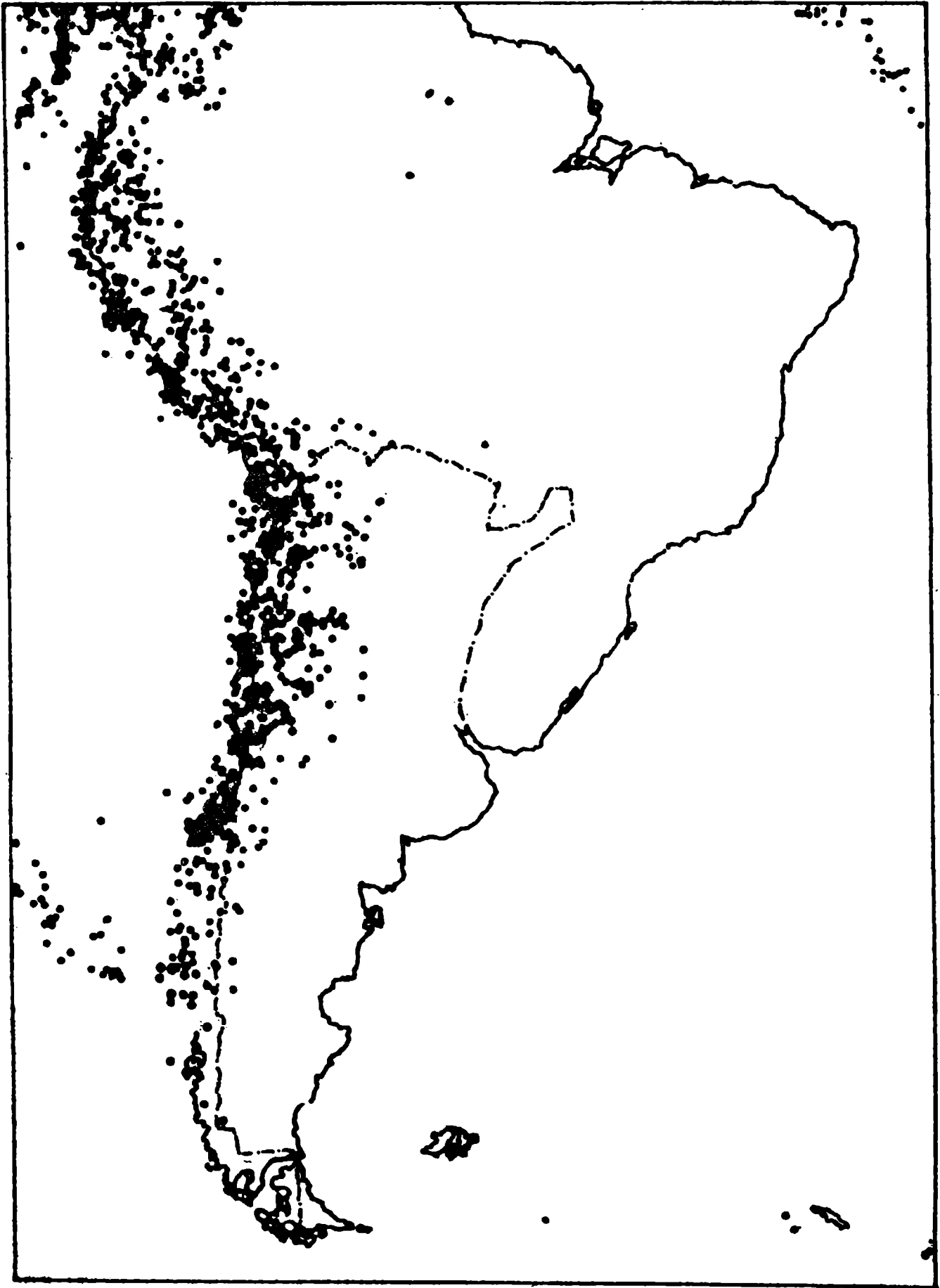
La variación de la actividad como función de la profundidad, es muy diferente entre una zona y otra. En casi todas partes, aunque irregular, es continua entre la superficie y la máxima profundidad a la cual llega, pero en Sudamérica presenta la particularidad de ser discontinua.

En la zona abarcada por los sismos de la figura 5, la actividad es más o menos continua desde la superficie hasta la profundidad de unos 300 kilómetros, luego desaparece completamente para reaparecer más allá de los 550 kilómetros.

¿Qué sucede con la capa de litosfera que se hunde, entre los 300 y 550 kilómetros de profundidad? Se han intentado algunas respuestas pero quedan algunas incognitas latentes.

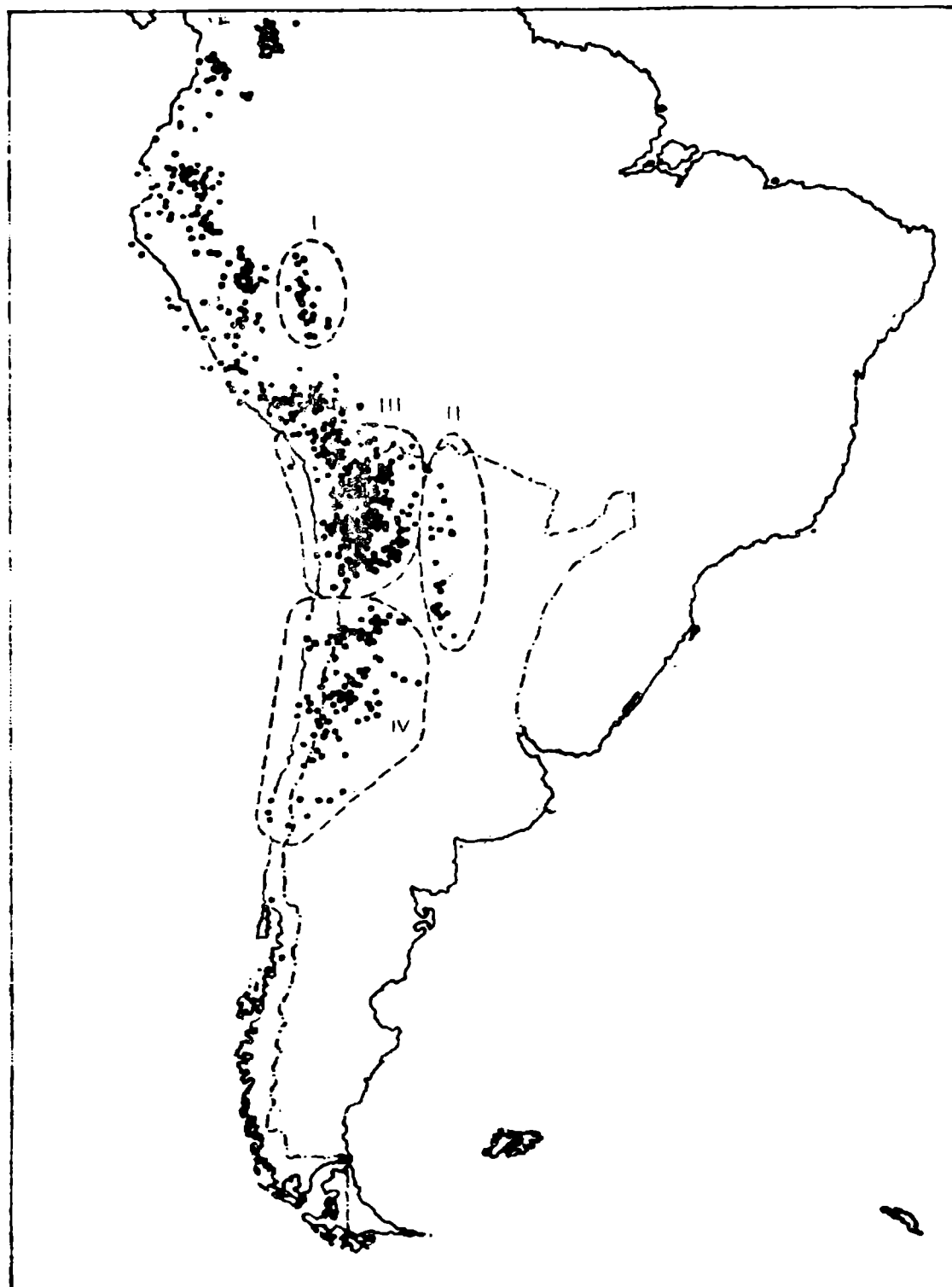
Al sur del paralelo  $26^{\circ}$  S, en la zona que comprende las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza, la capa profunda dentro de la cual no se registra actividad sísmica es aún mayor que en las provincias del norte. Se registra actividad sísmica en forma más o menos continua entre la superficie y los 200 kilómetros, luego desaparece completamente para reaparecer recién a unos 570 kilómetros de profundidad, desplazada hacia el este, hasta el meridiano  $64^{\circ}$  O. Esos terremotos de focos profundos (llamados de Santiago del Estero) se repiten frecuentemente y son conocidos en muchos laboratorios sismológicos del mundo.

La figura 6 muestra, claramente, la parte que toca al territorio argentino, de la sismicidad que se produce en el continente sudamericano. Solamente están representados sismos que llegan hasta la profundidad de 100 kilómetros, los que, en conjunto, alcanzan un porcentaje superior al 70% del total.



**Figura 6.** *Episntros de los sismos ocurridos entre 1961 y 1967, hasta 100 km de profundidad (Barazangi y Dorman, 1969). La escasa actividad en el extremo sur del continente puede deberse a un periodo de tranquilidad temporaria pero también a la falta de estaciones sismológicas.*

En forma análoga, la figura 7 representa los sismos que se produjeron durante el mismo intervalo de tiempo pero entre las profundidades de 100 y 700 kilómetros.



*Figura 7. Epicentros de los sismos ocurridos entre 1961 y 1967, entre 100 y 700 km de profundidad (Barazangi y Dorman, 1969). Los focos en zonas I y II fueron profundos, entre 500 y 700 km; los de zona III, entre 100 y 300 km; los de zona IV, entre 100 y 200 km. ¿Cómo conciliar distribución tan irregular con la teoría de Tectónica de Placas?*

## ALGUNAS CONSIDERACIONES FINALES

Como dije al principio, aún no se puede asegurar si la hipótesis del "Sea-Floor Spreading" constituye un avance en el conocimiento de los fenómenos geológicos. Por ahora podríamos decir que representa un marco dentro del cual armonizan una gran cantidad de datos experimentales de diferente origen, que antes no se les encontraba una vinculación lógica.

En estas líneas solamente he intentado exponer, y en forma parcial, lo fundamental de la nueva hipótesis, con el objeto principal de poder analizar, bajo el nuevo punto de vista, el problema de la sísmicidad del territorio nacional.

Como conclusiones podríamos resumir:

- a) El límite occidental del territorio argentino coincide, en toda su extensión, con el borde occidental de la placa sudamericana. Y el borde es del tipo Fosa (Trench).
- b) Si las placas se comportan como bloques rígidos, y la actividad sísmica que se produce en sus bordes es debida a los movimientos relativos entre ellos, entonces todos los puntos que están situados sobre los bordes mismos, se encuentran en condiciones semejantes de riesgo sísmico.
- c) Se observa experimentalmente que la actividad sísmica disminuye desde el borde hacia el interior de las placas. Falta estudiar la forma de dicha variación, que parece que fuese diferente entre zona y zona.
- d) El hecho que en la actualidad se observe mayor actividad en algunas regiones que en otras, debe ser considerado como una situación temporaria. Los mapas de epicentros, hoy mucho más completos que tiempo atrás, gracias a la registración de terremotos débiles, deben ser interpretados como la representación de la fase actual de la actividad sísmica global o regional.
- e) Algunas partes de los bordes que ahora muestran poca actividad tienen una mayor probabilidad de ser más activos en tiempos futuros. Un ejemplo: Antes del año 1960, la zona de la Cordillera al sur del paralelo 38° S era considerada como poco activa. Pero en el mes de mayo de ese mismo año, se produjeron los grandes terremotos del sur de Chile cuya magnitud alcanzó el valor máximo en esta clase de fenómenos, y desde entonces observamos una actividad continúa y elevada en esas latitudes.
- f) La extraordinaria lentitud de los fenómenos geológicos, si se mide su duración en la escala de la vida del hombre, hace difícil realizar comprobaciones directas de determinadas hipótesis.

Sudamérica se aleja unos 4 cm/año de Africa, en latitudes próximas a 30° S. La Geodesia no dispone de métodos para detectar tal movimiento entre puntos tan distantes, aún pensando en los métodos de tecnología más moderna.

La placa del Pacífico se sumerge debajo de la Cordillera de Los Andes alrededor de unos 8 cm/año, en las mismas latitudes.

Si desde un punto en la Cordillera se pudiese observar una isla que tuviese sus raíces en la placa del Océano Pacífico, la detección del movimiento relativo sería más fácil, tal vez posible dentro de un período de tiempo no muy largo. Sería éste un Experimentum Crucis que evitaría futuras discrepancias de ideas.



## PANORAMA ACTUAL DE LOS ESTUDIOS HIDROMETEOROLOGICOS

ROBERTO M. QUINTELA

Servicio Meteorológico Nacional

Se hace una síntesis histórica del desarrollo de la hidrología y su vinculación con la meteorología, incluyéndose algunos valores que ilustran acerca del volumen de agua disponible en nuestro planeta.

Se pone de relieve la acción de las organizaciones internacionales en la materia, en especial la UNESCO (a través del Decenio Hidrológico Internacional), la Organización Meteorológica Mundial y la Asociación Internacional de Hidrología Científica. A continuación, se reseña la intensa actividad que se desarrolla en la Argentina, y la intervencionalización entre los organismos específicos, puntualizándose los campos de acción en que existe carencia de información básica y elaborada.

Por último, se indican a juicio del autor, los estudios y trabajos que deberán encararse o intensificarse en nuestro país en los próximos años en el campo de la hidrometeorología.

This paper is concerned with a brief historical review about the development of Hydrology and its relationship with Meteorology, giving also the volumen of water available in our planet by means of some values.

Furthermore, the roles played by international organizations are analyzed, in particular those of UNESCO (through the International Hydrological Decade), the World Meteorological Organization and International Association of Scientific Hydrology. Later, the author gives an account on the intense activity of the development in Argentina and also stresses the lack of basic and elaborated data in order to foresee the occurrence of critical events.

Finally, this paper presents the studies in the field of Meteorology that, in the author's opinion, should be carried out in our country in the forthcoming years.

## I. INTRODUCCION

Los antiguos escritores griegos y romanos nos dicen que esos pueblos aceptaban los océanos como el origen primario de todas las aguas, pero no llegaron a comprender la compensación de la precipitación con el escurrimiento, la infiltración, la evapotranspiración y el almacenaje en el suelo. Es decir no conocían la mecánica del ciclo del agua tal cual hoy la comprendemos. Una de las ideas antiguas era que el agua del mar avanzaba subterráneamente hasta la base de las montañas; allí por destilación natural perdía la sal y el vapor ascendía por los manantiales. Leonardo Da Vinci (siglo XVI) parece que fue uno de los primeros en reconocer el ciclo hidrológico y el francés Perrault fue el que dejó la prueba documental hacia 1650. Empleando instrumentos rudimentarios midió el caudal del Sena y observó que era sólo la sexta parte de la precipitación. Hacia 1700 el astrónomo inglés Halley confirmó que la evaporación de los océanos era el productor fundamental de humedad atmosférica.

La precipitación se midió en la India en el siglo IV a. de J.C. pero los métodos de medición de caudales se desarrollaron mucho después. Frontinus, comisario del agua de Roma en el año 97 d. J.C., basaba la estimación del caudal en el área de la sección transversal solamente. En los EE.UU. de Norteamérica, las mediciones organizadas de la precipitación comenzaron en 1819, en la Sanidad Militar, las continuó en 1870 el Signal Corps, y desde 1891 están a cargo del Weather Bureau. Mediciones aisladas de caudal se efectuaron en el Missisipi pero no se inició un programa sistemático hasta 1888, al hacerse cargo de esta tarea el Geological Survey.

La gran actividad y el gran impulso de la hidrología en el mundo es relativamente reciente. Ven Te Chow, el hidrólogo chino-americano fija el año 1930 como hito de la hidrología experimental, y a 1950, como la fecha inicial de la hidrología científica. Mucho se ha discutido acerca de la ubicación de la hidrología en el marco de las ciencias; tradicionalmente ha sido manejada por los ingenieros hidráulicos, pero hoy puede afirmarse que es típicamente multidisciplinaria: meteorólogos, geólogos, agrónomos y especialistas en ciencias conexas contribuyen en todo el mundo a su desarrollo.

Para dar una idea clara y objetiva sobre la importancia de los estudios encuadrados en el campo de la hidrología científica y aplicada, nada más oportuno que recordar algunas cifras relacionadas con el volumen de agua disponible en nuestro planeta y del involucrado en sus transformaciones.

Hoy sabemos que la atmósfera contiene (en promedio) vapor de agua equivalente a  $13.000 \text{ km}^3$  de agua, cantidad que si precipitara totalmente cubriría la Tierra con una lámina de 2,5 cm. de espesor. Esta pequeña cantidad de vapor en relación al volumen total de agua, produce grandes precipitaciones porque existe renovación constante (cada molécula de  $\text{H}_2\text{O}$  solo permanece en la atmósfera de 8 a 10 días, lo que ha podido comprobarse con determinaciones mediante isótopos radiactivo).

Se ha calculado que el 97% del volumen mundial de agua está en el mar. El ciclo hidrológico es el gran mecanismo de la desalinización de la naturaleza, que convierte el agua de mar en vapor de agua, y a este en agua pura que cae sobre la Tierra.



El calor solar evapora anualmente 350.000 Km<sup>3</sup> de agua de los océanos, y 70.000 Km<sup>3</sup> de los continentes. Este total vuelve a precipitarse a través de distintos mecanismos, llegando a los continentes unos 100.000 Km<sup>3</sup> (1) parte sustancial de los cuales reingresa al ciclo por evaporación y escurrimiento.

Del 3% restante del volumen mundial de agua, que corresponde al agua pura, una proporción aproximada de tres cuartos está bloqueada en los hielos perpétuos y un considerable porcentaje del resto se halla bajo el suelo. Es decir, solo una pequeñísima proporción del agua "terrestre" alimenta el ciclo hidrológico.

En cualquier momento, los lagos y los ríos del mundo no contienen más que un tercio del 1% del agua pura y la atmósfera contiene tan solo un décimo de esa pequeña proporción.

Esta rápida imagen puede interpretarse erróneamente. Es cierto que, en un momento dado, la atmósfera contiene solo una proporción relativamente pequeña de las aguas terrestres, pero el aire que rodea la Tierra está en continuo movimiento y puede transportar, en un período determinado, un enorme volumen de agua. Por ejemplo: en una semana normal del mes de Enero, la atmósfera transporta 18.000 millones de metros cúbicos sobre la seca extensión de Cuyo, es decir, un volumen igual al caudal del Río Negro. En realidad, toda el agua que alimenta nuestros lagos, ríos y pozos ha de pasar por la atmósfera para volver a la Tierra desde el mar. Por consiguiente, el caudal de los ríos y de las aguas subterráneas, de las que dependemos está regulado por procesos atmosféricos, que a consecuencia de la dinámica de la atmósfera, están muchas veces alejados, tanto en el tiempo como en el espacio, de los pozos o de los cursos de agua de que nos servimos.

Sobre el proceso así descrito quedan aún muchas incógnitas por develar, en especial en el aspecto cuantitativo. En ese sentido, y como una muestra del déficit de conocimientos que poseemos, obsérvese que solo el 50% del caudal fluvial del mundo ha sido aforado directamente. El Amazonas se aforó recién en 1963, dando un gasto medio de 175.000 m<sup>3</sup>/s., valor este dos veces mayor que el que se había estimado.

## II. SITUACION MUNDIAL

En el ámbito internacional, varias son las organizaciones que se ocupan de hidrología. La Organización Meteorológica Mundial (OMM) (heredera desde 1950 de la Organización Meteorológica Internacional —OMI— organismo no gubernamental, que tenía su Comisión de Hidrología) asume responsabilidades en el campo de estudios hidrológicos en su IV<sup>o</sup> Congreso de 1956, aunque solo en su fase atmosférica. Crea así la Comisión de Meteorología Hidrológica (MH), transformada luego en Comisión de Hidrometeorología y, últimamente, en Comisión de Hidrología.

<sup>1</sup> *Cifra un millón de veces mayor que la producción industrial actual de agua desalinizada.*

A partir del 1º de enero de 1965 la UNESCO inicia y pone en ejecución un programa de trabajos y estudios a nivel mundial, denominado Decenio Hidrológico Internacional. Prácticamente todos los países del mundo intervienen en este gran evento y se anticipa ya que el mismo no terminará en 1974 sino que se extenderá a más largo plazo, probablemente bajo otra denominación. En la Conferencia de la mitad del Decenio, realizada en París en diciembre de 1969 se efectuó el primer balance global de lo ya realizado y se fijaron las pautas para la acción futura. Paralelamente, la OMM advierte la necesidad de operar activamente en hidrología y convoca recientemente (octubre 1970) a una conferencia técnica, en Ginebra (Suiza) donde se encuentra su sede central. Se echan las bases así de una delimitación del campo de cobertura de ambas agencias internacionales, una a través de los servicios meteorológicos de los países miembros y la otra en conexión con los diversos organismos nacionales que se ocupan de problemas hídricos.

Por otro lado la Asociación Internacional de Hidrología Científica, integrante de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional (UGGI), organismo no gubernamental, tiene activa participación en aspectos no aplicativos. La Asamblea General realizada en varias ciudades de Suiza, en 1967, reúne a numerosos especialistas que presentan importantes trabajos en la materia; en agosto de 1971 se realizó en Moscú otra Asamblea General, ensamblada en el tiempo con un Simposio sobre Modelos Matemáticos en Hidrología, celebrada en Varsovia (Polonia). También el Congreso Internacional de Uniones Científicas ha creado, no hace mucho tiempo, el COWAR (Comité on Water Research), dedicado a promover estudios científicos.

Otras entidades internacionales que se ocupan de hidrología, en el marco de sus especialidades son: la Organización para la Agricultura y la Alimentación (FAO), en hidrometeorología agrícola; la Agencia Internacional de Energía Atómica (ATEA) en isótopos radiactivos en hidrología; la Organización Mundial de la Salud (OMS) sanidad hídrica; y la Asociación Internacional de Investigaciones Hidráulicas (AIH), en lo que concierne a la aplicación de la hidrología a obras hidráulicas (fluvial, marítima, grandes presas, etc.).

Contribuyen además al conocimiento del recurso agua, a nivel mundial, en diversas áreas especializadas, la Asociación Internacional de Hidrogeólogos, la Asociación Internacional de Meteorología y Física de la Atmósfera, la Asociación Internacional de Limnología Aplicada, la Comisión Internacional de Ingeniería Agronómica, la Asociación Internacional de Oceanografía Física, la Comisión de Riego y Drenaje, la Comisión de Grandes Presas, la Oficina Hidrográfica Internacional, la Asociación de Abastecimiento de Agua y el Centro de Desarrollo de Recursos Hídricos.

En el sector específico de la hidrometeorología, la Organización Meteorológica Mundial ha organizado un eficaz sistema de coordinación intergubernamental, y lleva actualmente a cabo un amplio programa de asistencia técnica, colaborando asimismo con otros organismos internacionales en la preparación de proyectos de investigación sobre recursos hidráulicos, como parte de las actividades del Decenio Hidrológico Internacional.

### III. SITUACION NACIONAL

En nuestro país existen registros sistemáticos pero aislados de observaciones pluviométricas desde principios del siglo XIX; series continuas de algunos observatorios desde 1872, fecha de creación por Sarmiento de la Oficina Meteorológica, base del actual Servicio Meteorológico Nacional (SMN). En lo que respecta a la información hídrica superficial y subterránea el registro se inicia a principios de este siglo. Observaciones de evaporación en tanques desde la década del 30 y estudios experimentales sistemáticos desde hace 15 años.

Puede decirse sin temor a error que luego de los pioneros, dos grandes figuras contribuyeron fundamentalmente al nacimiento de la Hidrometeorología en nuestro país: los ingenieros Galmarini y Ballester; el primero, desde la Dirección General de Meteorología, Geofísica e Hidrología, el segundo, al frente de la Dirección General de Irrigación.

Agua y Energía Eléctrica, la Dirección Nacional de Minería y Geología, la Dirección General de Obras Portuarias y Vías Navegables, las Universidades, el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria y las Direcciones de Hidráulica de las provincias, mantienen y acrecientan esos esfuerzos, muchas veces ingentes e incomprensidos por los niveles de decisión.

A partir de la década del 50 nuestro país sufre, sin embargo, un estancamiento relativo en hidrología y fundamentalmente en hidrometeorología, en función de una alarmante dispersión de esfuerzos, de hombres, y de métodos. Los técnicos que se ocupan del problema cobran conciencia de este hecho, pero lamentablemente durante un período relativamente largo poco pueden hacer para remediarlo por sus escasas posibilidades de acción a nivel de decisión. Los Congresos Nacionales del Agua y la creación del Comité Coordinador de Actividades Hidrológicas (CCAHA) dependiente del Consejo Interprovincial de Ministros de Obras Públicas (CIMOP) son eventos tendientes a remediar esta situación. Como puede advertirse, igual que en tantos acontecimientos similares en nuestro país, las provincias convergen hacia Buenos Aires para alertar al gobierno nacional sobre una política hídrica sin una programación coherente y racional, base fundamental de nuestro desarrollo económico. La creación de la Subsecretaría de Estado de Recursos Hídricos (SERH) es la respuesta concreta a esas inquietudes y debe esperarse, que su cometido se ajuste a cubrir acertadamente los fines de promoción, desarrollo y encauzamiento de la actividad hídrica en el país.

Por otra parte es sabido que el Consejo Federal de Inversiones (CFI) y agencias internacionales especializadas de las Naciones Unidas (NU), Consejo Económico para la América Latina (CEPAL), el Banco Mundial, el BID, etc., han contribuído, no siempre en la medida de lo deseable, a encarar estudios y realizar obras en el quehacer hídrico argentino.

En la Argentina, existe actualmente una cooperación muy activa entre los organismos estatales ya citados, entre sí y por convenios con empresas privadas, para la corrección de planes de acción y de estudios de indudable interés tendientes al desarrollo de los recursos naturales del país.

#### IV. CONCLUSIONES

Cabe señalar que el mejoramiento de las actividades (operativas y de investigación), a nivel mundial, regional y nacional, tiende a cubrir necesidades ineludibles del desarrollo de los recursos de agua para satisfacer fundamentalmente:

- a) la necesidad creciente de agua potable para bebida, riego y consumo familiar e industrial.
- b) la producción de energía de origen hídrico.
- c) el control de inundaciones.
- d) la prevención de la contaminación ambiental, incluyendo la hídrica.

Una de las deficiencias fundamentales que aún debemos afrontar es la escasa cantidad de datos básicos, en situaciones críticas. Maximizar los procesos que ocurren en la naturaleza (precipitaciones y caudales) para poder prever la ocurrencia de situaciones críticas en el futuro, es uno de los problemas más importantes e inciertos que debe abordar el hidrólogo. En la Rep. Argentina, p. ej., los estudios a que dio lugar el aluvión que destruyó el dique Frías, en la ciudad de Mendoza, mostraron escasez de información y calidad no siempre óptima de la existente. Algunos de los defectos observados fueron: carencia de datos pluviométricos en cantidad suficiente como para trazar sin dudas el campo de isolíneas de precipitación; falta de homogeneidad de los registros; utilización parcial del radar meteorológico instalado en San Martín (Mendoza) y registros insuficientes o discontinuos.

Otro ejemplo que ilustra acerca de las dificultades emergentes de la falta de información adecuada, es la controversia existente entre los especialistas sobre la predicción de los caudales de los ríos andinos, en base al estudio de las precipitaciones. Se observa una gran correlación entre los promedios móviles de las precipitaciones en Santiago de Chile (más de cien años de observaciones) y los caudales en el río San Juan, por ejemplo constatándose una disminución en los últimos 30 años. Pero esa sola correlación no autoriza, a juicio del autor a extrapolar hacia el futuro, pues se trata de armónicas de período muy largo, que exceden la longitud de los registros existentes si se estudian las curvas en el pasado se observa que hay períodos en que los promedios crecen y otros en que disminuyen, sin que pueda preverse la periodicidad de los mismos.

Estos ejemplos, que son típicos de la región cuyana, ponen en evidencia una vez más lo imperioso de contar con una red observacional homogénea y de alta calidad, asociada a métodos de procesamiento electrónico que garanticen la disponibilidad del dato en tiempo útil, e integrada con radiosondeos regulares con intercambio dinámico de datos (en este caso, con Chile) y fundamentalmente que se realicen estudios hidrometeorológicos completos con medios adecuados.

Debe señalarse la enorme trascendencia que en un futuro próximo tendrá para la hidrología el empleo de sensores remotos en satélites meteorológicos. Programas mundiales de gran magnitud, como el denominado Global Atmospheric Research Program (GARP) pondrán a disposición de todos los países una cantidad extraordinaria de datos que, aunque con el propósito primario de formular

pronósticos numéricos, acrecentarán sin duda el acervo en el conocimiento hidrológico. Nuestro problema será el tener los medios adecuados para procesar esa enorme información proveniente de globos a gran altura y de satélites artificiales. La vigilancia Meteorológica Mundial y el Eolo son otros programas de investigación que influirán a corto plazo en el desarrollo de nuestras redes de observación, en los métodos de procesamiento e, incluso, en el tratamiento de los estudios teóricos vinculados a la hidrometeorología.

En nuestro país será necesario realizar un amplio plan de estudios dentro del marco del Decenio Hidrológico Internacional y de la Vigilancia Meteorológica Mundial. Algunos de esos estudios son:

- 1) Investigación integral de la evaporación en superficies libres (determinación directa y cálculo indirecto, estudios comparativos, por balance de radiación y de masas) y Evapotranspiración.
- 2) Balance del flujo de vapor de agua en la atmósfera por el método de Palmen;
- 3) Transferencia de masa y transmisión de calor en la capa baja;
- 4) Estudios sobre regímenes de precipitación;
- 5) Balances hídricos de cuencas;
- 6) Estudios sobre lluvias intensas de corta duración;
- 7) Influencia de las precipitaciones sobre el derrame;
- 8) Determinación de precipitación media durante tormentas, por medio de radar;
- 9) Influencia de factores meteorológicos en las variaciones de nivel, cantidad y temperatura de las aguas;
- 10) Oscilaciones de la capa freática por factores meteorológicos;
- 11) Estudios sobre aplicación de instrumental automático;
- 12) Investigaciones sobre pronósticos hidrometeorológicos;
- 13) Seiches;
- 14) Estudios glacionivológicos y su relación con el derrame;
- 15) Precipitación máxima probable y transposición de tormentas;
- 16) Estudios limnológicos y su vinculación con meteorología;
- 17) Estudios con isótopos radiactivos.

Con referencia a la utilización de radioisótopos en hidrología, se vislumbra su creciente importancia, tanto en lo que respecta al uso de trazadores radiactivos y estables como a la medición de densidad y humedad en suelos y estratos, con instrumental especial.

#### BIBLIOGRAFIA

**Berry E., Bollay, E. y Beers, W. R., 1945: Handbook of Metereology Mc Graw Hill New York.**

**Bruce, J., y Clark, R., 1964: Introduction to Hydrometeorology, Pergamon Press, New York.**

*Consejo Federal de Inversiones, 1961: Recursos hidráulicos superficiales. Evaluación de los recursos naturales de la Argentina, Buenos Aires.*

*Galmarini, A. y Raffo, J. M., 1963: Condiciones de aridez y humedad en la República Argentina.*

*Grupo conjunto CEPAL-CFI, 1964: Los recursos hidráulicos en la Argentina, Buenos Aires.*

*Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA): Diversas publicaciones seriadas del Instituto de Suelos y Agrotécnia, Revista IDIA.*

*Meteóros, 1950-1955: Varios artículos, Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires.*

*Meteorológica, 1969-1973: Varios Artículos. Centro Argentino de Meteorólogos. Buenos Aires.*

*Organización Meteorológica Mundial (OMM): Diversas publicaciones técnicas y científicas.*

*Organización Meteorológica Mundial (OMM): Guía de prácticas hidrometeorológicas. Ginebra.*

*Quintela, R., Medina, L. y Piazza, L., 1970: Contribución al conocimiento del régimen de evaporación en la Argentina. Buenos Aires.*

*Subsecretaría de Recursos Hídricos: Diversos documentos del Comité Intergubernamental de Información Hídrica.*

*Unión Geodésica y Geofísica Internacional (UGGI): Publicaciones de Asambleas Generales.*

*Ven-Te-Chow, 1964: Handbook of applied hidrology. Mc Graw Hill., New York.*

*Wiesner, C. J., 1970: Hydrometeorology. Chapman and Hall.*

## UNA PROYECCION CILINDRICA SECANTE EQUIVALENTE DERIVADA DE LA CARTA DE LAMBERT

VICTOR BURIEK

Dirección Provincial de Vialidad, Tucumán  
Instituto de Geodesia y Topografía,  
Universidad Nacional de Tucumán

**Se presenta una modificación de la proyección cilíndrica de Lambert mediante una contracción en el sentido de los paralelos. Como compensación se efectúa una dilatación a lo largo de los meridianos. Así se obtiene una nueva proyección con la ventaja sobre la original de ser aplicable a regiones alejadas del ecuador.**

**A modification of the Lambert's equivalent cylindric projection by means of contraction along the parallels, is given. A dilatation along the meridians is carried out as a counterbalance. A new map projection is thus obtained with the advantage over the original projection of being useful for regions far from the equator.**

En primer lugar realizaremos un breve análisis de la carta cilíndrica equivalente de Lambert (figura 1).

En esta carta los meridianos se representan por rectas paralelas al eje de las  $y$ , e igualmente espaciadas para iguales incrementos de la longitud. Los paralelos a su vez son rectas horizontales espaciadas según la función seno de la latitud. El ecuador con el eje de las  $x$  y está en su verdadero desarrollo.

En consecuencia las ecuaciones fundamentales de la proyección equivalente de Lambert son:

$$x = \lambda \qquad y = \text{sen } \varphi$$

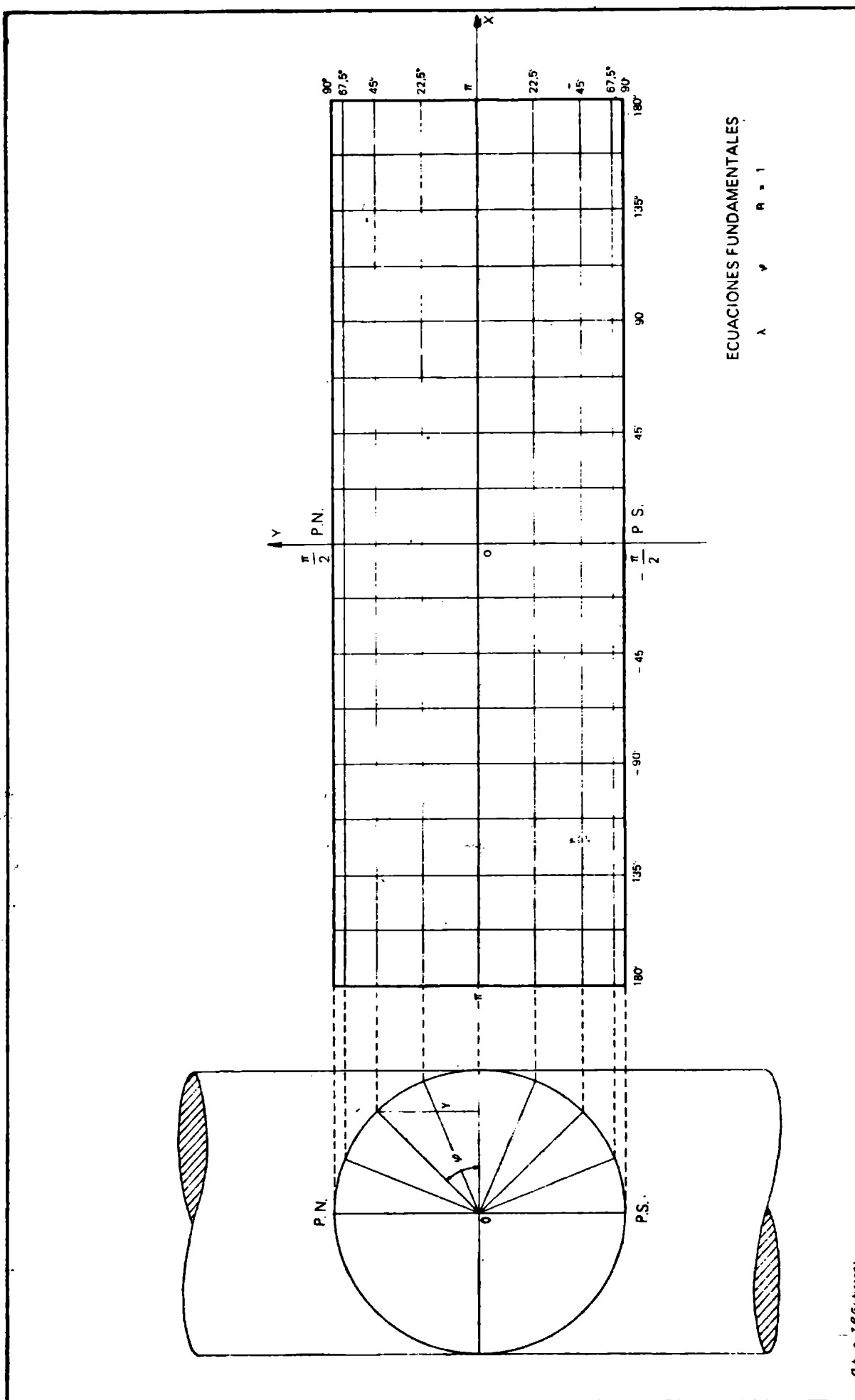


Figura 1. Carta cilíndrica equivalente de Lambert. (Canevas)



Las derivadas parciales de las coordenadas planas de la carta en función de los parámetros  $(\varphi, \lambda)$  son:

$$\frac{\partial x}{\partial \varphi} = 0 \quad \frac{\partial y}{\partial \lambda} = \cos \varphi \quad \frac{\partial x}{\partial \lambda} = 1 \quad \frac{\partial y}{\partial \varphi} = 0$$

y los coeficientes de Gauss para el plano de la representación serán:

$$E_1 = \frac{\partial x}{\partial \varphi}^2 + \frac{\partial y}{\partial \varphi}^2 = \cos^2 \varphi$$

$$F_1 = \frac{\partial x}{\partial \varphi} \frac{\partial x}{\partial \lambda} + \frac{\partial y}{\partial \varphi} \frac{\partial y}{\partial \lambda} = 0$$

$$G_1 = \frac{\partial x}{\partial \lambda}^2 + \frac{\partial y}{\partial \lambda}^2 = 1$$

Se puede ahora calcular los módulos lineales en las direcciones de los meridianos y paralelos (razón de aumento o medida de la distorsión). Los módulos lineales miden la alteración de longitudes elementales en las direcciones consideradas.

$$m_m = \frac{1}{M} \sqrt{E_1} \quad m_p = \frac{1}{r} \sqrt{G_1}$$

Para la representación de la esfera las fórmulas se reducen a

$$m_m = \sqrt{E_1} = \sqrt{\cos^2 \varphi} = \cos \varphi$$

$$m_p = \frac{1}{\cos \varphi} \sqrt{G_1} = \sec \varphi \cdot \sqrt{1} = \sec \varphi$$

Este resultado nos dice que la proyección está contraída en el sentido de los meridianos, ya que  $\cos \varphi$  es siempre menor que la unidad, salvo sobre el ecuador donde  $\cos 0^\circ = 1$  y no hay allí alteración lineal.

### 38 UNA PROYECCIÓN CILINDRICA . . .

Por el contrario, los paralelos de la carta están todos dilatados con respecto a su magnitud real ya que  $\sec \varphi$  es menor que la unidad para toda latitud, salvo sobre el ecuador, donde  $\sec 0^\circ = 1$ .

En consecuencia el ecuador de la carta (eje de las  $x$ ) es una línea automecoica o isométrica central en la cual no existe anamorfismo.

El cálculo del módulo areal (o alveolar) nos da:

$$k = a \cdot b = m_m \cdot m_p = \cos^2 \varphi \quad \sec \varphi = 1$$

El resultado obtenido indica que la proyección considerada es equivalente o equiárea.

En principio esta proyección es apta para representar zonas próximas al ecuador donde no existe anamorfismo, o sea no hay alteración de distancias, ni de áreas, ni angular. En las vecindades del ecuador la carta presenta características de isometría.

Pero a medida que nos alejamos del ecuador la distorsión aumenta considerablemente, lo que hace que la proyección tenga utilidad muy limitada.

Para corregir un tanto los inconvenientes de la proyección de Lambert nos proponemos presentar una nueva representación, a la que llegaremos por dos pasos o etapas sucesivas.

En primer lugar, efectuaremos una contracción de la carta de Lambert en el sentido de los paralelos (coordenada  $x$ ) figura 2. Esta contracción transforma la carta de tangente en secante y representa dos paralelos arbitrarios en su verdadero desarrollo. El ecuador reduce su longitud y pierde así el carácter de línea automecoica. La contracción se obtiene multiplicando la coordenada  $x$  por el coseno de la latitud correspondiente a la de los paralelos que deseamos representar en su verdadero desarrollo.

Sea esta latitud  $\varphi_0$ . Las ecuaciones fundamentales quedarán de la siguiente forma

$$x = \cos \varphi_0 \cdot \lambda \quad y = \operatorname{sen} \varphi$$

El análisis de la nueva proyección es el siguiente:

$$\frac{\partial x}{\partial \varphi} = 0 \quad \frac{\partial y}{\partial \varphi} = \cos \varphi \quad \frac{\partial x}{\partial \lambda} = \cos \varphi_0 \quad \frac{\partial y}{\partial \lambda} = 0$$

$$E_1 = \left( \frac{\partial x}{\partial \varphi} \right)^2 + \left( \frac{\partial y}{\partial \varphi} \right)^2 = \cos^2 \varphi$$

$$F_1 = \frac{\partial x}{\partial \varphi} \cdot \frac{\partial x}{\partial \lambda} + \frac{\partial y}{\partial \varphi} \cdot \frac{\partial y}{\partial \lambda} = 0$$

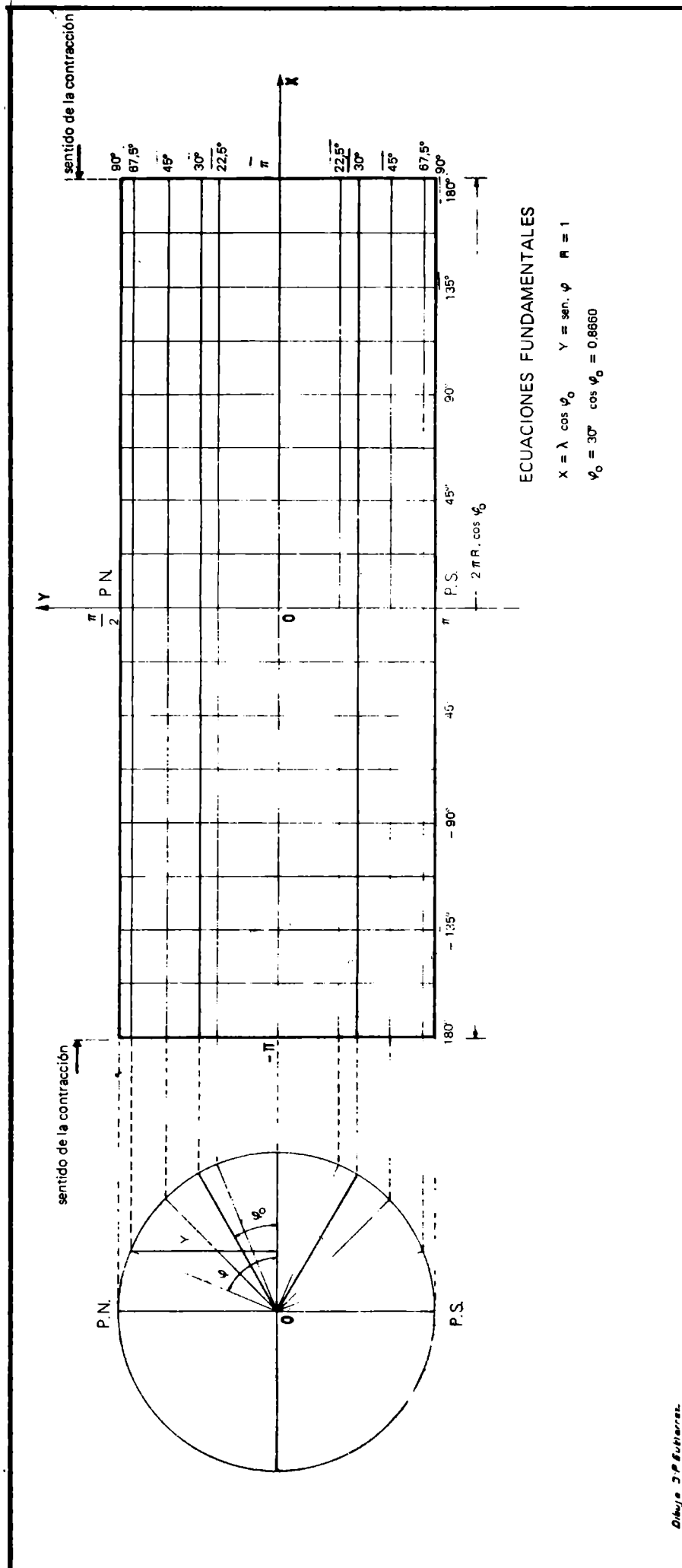


Figura 2. Representación secante derivada de la carta de Lambert por contracción de abscisas (Canevas).

$$G_1 = \frac{\partial x}{\partial \lambda}^2 + \frac{\partial y}{\partial \lambda}^2 = \cos^2 \varphi_0$$

$$m_m = \frac{1}{M} \sqrt{E_1} = \sqrt{E_1} = \cos \varphi$$

$$m_p = \frac{1}{r} \sqrt{G_1} = \frac{1}{\cos \varphi} \sqrt{G_1} = \sec \varphi \cos \varphi_0$$

Luego las características de la proyección varían un tanto respecto a la analizada anteriormente.

Los meridianos continúan contraídos según el coseno o sea que los paralelos se "aplastan" en las proximidades del polo en ambos hemisferios.

A su vez la alteración lineal de los paralelos depende de la latitud

Así, para  $|\varphi| < |\varphi_0|$   $m_p = \sec \varphi \cos \varphi_0 < 1$

o sea, en la zona de la carta comprendida entre latitudes  $\pm \varphi_0$ , los paralelos, incluidos el ecuador, están representados en una longitud menor que la real,

y para  $|\varphi| = |\varphi_0|$   $m_p = \sec \varphi_0 \cos \varphi_0 = 1$

o sea, en las latitudes  $\pm \varphi_0$ , los paralelos están en su verdadero desarrollo

Sin embargo los paralelos  $\pm \varphi_0$  no son líneas automecánicas por cuanto el módulo lineal no es la unidad en la dirección del meridiano sino  $m_m = \cos \varphi_0 < 1$ . Este defecto se corregirá en el segundo paso o etapa de transformación de la carta de Lambert según se propone.

En la carta secante o pseudosecante que estamos analizando, el módulo areal vale  $\cos \varphi_0$ , lo que nos dice que a pesar de no valer la unidad, el módulo constante indica el carácter de equivalencia de la proyección. Existe solamente un problema de escala para llegar al módulo areal unidad.

Dado que esta última proyección carece de isómetras, se propone ahora una modificación para que el resultado sea una carta equivalente con desdoblamiento de la isómetra central de Lambert en dos isómetras simétricas a la latitud arbitraria  $\varphi_0$  (figura 3).

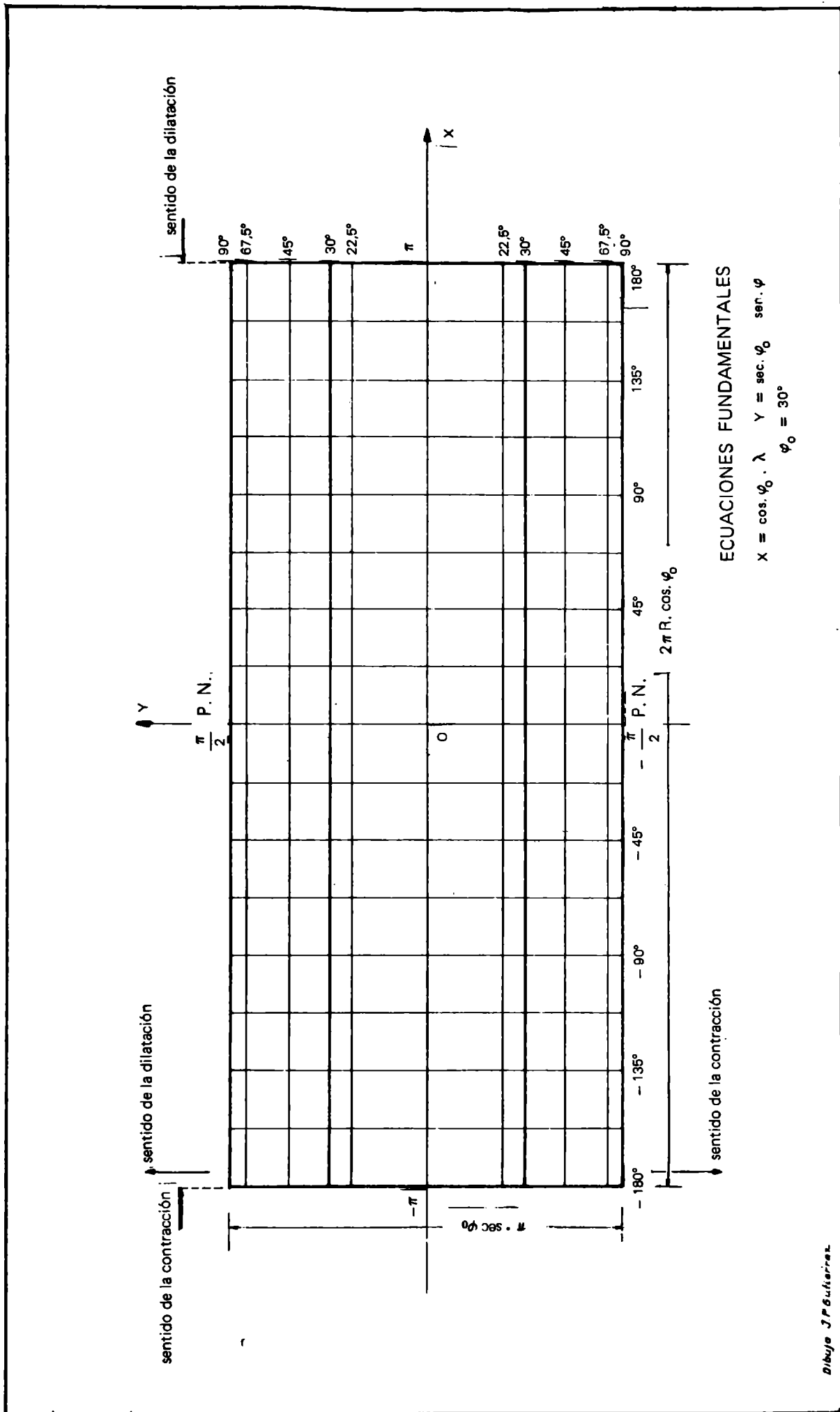


Figura 3. Carta Secante equivalente con dos isómetras derivada de la carta de Lambert.

Para conseguir esta carta bastará realizar la contracción en sentido de las  $x$  propuesta anteriormente, y además, una "dilatación" compensatoria en el sentido de los meridianos (eje de las  $y$ ). En consecuencia, se propone una representación cilíndrica secante equivalente, cuyas ecuaciones fundamentales sean:

$$x = \cos \varphi_0 \cdot \lambda \quad y = \sec \varphi_0 \cdot \text{sen } \varphi$$

El análisis de esta proyección arroja los siguientes resultados:

$$\frac{\partial x}{\partial \varphi} = 0 \quad \frac{\partial x}{\partial \lambda} = \cos \varphi_0 \quad \frac{\partial y}{\partial \varphi} = \sec \varphi_0 \cdot \cos \varphi \quad \frac{\partial y}{\partial \lambda} = 0$$

$$E_1 = \left( \frac{\partial x}{\partial \varphi} \right)^2 + \left( \frac{\partial y}{\partial \varphi} \right)^2 = \sec^2 \varphi_0 \cdot \cos^2 \varphi$$

$$F_1 = \frac{\partial x}{\partial \varphi} \frac{\partial x}{\partial \lambda} + \frac{\partial y}{\partial \varphi} \frac{\partial y}{\partial \lambda} = 0$$

$$G_1 = \left( \frac{\partial x}{\partial \lambda} \right)^2 + \left( \frac{\partial y}{\partial \lambda} \right)^2 = \cos^2 \varphi_0$$

Los módulos lineales en las direcciones de meridianos y paralelos valen ahora: (Para la esfera terrestre  $M = N = R = 1$ ):

$$m_m = \frac{1}{M} \sqrt{E_1} = \sqrt{E_1} = \sec \varphi_0 \cdot \cos \varphi$$

$$m_p = \frac{1}{R} \sqrt{G_1} = \frac{1}{N \cdot \cos \varphi} \sqrt{G_1} = \sec \varphi \cdot \cos \varphi_0$$

Estos nos dice que los meridianos de la carta han sufrido una dilatación con respecto a la carta de Lambert.

En efecto, para  $|\varphi| < |\varphi_0|$ , los meridianos con  $m_m > 1$ ,  $m_m = \cos \varphi / \cos \varphi_0$  están dilatados con respecto a su verdadero desarrollo. Esto sucede en la zona de latitudes comprendidas entre  $-\varphi_0$  y  $+\varphi_0$ , incluyendo el ecuador.

Para  $|\varphi| = |\varphi_0|$ , se tiene  $m_m = \sec \varphi_0 \cos \varphi_0 = 1$  o sea que en las latitudes  $\varphi = \pm \varphi_0$  los meridianos están en su verdadero desarrollo.

Y para  $|\varphi| > |\varphi_0|$  resulta  $m_m < 1$ . Por sobre la latitud  $\varphi_0$ , o por debajo de  $-\varphi_0$ , los meridianos se contraen aunque algo más paulatinamente que en la carta de Lambert.

A su vez los paralelos están contraídos, incluyendo el Ecuador de la carta, para latitudes comprendidas entre  $\varphi = -\varphi_0$  y  $\varphi = +\varphi_0$  donde el módulo  $m_p < 1$ .

$$\text{Para } \varphi = \varphi_0 \quad m_p = \sec \varphi_0 \cos \varphi_0 = 1$$

lo que significa que a la latitud  $\pm \varphi_0$  los paralelos, lo mismo que los meridianos están en su verdadera magnitud. Por lo tanto las dos líneas de la carta  $\varphi = \pm \varphi_0$  son isómetras o líneas automecoicas, a lo largo de las cuales no existe ningún anamorfismo. Este resultado se confirma con el resultado del módulo areal. En efecto:

$$k = a \cdot b = m_m \cdot m_p = \sec \varphi_0 \cos \varphi \cos \varphi_0 \sec \varphi = 1$$

lo que significa que la carta es equivalente y el módulo es la unidad en toda ella, sin problemas de escala.

Esta carta, propuesta por la Cátedra de Cartografía del Instituto de Geodesia y Topografía de la Universidad Nacional de Tucumán, arroja ventajas sobre la carta de Lambert y la secante sin isómetras, propuestas anteriormente como transición para llegar a la presente. Se puede utilizar esta proyección secante equivalente para cualquier latitud  $\varphi_0$  en cuya zona se desea cartografiar, siempre que esta latitud no sea muy elevada, de manera que la contracción de los paralelos pudiera resultar exagerada.

Logicamente la carta de Lambert queda incluida como un caso particular de esta proyección propuesta.

En efecto para  $\varphi_0 = 0^\circ$  las ecuaciones fundamentales de la proyección se reduce a:  $x = \cos 0^\circ \cdot \lambda$ ;  $y = \sec 0^\circ \cdot \sin \varphi$  y como  $\cos 0^\circ = \sec 0^\circ = 1$  queda:  $x = \lambda$ ;  $y = \sin \varphi$  como la carta de Lambert. Es decir, la carta tangente es un caso particular de la carta secante con dos isómetras laterales y simétricas.

Abundando un tanto en el análisis de esta proyección propuesta, podemos calcular la alteración del acimut de una dirección en la superficie terrestre al ser representada.

La fórmula a aplicar es la siguiente:

$$\text{tg } \alpha' = \frac{m_p}{m_m} \cdot \text{tg } \alpha \quad \text{reemplazando}$$

#### 44 UNA PROYECCION CILINDRICA ...

$$\operatorname{tg} \alpha' = \frac{\cos \varphi_0 \sec \varphi}{\sec \varphi_0 \cos \varphi} \quad \operatorname{tg} \alpha = (\cos^2 \varphi_0 \sec^2 \varphi) \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

Luego, para  $\varphi < \varphi_0$ ,  $\cos^2 \varphi_0 \sec^2 \varphi < 1$ ; o sea:  $\operatorname{tg} \alpha' < \operatorname{tg} \alpha$  y  $\alpha' < \alpha$

lo que significa que el acimut de la carta disminuye por la representación, o sea que las direcciones tienden a "aplastarse" sobre el meridiano.

Por el contrario, para  $\varphi > \varphi_0$ ,  $\cos^2 \varphi_0 \sec^2 \varphi > 1$  y  $\alpha' > \alpha$  es decir los acimutes representados son mayores que los originales, o sea que las direcciones de la carta se "aplastan" hacia el paralelo.

Finalmente, cuando  $\varphi = \varphi_0$  se tiene  $\cos^2 \varphi_0 \sec^2 \varphi_0 = 1$  lo que significa  $\alpha' = \alpha$ .

En consecuencia no existe alteraciones de direcciones y por supuesto tampoco existe alteración angular.

Ello ya se había supuesto por tratarse en  $\varphi = \pm \varphi_0$  de una línea automecica en cada hemisferio.

Allí la proyección tiene características de conforme, equivalente y equidistante o sea de una isometría.

La elipse de Tissot de esta carta se expresa por

$$\frac{x^2}{\sec^2 \varphi_0 \cos^2 \varphi} + \frac{y^2}{\cos^2 \varphi_0 \sec^2 \varphi} = 1$$

en toda la representación.



## ACERCA DEL DEFASAJE DE LA RESPUESTA DE LOS SISMOGRAFOS ELECTROMAGNETICOS

SIMON GERSHANIK  
Observatorio Astronómico  
Universidad Nacional de la Plata

Intuitivamente resulta poco aceptable la afirmación de que la respuesta de los sísmógrafos electromagnéticos pueda producir adelanto de fase sobre un movimiento sinusoidal del suelo. Se reconsidera por ello la solución de las ecuaciones diferenciales que la describen. Incluyendo en la misma el movimiento propio del captor y del galvanómetro, que habitualmente se omite, se obtiene fórmulas detalladas de la solución de las que se puede sacar el proceso que sigue la respuesta hasta quedar acompasada con la causa que la provoca. Siguiendo el proceso en diversos movimientos sinusoidales excitadores se puede ver que en efecto el defasaje puede ser no sólo negativo sino también positivo.

Se destaca además que asignando a las primeras ondas el defasaje que corresponde al movimiento acompasado se puede cometer errores importantes. Se propone por ello una forma de operar con los registros más conveniente que la habitual, con la que se puede lograr más exactitud en la hora de llegada de una fase.

According to the usual phase shift curves, the seismograph not only may be delayed but also may be advanced in phase with respect to the earth movement exciting it.

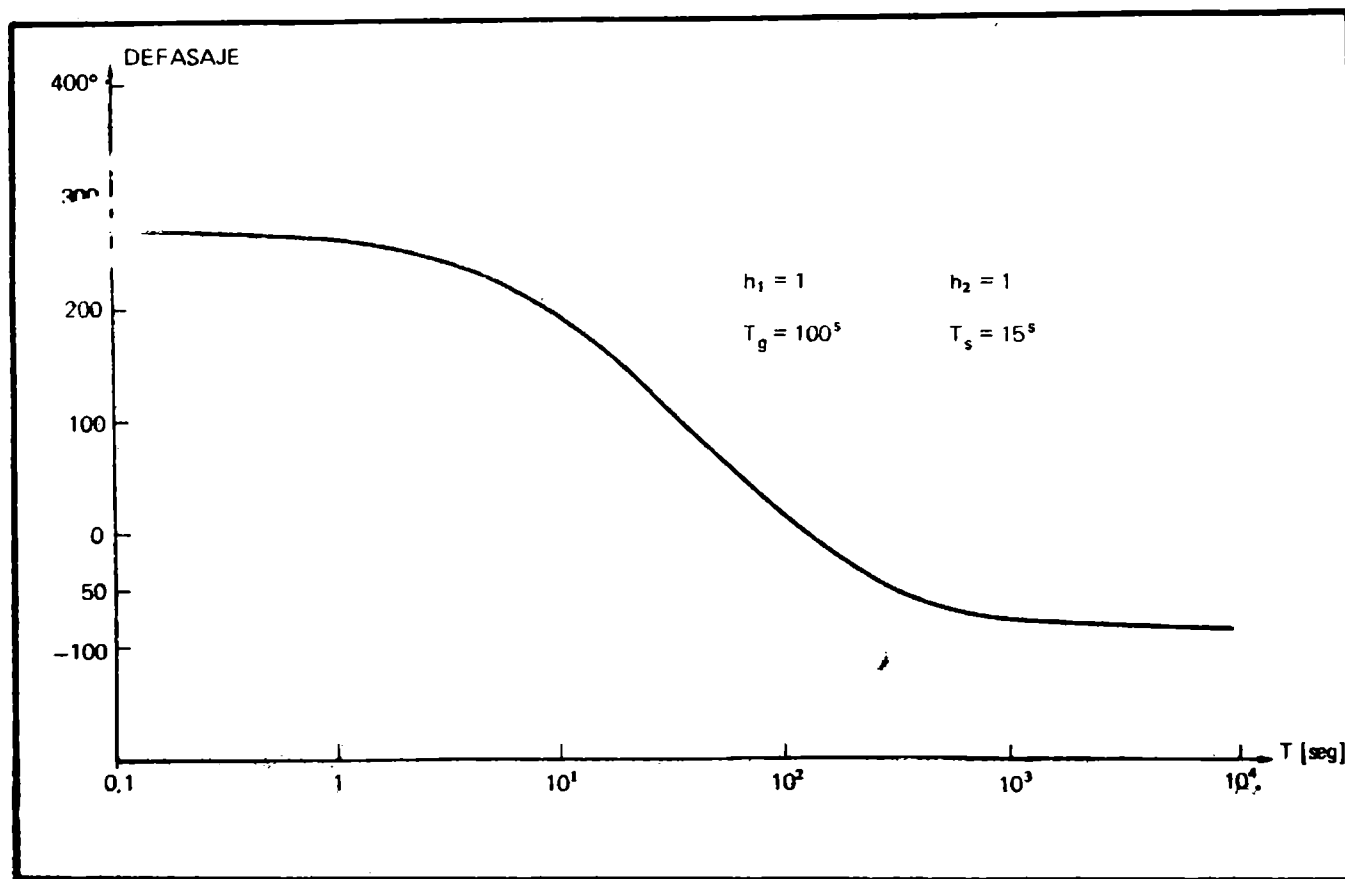
As an advanced shift is not evident at once, the seismograph equations are considered, and the process which leads either to an advanced or to a delayed phase shift is explained by means of curves obtained from the solution in which the proper motion is included.

Detailed expressions of the solution are given, and from values obtained with them it is seen that significant errors may be made assuming for the first wave the shift given by the usual curves. Indications for record processing are therefore given, which allow more accuracy to be obtained for the phases arrival time.

## I. INTRODUCCION

Al interpretarse la respuesta de los sismógrafos a la acción del movimiento del suelo suele hacerse la suposición simplificada de que éste sea sinusoidal, y en base de ello que aquélla se presenta con un defasaje variable desde atrasos de  $270^\circ$  hasta adelantos de  $90^\circ$  de acuerdo a curvas semejantes a las de la figura 1.

Intuitivamente resulta aceptable que la respuesta del sismógrafo se presente con atraso de fase respecto del movimiento del suelo que la provoca, pero no así que ella se presente con adelanto. En vista de ello pareció aconsejable reexaminar el problema de la respuesta de los sismógrafos en procura de una clarificación al respecto.



*Figura 1. Respuesta de fase de un sismógrafo en la suposición simplificada que se excita con un movimiento sinusoidal.*

Lo primero que puede advertirse en tal sentido es que a los referidos defasajes se llega cuando en la solución de las ecuaciones diferenciales que describen el movimiento de los sismógrafos se omite la contribución del movimiento propio de sus partes captora e inscriptoras. Estimamos por ello conveniente establecer cómo resultan ser los hechos cuando en la solución no se hace esa omisión, y aprovechar las expresiones respectivas para ver además de qué orden son los errores que puede cometerse operando en la forma habitual.

El tratamiento de ecuaciones diferenciales incluyendo el movimiento propio ha sido hecho en múltiples trabajos entre los que cabe mencionar el de Eaton (1957), el de Gershanik (1963) y el de Morenos Tévar (1969), pero con propósitos distintos.

Propósitos más parecidos a los del presente trabajo en cambio han sido incluidos en uno de Rybner (1931), en el que se presentaron expresiones y resultados útiles a los mismos. Pero esas expresiones se han dado en forma un tanto compacta y los resultados citados no cubren la cuestión sino en parte. Queremos por lo tanto proporcionar en el presente trabajo expresiones más detalladas, y asimismo algunos resultados más obtenidos con ellos que amplían los de Rybner y junto con éstos ilustrar acerca de la modalidad de los hechos investigados.

## II. EXPRESIONES OBTENIDAS

El homenaje a la sencillez suponemos en nuestras consideraciones que la reacción del galvanómetro sobre el captor es pequeña y usamos por ende las ecuaciones diferenciales siguientes, de las cuales se puede igualmente extraer una información bastante aproximada acerca del comportamiento de los sismógrafos:

$$\ddot{\varphi} + 2 h_1 n_1 \dot{\varphi} + n_1^2 \varphi = - \frac{\ddot{q}}{l_r} \quad n_1 = \frac{2 \pi}{T_s} \quad (1)$$

$$\ddot{\Psi} + 2 h_2 n_2 \dot{\Psi} + n_2^2 \Psi = k \varphi \quad n_2 = \frac{2 \pi}{T_g} \quad (2)$$

En ellas entendemos respectivamente por:  
 $\varphi$  y  $\psi$  el movimiento del captor y del galvanómetro,  
 $h_1$  y  $h_2$  su grado de amortiguamiento,  
 $T_s$  y  $T_g$  sus períodos propios,  
 $q$  el movimiento del suelo,  
 $l_r$  el largo reducido del captor y  
 $k$  el coeficiente de transmisión.

De estas ecuaciones procuramos las soluciones para el caso que sea  $q = 0$  para  $t \leq 0$  y  $q = q_0 \sin \omega t$  para  $t > 0$  y las condiciones iniciales

$$\begin{aligned} \varphi &= 0 & \dot{\varphi} &= 0 \\ \psi &= 0 & \dot{\psi} &= 0 \\ & \text{para } t = 0 \end{aligned}$$

y consideramos las nueve combinaciones de  $h_1$   $h_2$  que figuran en la tabla siguiente:

TABLA I

$h_1$	$h_2$		
	$<1$	$=1$	$>1$
$<1$	1	4	7
$=1$	2	5	8
$>1$	3	6	9

En ella, los números 1 a 9 sirven para designar la respectiva combinación. Así, el número 6 corresponde a la combinación  $h_1 > 1$ ,  $h_2 = 1$ , y el número 1 a la combinación  $h_1 < 1$ ,  $h_2 < 1$ .

Resolviendo el sistema (1) se encuentra que:

$$\varphi = f_1(t) + \frac{q_0 H_1}{I_r} \operatorname{sen}(\omega t - \nu_1) \quad \psi = f_2(t) + \frac{kq_0}{I_r} \frac{H_1 H_2}{\omega} \cos(\omega t - \nu_1 - \nu_2) \quad (3)$$

expresiones en las que

$$H_1 = \frac{1}{\sqrt{(1-u_1^2)^2 + 4h_1^2 u_1^2}} \quad \operatorname{tg} \nu_1 = \frac{2h_1 u_1}{u_1^2 - 1} \quad u_1 = \frac{T}{T_s} \quad (4)$$

$$T = \frac{2\pi}{\omega}$$

$$H_2 = \frac{1}{\sqrt{(1-u_2^2)^2 + 4h_2^2 u_2^2}} ; \quad \operatorname{tg} \nu_2 = \frac{2h_2 u_2}{u_2^2 - 1} ; \quad u_2 = \frac{T}{T_g}$$

$f_1$  = movimiento propio del captor

$f_2$  =  $x + y$

$y$  = movimiento propio del galvanómetro

$x$  = movimiento del galvanómetro correspondiente al movimiento propio del captor.

En las tablas II, III y IV damos las expresiones que resultan  $f$ ,  $x$  e  $y$ , así como para los elementos que entran en esas expresiones.

En las condiciones recomendadas por Galitzin, es decir para  $n_1=n_2$ ,  $h_1=h_2=1$ ,  $h_2 = 1$ , las expresiones de  $M_1$  y  $M_2$  que figuran en la tabla III dejan de ser aplicables. Pero resolviendo el sistema (1) (2) en especial para dicho caso se obtiene:

$$\psi = \frac{k q_0}{I_r} \frac{H_1 H_2}{\omega} \cos(\omega t - \nu_1 - \nu_2) + (A + Bt + Ct^2 + Dt^3) e^{-n_1 t}$$

con:

$$A = \frac{k q_0}{I_r} \frac{H_1 H_2}{\omega} \cos(\nu_1 + \nu_2)$$

$$C = \frac{k}{2} (b - n_1 a)$$

$$B = n_1 A - \frac{k q_0}{I_r} H_1 H_2 \sin(\nu_1 + \nu_2) \quad D = \frac{k n_1 \omega}{6} \frac{H q_0}{I_r} \cos \nu_1$$

Para contar con más valores ilustrativos, además de los que puede sacarse del trabajo de Rybner, aplicamos las fórmulas obtenidas al caso del equipo de período largo de las estaciones de la red homogénea internacional, es decir al caso en que sea  $T_s = 15^s$  y  $T_g = 100^s$ , pero para el amortiguamiento supusimos que fuera  $h_1 = h_2 = 1$ .

Los cálculos se hicieron para  $T = 5, 30, 55, 80, 105, 150, 250, 350$  y  $450$  segundos. Los valores obtenidos permitieron dibujar las curvas de respuesta de las figuras 2, 3, 4 y 5. En ellas el movimiento excitador está representado por la línea fina y la respuesta de los sismógrafos por línea gruesa.

Las figuras muestran que la iniciación de la respuesta en todos los casos se verifica al mismo tiempo que el movimiento excitador, es decir *sin defasaje*; pero que este último se va produciendo luego progresivamente. Ello se hace visible en el momento de los máximos y mínimos, que no sólo puede resultar atrasado, sino en efecto adelantado respecto del movimiento excitador, lo que ocurre cuando  $T > T_g$ .

TABLA III  
Expresiones variables con la mortalidad de  $h_1$

	$h_1 < 1$	$h_1 = 1$	$h_1 > 1$
$f_1$	$(a \cos \mu_1 t + b \operatorname{sen} \mu_1 t) e^{-h_1 n_1 t}$	$(a + bt) e^{-n_1 t}$	$a e^{\eta_1 n_1 t} + b e^{\eta_2 t}$
$a$	$\frac{q_0 H_1}{l_r} \operatorname{sen} \nu_1$	$\frac{q_0 H_1}{l_r} \operatorname{sen} \nu_1$	$\frac{\eta_2 \operatorname{sen} \nu_1 - \frac{\omega}{n_1} \cos \nu_1}{\eta_2 - \eta_1} \frac{H_1 q_0}{l_r}$
$b$	$\frac{j}{\mu_1} (n_1 h_1 a - \frac{q_0 H_1 \omega}{l_r} \cos \nu_1)$	$n_1 a - \frac{q_0 H_1 \omega}{l_r} \cos \nu_1$	$\frac{\frac{\omega}{n_1} \cos \nu_1 - \eta_1 \operatorname{sen} \nu_1}{\eta_2 - \eta_1} \frac{H_1 q_0}{l_r}$
$\gamma_1$	$(\gamma_1 \cos (\mu_1 t - \chi) + \gamma_2 \operatorname{sen} (\mu_1 t - \chi)) e^{-h_1 n_1 t}$	$(\gamma_1 + \gamma_2 t) e^{-t}$	$\gamma_1 e^{\eta_1 n_1 t} + \gamma_2 e^{-t}$
$\gamma_2$	$\frac{k (b \mu_1 - h_1 n_1 a)}{\xi}$	$(b - n_1 a) k + 2 \gamma_2 (n_1 - h_2 n_2)$	$\frac{-k \eta_1 n_2 a}{n_2^2 + h_1^2 \eta_2^2 - 2 h_2^2 n_2 n_1 \eta_1}$
$\gamma_3$	$\frac{-k (a \mu_1 + h_1 n_1 b)}{\xi}$	$-n_1 k b$	$\frac{-k \eta_1 n_1 b}{n_2^2 + h_1^2 \eta_2^2 - 2 h_2^2 n_2 n_1 \eta_1}$
$P$	$-\gamma_1 \cos \chi + \gamma_2 \operatorname{sen} \chi - \frac{H_1 H_2 q_0 k}{l_r \omega} \cos (\nu_1 + \nu_2)$	$-\gamma_1 + \frac{H_1 H_2 q_0 k}{l_r \omega} \cos (\nu_1 + \nu_2)$	$-\gamma_1 + \gamma_2 + \frac{H_1 H_2 q_0 k}{l_r \omega} (\nu_1 + \nu_2)$
$Q$	$\frac{1}{n_2} [\gamma_1 (\mu_1 \operatorname{sen} \chi - h_1 n_1 \cos \chi) + \gamma_2 (n_1 \operatorname{sen} \chi + \mu_1 \cos \chi) + \frac{H_1 H_2 q_0 k}{l_r} \operatorname{sen} (\nu_1 + \nu_2)]$	$\frac{-1}{n_2} [n_1 \gamma_1 - \gamma_2 - \frac{H_1 H_2 q_0 k}{l_r} \operatorname{sen} (\nu_1 + \nu_2)]$	$\frac{1}{n_2} [\frac{H_1 H_2 q_0 k}{l_r} \operatorname{sen} (\nu_1 + \nu_2) - n_1 (\eta_1 \gamma_1 + \eta_2 \gamma_2)]$

$$\mu_1 = n_1 \sqrt{1 - h_1^2}$$

$$\eta_1 = h_1 - \sqrt{h_1^2 - 1}$$

$$\eta_2 = h_1 + \sqrt{h_1^2 - 1}$$

$$\xi = [(n_2^2 - \mu_1^2 + h_1^2 n_1^2 - 2 h_1 h_2 n_1 n_2)^2 + 4 \mu_1^2 (n_2 h_2 - n_1 h_1)^2]^{1/2}$$

$$\chi = \arctan \frac{2 \mu_1 (n_2 h_2 - n_1 h_1)}{n_2^2 - \mu_1^2 + h_1^2 n_1^2 - 2 h_1 h_2 n_1 n_2}$$

TABLA IV  
Expresiones variables con la modalidad de  $h_1$  y de  $h_2$

$h_2 < 1$	
$h_1$	
$< 1$	$= 1$
$> 1$	$> 1$
$A = -\gamma_1 \cos X + \gamma_2 \operatorname{sen} X - \frac{kq_0 H_1 H_2}{\omega l r} \cos (\nu_1 + \nu_2)$	$-\frac{kq_0 H_1 H_2}{\omega l r} \cos (\nu_1 + \nu_2)$
$B = \frac{1}{\mu_2} [h_2 n_2 A + \gamma_1 (h_1 n_1 \cos X - \mu_1 \operatorname{sen} X) - \gamma_2 (\mu_1 \cos X + h_1 n_1 \operatorname{sen} X) - \frac{kq_0 H_1 H_2}{l r} \operatorname{sen} (\nu_1 + \nu_2)]$	$\frac{1}{\mu_2} [h_2 n_2 A + n_1 \gamma_1 - \gamma_2 - \frac{kq_0 H_1 H_2}{l r} \operatorname{sen} (\nu_1 + \nu_2)]$
$h_2 = 1$	
<p>A idem caso <math>h_2 &lt; 1</math></p>	<p>B idem caso <math>h_2 &lt; 1</math> pero sustituyendo <math>\frac{1}{\mu_2}</math> por la unidad</p>
$A = \frac{P \eta'_2 - Q}{\eta'_2 - \eta'_1}$	$B = \frac{Q - P \eta'_1}{\eta'_2 - \eta'_1}$

## III RESULTADOS NUMERICOS

Para contar con más valores ilustrativos de los que puede sacarse del trabajo de Rybner, aplicamos las fórmulas obtenidas al caso del equipo de período largo de las estaciones de la red homogénea internacional, es decir al caso en que sea  $T_s = 15^s$  v  $T_g = 100^s$ , pero para el amortiguamiento supusimos que fuera  $h_1 = h_2 = 1$ .

Los cálculos se hicieron para  $T = 5, 30, 55, 80, 105, 150, 250, 350$  y  $450$  segundos. Los valores obtenidos permitieron dibujar las curvas de respuesta de las figuras 2, 3, 4 y 5. En ellas el movimiento excitador está representado por la línea fina y la respuesta de los sismógrafos por la línea gruesa.

Las figuras muestran que la iniciación de la respuesta en todos los casos se verifica al mismo tiempo que el movimiento excitador, es decir *sin desfase*; pero que este último se va produciendo luego progresivamente. Ello se hace visible en el momento de los máximos y mínimos, que no sólo puede resultar atrasado sino en efecto adelantado respecto del movimiento excitador lo que ocurre cuando  $T > T_g$

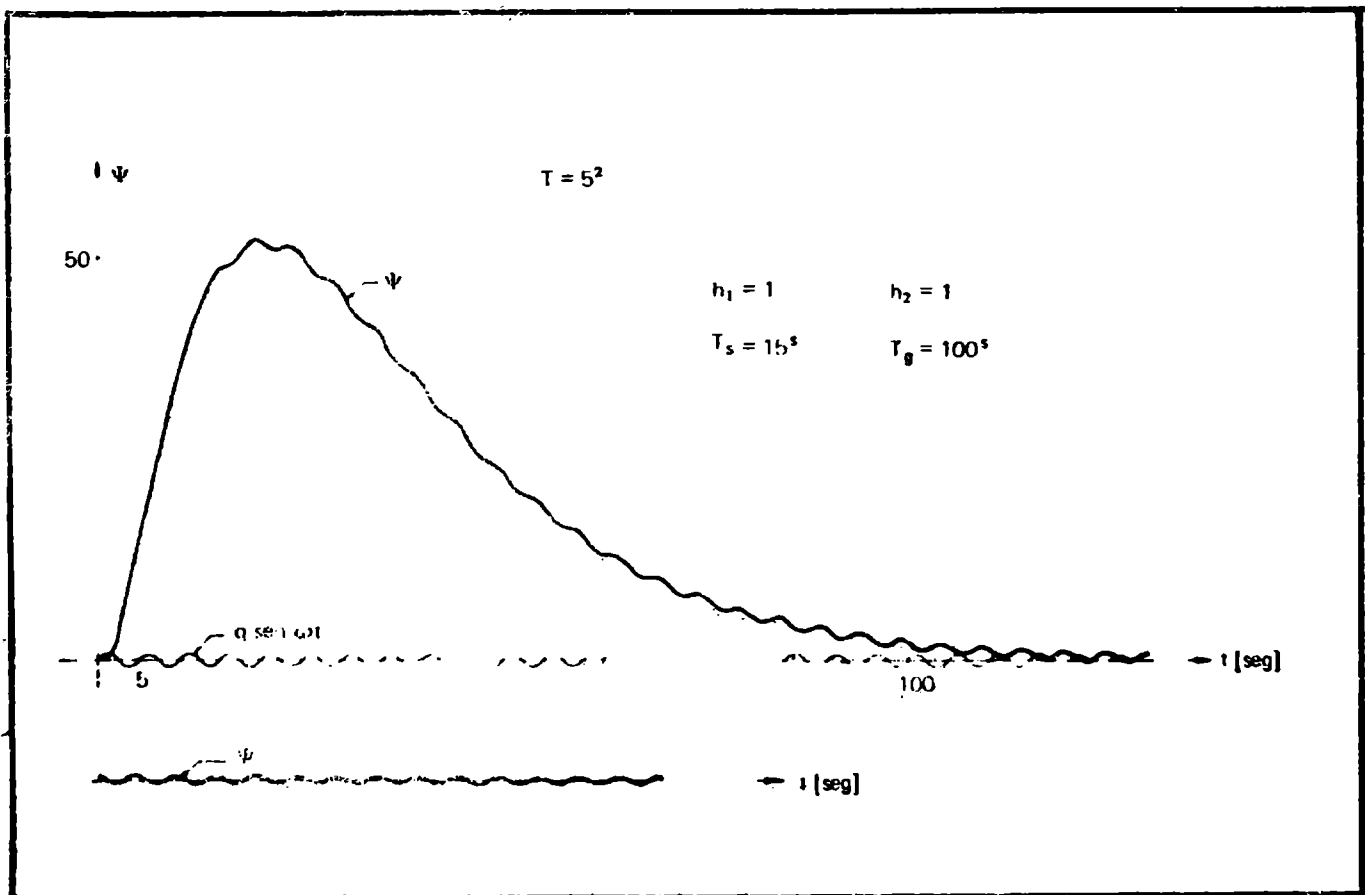


Figura 2. Respuesta correspondiente a un movimiento excitador de  $T = 5^s$



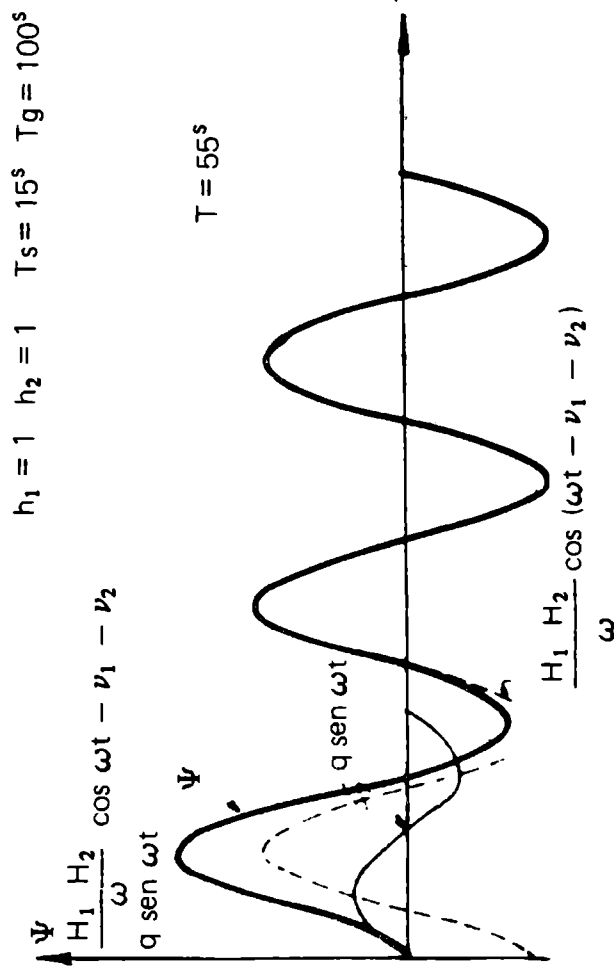
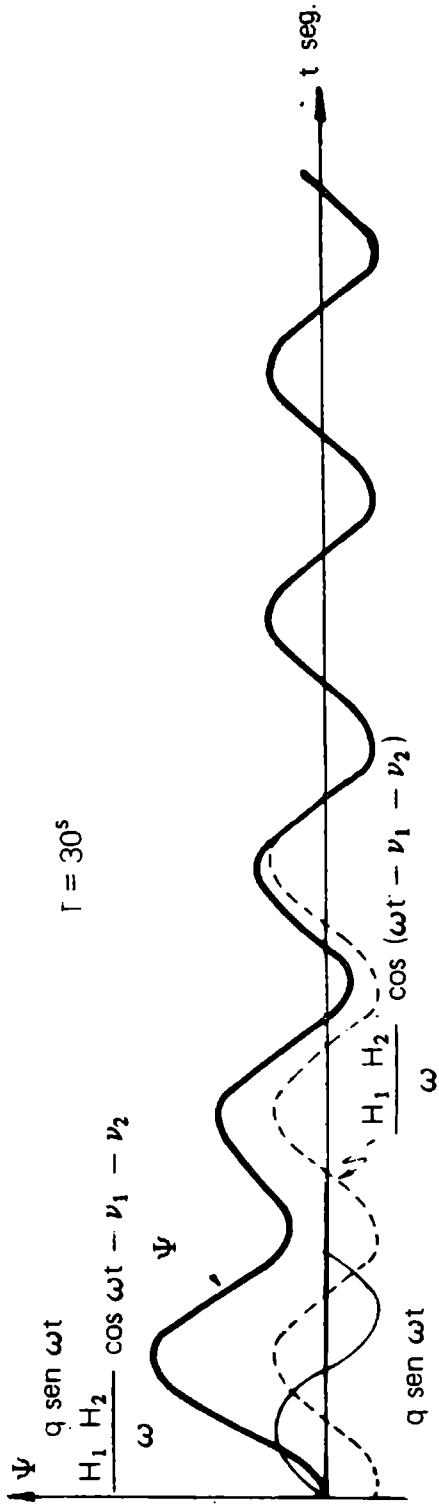


Figura 3. Respuesta correspondiente a un movimiento excitador  $T = 30^\circ$  y  $T = 55^\circ$ .

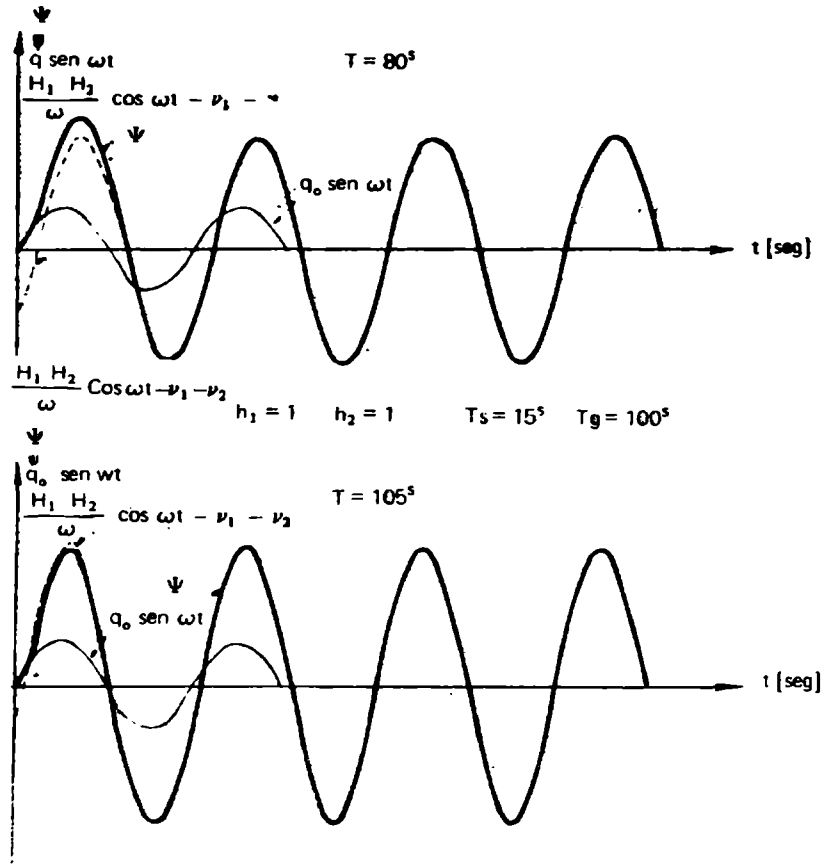


Figura 4. Respuestas a movimientos sinusoidales con  $T = 80^s$  y  $T = 105^s$ .

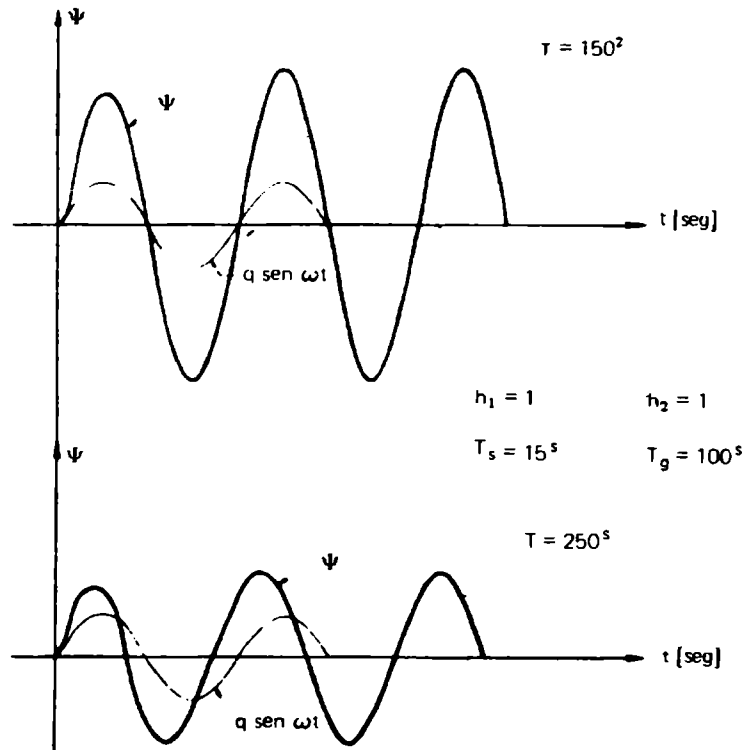


Figura 5. Respuestas a movimientos sinusoidales con  $T = 150^s$  y  $T = 250^s$ .

El exámen de las figuras muestra además que tanto la amplitud como el defasaje de la respuesta va variando en el curso del tiempo en un proceso que la conduce a lo que Morencos (loc. cit.) llama el *acompasamiento* con la causa excitadora, o sea que la conduce a identificarse con un movimiento del suelo, y cuya amplitud y defasaje serían los que se obtendría si  $f_2(t) = 0$ .

En las figuras 3 y 4 indicamos el movimiento acompasado con una línea de puntos, y en ella se ve que para  $T = 30^s$  la identificación se produce prácticamente después del 3er máximo; para  $T = 55^s$ , después del 2do; para  $T = 80^s$  y para  $T = 105^s$ , después del primero. Después del primero se produce también la identificación en el caso de períodos mayores.

En los casos de períodos pequeños, en cambio, la identificación se logra como lo muestra la figura 2 tras de un número muy crecido de oscilaciones.

En la figura 2 puede verse además que el galvanómetro se desplaza considerablemente de la posición de equilibrio.

En la práctica se nota pocas veces una respuesta así, lo que puede explicarse o bien porque el suelo suele estar agitado por un movimiento casi estacionario de período corto, o bien porque los transitorios suelen ser de muy poca duración.

TABLA V

T seg	$\gamma$		$\gamma_1$		$\gamma_2$		$\frac{V_1}{V}$	$\frac{V_2}{V}$
	Grados	Seg.	Grados	Seg.	Grados	Seg.		
5	227°40	3.16	241.91+6 $\pi$	18.36	160.88+6 $\pi$	17°23	73.84	72.51
30	109.73	9.14	112.42	9.37	98.06	8.17	3.17	2.03
55	62.89	9.61	56.15	8.58	61.40	9.38	1.59	1.06
80	33.92	7.54	30.20	6.71	34.05	7.57	1.15	1.00
105	13.47	3.93	14.47	4.22	13.47	3.93	0.97	1.00
150	- 11.20	- 4.67	- 3.19	- 1.33	- 11.19	- 4.66	0.86	1.00
250	- 39.53	- 27.45	- 23.41	- 16.26	- 39.53	- 27.45	0.82	1.00
350	53.20	- 51.72	- 33.95	- 33.00	- 53.20	- 51.72	0.84	1.00
450	- 61.12	- 76.40	- 40.56	- 50.70	- 61.12	- 76.40	0.86	1.00

Para completar la información acerca del comportamiento de la respuesta, damos en la tabla V el valor del defasaje en la primera y en la segunda onda de la misma, que designamos  $\gamma_1$  y  $\gamma_2$  respectivamente y el valor del defasaje que se obtiene considerando  $f_2(t) = 0$  y que designamos  $\gamma$ . Damos también en ella las relaciones  $V_1/V$  y  $V_2/V$  entre las amplificaciones de las ondas primera y segunda y la amplificación  $V$  que se tendría si fuera  $f_2(t) = 0$ .

Los valores de  $\gamma$  y  $V$  se calcularon directamente en base de las expresiones (4); en cambio los valores de  $\gamma_1$ ,  $\gamma_2$ ,  $V_1/V$  y  $V_2/V$  se obtuvieron por interpolación con un polinomio de 2° grado basada en valores discretos de  $\psi$  calculados con (3) para  $t$  variando a intervalos iguales a  $T/16$ .

La tabla pone en evidencia que el defasaje y la amplificación correspondientes a la primera onda pueden ser bastante distintos de los que tiene la respuesta cuando se ha logrado el acompasamiento. Si  $T$  es pequeño también lo son los correspondientes a las ondas siguientes, aunque en menor medida.

Como lo que  $\gamma_1$  y  $\gamma_2$  difieren de  $\gamma$  puede ser considerable, es evidente que en los estudios en los que importa conocer el defasaje de las ondas con que se opera, como lo son los basados en dispersión de ondas superficiales, se puede cometer errores apreciables si indiscriminadamente se les atribuye el valor  $\gamma$ .

En atención a esta posibilidad, creemos que en vez de tratar de corregir el instante máximo de las ondas del sismograma por defasaje, es mejor operar con el registro con el criterio que indicamos en años anteriores (1952), consistente en determinar  $q(t)$  en base de las ordenadas del registro, haciendo las operaciones indicadas en las ecuaciones diferenciales (1) y (2).

Al efecto se puede proceder como sigue: del registro se saca los valores digitizados  $\psi$  y por derivación numérica, usando tales valores, se obtiene  $\dot{\psi}$  y  $\ddot{\psi}$ , todo lo cual introducido en (2) permite obtener  $\dot{\varphi}$  si se conoce  $n_2$ ,  $h_2$ , y  $k$ .

En base de  $\dot{\varphi}$  se obtiene  $\ddot{\varphi}$  y  $\varphi$  respectivamente por derivación e integración numérica de  $\dot{\varphi}$ , y por sustitución en (1) se obtiene  $\ddot{q}(t)$ . Conociéndose  $\ddot{q}(t)$  se puede hallar  $\dot{q}(t)$  y por ende el valor de  $t$  para el cual  $q$  adquiere su valor máximo.

Aunque el número de operaciones a efectuar es un tanto crecido, ello resulta fácilmente realizable si se cuenta con un digitizador y con una computadora automática.

## AGRADECIMIENTOS

Los cálculos necesarios para el trazado de las curvas así como para la obtención de los valores de los defasajes y de la amplificación fueron hechos con la computadora electrónica IBM 360 de la Facultad de Ciencias Exactas de la Universidad de La Plata con programas preparados por la Lic. Carlota G. de Vacchino, a quien por ello le quedo particularmente agradecido. Deseo además dejar constancia de mi agradecimiento a los Srs. N. Corriols y J. Vigiani, quienes se encargaron de efectuar el dibujo de las figuras.

## BIBLIOGRAFIA

- Gershanik, S., 1952: Contribución a la teoría de los sismógrafos mecánicos. Publicaciones del Observatorio Astronómico de La Plata, Serie Geofísica VIII, 2**
- Gershanik, S., 1963: Elementos para determinar el amortiguamiento del receptor de sismógrafos electromagnéticos. Primeras jornadas chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, 15 al 19 de Julio de 1963. Asociación Chilena de Sismología e Ingeniería Antisísmica, v.1, A-4.**

- Eaton, J. P., 1957: Theory of the electromagnetic seismograph. Bulletin of the Seismological Society of America, v.47, -37-45.*
- Morencos, Tevar, J. 1969: Análisis de las respuestas de un sismógrafo electromagnético. Instituto Geográfico y Catastral, Madrid.*
- Rybner, J., 1931: Investigations on the Theory of the Galitzin Seismograph. Gerlands Beiträge zur Geophysik, v.31, p.259-281.*



## **PROGRAMA PARA UBICAR FENOMENOS SISMICOS MEDIANTE EL METODO DE GEIGER**

CARLOTA GERSHANIK  
Observatorio Astronómico  
Universidad Nacional de la Plata

**La experiencia pone de manifiesto que conviene disponer de recursos en una estación sismográfica para ubicar fenómenos sísmicos con precisión. Se preparó por ello un programa Fortran IV relativo al Método de iteración de Geiger para ser usado con ondas P, PKP y pP. El mismo es parecido al de Bolt, pero tiene algunas diferencias de importancia que se destacan. Se da su detalle y para ilustrar acerca de su estructura se proporciona un diagrama de flujo.**

**A Fortran IV program for the Geiger iterative Method for Earthquake location using P, PKP and pP, similar to the one outlined by Bolt, but with some significant differences has been prepared, and is presented in detail. Description of its main features and a flow diagram are also given.**

## I. INTRODUCCION

Si bien la ubicación de fenómenos sísmicos es una tarea que sistemáticamente realizan el Centro Internacional de Sismología (ISC), la Oficina Central Sismológica Internacional (BCSI) y la Oficina estadounidense para estudios oceánicos y atmosféricos (NOAA) resulta conveniente contar en una estación sismográfica con recursos para efectuar esa tarea en relación con fenómenos que entran en el área que con ella se puede cubrir, ya que la ubicación que adjudican los centros de cálculo citados para algunos fenómenos sísmicos, a veces, se presenta dudosa a la luz de la información que a su respecto se puede tener en la estación.

En vista de ello, y teniendo presente que el Método iterativo de Newton Raphson, conocido en Sismología como Método de Geiger, resulta eficiente cuando se dispone de datos no demasiado desfavorables para el cálculo, abordamos la elaboración de un programa Fortran IV para ese método, con el fin de emplearlo en la computadora IBM/360 modelo 50, que posee la Universidad Nacional de La Plata.

Programas de esta clase han sido preparados con anterioridad por otros autores, entre los que cabe mencionar a Bolt (1960) y Herrin, Taggart y Brown (1962); pero los mismos no se han publicado en detalle, sino sólo sus lineamientos fundamentales (\*). Pareció por ello conveniente al preparar el nuestro darlo a conocer no sólo en sus particularidades, sino también en extenso.

## II. PARTICULARIDADES DEL PROGRAMA

El problema de ubicar un fenómeno sísmico, como lo puntualizara S. Gershanik (1941, 1973) consiste en despejar las incógnitas  $H, \theta, \Lambda, Z$  de las ecuaciones de observación

$$t_i = H + f(\theta, Z) \quad (1)$$

en las cuales es:

$t_i$	la hora de llegada de una fase.
$H$	la hora de origen del fenómeno sísmico,
$Z$	profundidad,
$\theta$	distancia epicentral.

$$\cos \theta = 1 - 0.5 [(A' - A)^2 + (B' - B)^2 + (C' - C)^2]$$

$$A' = \cos \psi \cos \Lambda \qquad A = \cos \psi_i \cos \lambda_i$$

$$B' = \cos \psi \sin \Lambda \qquad B = \cos \psi_i \sin \lambda_i$$

$$C' = \sin \Lambda \qquad C = \sin \lambda_i$$

$$\operatorname{tg} \psi = 0.993277 \operatorname{tg} \Phi ; i \qquad \operatorname{tg} \psi_i = 0.993277 \operatorname{tg} \phi_i$$

(\*) El programa de Bolt nos ha sido accesible merced a que el autor tuvo la amabilidad de enviarnos una copia que nos resultó de mucha utilidad.



$\Phi$  y  $\psi$  respectivamente, la latitud geográfica y la latitud geocéntrica del epicentro,

$\phi_i$  y  $\psi_i$  las coordenadas análogas de una estación sísmica,

$\Lambda$  y  $\lambda_i$  la longitud del epicentro y de la estación respectivamente.

Para despejar las incógnitas en el Método de Geiger, se linealiza las ecuaciones (1) a partir de valores aproximados  $H_0, \psi_0, \Lambda_0, Z_0$  con lo que resultan en reemplazo de ellas las ecuaciones

$$\gamma = \Delta H + a\Delta\psi + b\Delta\Lambda + c\Delta Z \quad (2)$$

$$\text{con } \gamma = t - H_0 - f(\theta_0, Z_0)$$

$$a = \frac{\partial f}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \quad b = \frac{\partial f}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial \Lambda} \quad c = \frac{\partial f}{\partial Z}$$

Las derivadas de  $f$  se obtienen de las tablas de tiempo de propagación y para las de  $\theta$  se tiene

$$\frac{\partial \theta}{\partial \psi} = -\cos \alpha \quad \frac{\partial \theta}{\partial \Lambda} = -\cos \psi \operatorname{sen} \alpha \quad (*)$$

donde  $\alpha$  es el acimut de la estación.

De las ecuaciones (2) se despejan las correcciones  $\Delta H, \Delta\psi, \Delta\Lambda, \Delta Z$  se les agrega a  $H_0, \psi_0, \Lambda_0, Z_0$  con lo que se obtiene un nuevo punto de partida, y se reitera luego sucesivamente el proceso.

Cuando el número de ecuaciones (1) de que se dispone es superior a 4, el cálculo se hace por el método de mínimos cuadrados. El proceso en ese caso debe quedar detenido cuando se ha logrado que la función  $G$ , suma pesada de residuos cuadráticos sea un mínimo, o lo que es equivalente, como lo señalara S. Gershanik (1973) cuando el modulo  $D$  del gradiente de  $G$  es nulo.

Dicho modulo está dado por

$$D^2 = [pa\gamma]^2 + [pb\gamma]^2 + [pc\gamma]^2 + [p\gamma]^2$$

siendo  $p$  es el peso de la respectiva ecuación de observación.

(\*) En  $\partial\theta/\partial\Lambda$  suele omitirse  $\cos \psi$ , lo cual no es correcto.

Como es muy difícil lograr valores para los cuales  $D$  sea igual a 0, el cálculo puede detenerse cuando se ha llegado a un valor de  $D$  razonablemente pequeño.

El mismo autor señala como aceptable que sea

$$D < 20 \epsilon \sqrt{[p]}$$

donde por  $\epsilon$  se entiende el mínimo error asignable a los valores de  $t$  observados. Como este criterio está fundado en consideraciones que lo hacen muy plausible, el mismo fue adoptado en el programa que preparamos. Este último fue estructurado en forma parecida al de Bolt (loc. cit.) pero con las siguientes variantes

- a) Se usa el criterio recién señalado para detener el cálculo, lo cual es indudablemente más razonable que el usado por Bolt, y por Hemn, Taggart y Brown, consistente en detener el cálculo cuando las correcciones sucesivas son menores que una cantidad pequeña prefijada.
- b) La fase  $pP$  entra en el cálculo del mismo modo que  $P$  excepto que se le asigna un peso  $p$  cincuenta veces menor que a  $P$ .
- c) Excluye los datos cuyo error pesado  $\gamma_i \sqrt{P_i}$  es superior a  $5^s$  ó a 3 veces el error de la unidad de peso, lo que parece aconsejable teniendo en cuenta la baja probabilidad que tienen errores de esa magnitud.
- d) La exclusión se realiza en cada iteración, pero en cada una de ellas se vuelve a incluir los datos excluidos de una iteración precedente, toda vez que en la nueva iteración su error resulte menor que el límite señalado en c). Los datos que no entran en la iteración final quedan marcados con una señal en la página de salida.

El programa incluye el cálculo de los tiempos de recorrido por interpolación lineal doble de las tablas de Jeffreys Bullen, correcciones de los  $t$  por elipticidad y altura de la estación sobre el nivel del mar, que se efectúan con la fórmula de Bullen (1937).

$$\epsilon_1 = \Gamma(\theta_1)(h_0 + h_1 + h^*) + 0.14 h^*$$

en la cual  $\Gamma(\theta_1)$  es una función empírica encontrada por Bullen,  $h_0$  y  $h_1$  son las alturas del epicentro y de la estación sobre la esfera terrestre media y  $h^*$  es la altura de esta última sobre el nivel del mar.

También incluye el cálculo del error medio cuadrático de los resultados y la conversión de la latitud geocéntrica a geográfica.

Por ser iterativo, el Método de Geiger puede en algunos casos no ser convergente. En atención a ello se agregó la previsión de que el cálculo quede detenido si el número de iteraciones resulta superior a una cantidad prefijada razonablemente elevada.

Considerando las necesidades más inmediatas, el programa ha sido preparado para operar con las fases  $P$ ,  $PKP$  y  $pP$ , cuyos tiempos de propagación se grabaron en los discos de la computadora.

```

C**** OBSERVATORIO ASTRONÓMICO DE LA PLATA
C**** LISTA DE EPICENTROS METEÓROS DE GEIGER CON ELIMINAC DE ESTACIONES
COMMON IP(3,105),Z(160),OP(105),OPP(105),P(103,14),RESID(105),PFS(
IP(105),TEMP(5),COP(5),A(160,5),R(14,5),OCA(14,1),OCR(160),DC(160),D
DELTA(105),AZ(105),DIST(22),ALT(19),OT(3),MOT(2),OP1(105),OP2(105),
OP3(105),OP4(105),OPP2(105),OPP3(105),OPP4(105),NUMPRC(105),FLP(1
405),NM(105),Z1(14),NO(79),FECHA(6),SLAT(14),EPS(4),MN(160),
MNST,G,FPSU,PLAT,EPLONG,OPR(14),PK(71,14),POMP(79,14),OC(105),N,
GEPLAT,BR(14,5),MARK(105),MARKP(105),MARP(105,15),JT
DATA NN/07,NOP,NOPR,INA,ISA/OP,PKO,PO,PO,PO
LOGICAL PL,PKP
GRAD=57.29578
RAD=0.017453292
READ(5,1)INIT,JT,JM
C**** SI JT ES DISTINTO DE 1 IMPRIME LAS TABLAS GEOMÉTRICAS
C**** SI JM ES DISTINTO DE 1 IMPRIME LOS COEFICIENTES DE LAS EC. DE CRS.
C**** Y DE LAS EC. NORMALES
10 FORMAT(4I5)
CALL GRAB
43 READ(5,8,END=421)PLAT,OPR(1),OPP(1),OT(1),I=1,3),SE
((FECHA(I),I=1,5)
8 FORMAT(5H,1A,2,4A,10G=07,OPR(1),OPP(1),OPP(1),OPP(1),OPP(1),OP
1A2,5A4)
WRITE(6,1)
1 FORMAT(1H,1,1)
WRITE(6,8)PLAT,OPR(1),OPP(1),OT(1),I=1,3),SE
((FECHA(I),I=1,5)
I=1
11 READ(5,15)NUMERO(I),A=EV,OP1(I),OP2(I),OP3(I),OT(1,1),J=1,3),OPP
1(I),OPP2(I),OPP3(I)
15 FORMAT(15,2X4,2F6,0,57.1,1X4,2F6,0,57.1)
IF(NUMERO(I).EQ.0)GOTO 3000
IF(OP1(I).EQ.0)GOTO 3000
WRITE(6,16)NUMERO(I),A=EV,OP1(I),OP2(I),OP3(I),OPP1(I),OPP2(I),OP
1P3(I)
GO TO 17
401 WRITE(6,15)NUMERO(I),A=EV,OP1(I),OP2(I),OPP(1)
16 FORMAT(1H,14,1X4,2F6,0,57.1,2X4,2F6,0,57.1)
17 I=I+1
GO TO 11
402 N=I-1
NSE=0
MNST=N
DIVN=N
OTSEC=60.*(50.*OT(1)+OT(2)+OT(3))
GO TO 960 I=1,3)
MARP(I)=ISA
MARP(I)=ISA
MARK(I)=0
MARKP(I)=1
IF(OP1(I)-OT(1))GOTO 954,954,954
953 OP1(I)=OP1(I)+24
954 OP1(I)=60.*(50.*OP1(I)+OP2(I)+OP3(I))
C**** CALCULO DEL TIEMPO DE CORR. PARA EL EPICENTRO
OP(I)=OP(I)-OTSEC
IF(OP1(I).EQ.0)GOTO 360
IF(OP2(I)-OP1(I))GOTO 4006,4007,4007
4006 OP1(I)=OP1(I)-24
4007 OP2(I)=60.*(50.*OP1(I)+OP2(I)+OP3(I))
OP(I)=OP(I)-OTSEC
955 CONTINUE
GEPLAT=ATAN(1.002277*SIN(EPPLAT+RAD)/COS(EPPLAT+RAD))*RAD
41 CFO=COS(GEPLAT+RAD)
EPDCA=CFO*COS(EPLONG+RAD)
EPDCR=CFO*SIN(EPLONG+RAD)
EPDCC=SIN(GEPLAT+RAD)
LI=INT(ABS(GEPLAT/5.))+1
HEP=ALT(LI)+(ALT(LI+1)-ALT(LI))*(ABS(GEPLAT)-FLCAT((LI-1)*5))/5.
WRITE(5,41)
41 FORMAT(1H,10,5SENG,VECTORES DEL EPICENTRO)
WRITE(6,42)EPDCA,EPDCR,EPDCC
42 FORMAT(1H,1A=1,F4.5,2X,1P=1P,1X,3Y,1C=1C,1)
GO TO 49 I=1,N
J=NUMERO(I)
C**** CALCULO LA DISTANCIA EPICENTRAL
COEL=(1.-0.5*(OCA(J)-EPDCA)**2+(OCR(J)-EPDCR)**2+(OC(1)-EPDCC)**
12))
DELTA(I)=ATAN(SQRT(1./COEL*COEL)-1.))*RAD
IF(COEL)39,39,39
DELTA(I)=180.-DELTA(I)
39 L2=INT(ABS(SLAT(J)/5.))+1
M=ALT(L2)+(ALT(L2+1)-ALT(L2))*(ABS(SLAT(J))-FLCAT((L2-1)*5))/5.
L3=INT(DELTA(I)/5.))+1
END=DIST(L3)+(DIST(L3+1)-DIST(L3))*(DELTA(I)-FLCAT((L3-1)*5))/5.
C**** CALCULO DE LA CORRECCION DEL ELIPTICIDAD
3 FIP(I)=END*(HEP+M+M(I))+.14*MN(J)
IF(POF-Z1(I))GOTO 956,956,956
956 M2=1

```

64 PROGRAMA PARA UBICAR FENOMENOS SISMICOS

```

WRITE(6,781)
S=1
781 FORMAT(1H0,'PROFUNDIDAD CONSTREÑIDA A 739 KM DE LA SUPERFICIE?')
GO TO 828
945 IF (PROF-21(14))986,587,987
937 M2=14
PROF=21(14)
S=2
IF(6,782)
782 FORMAT(1H0,'PROFUNDIDAD CONSTREÑIDA A 739 KM DE LA SUPERFICIE?')
GO TO 828
946 GO TO 990 I=2,13
940 CONTINUE
941 M2=I
S=(PROF-21(14))/(21(14+1)-21(M2))
R=1
L5=N
S=0
M=
WRITE(6,785)
785 FORMAT(1H1,'DELTA (I) DELTA (I) CALT(I) ELP(I)??')
DO 140 I=1,N
J=NUMERO(I)
PL=.FALSE.
OKPL=.FALSE.
M1=INT(DELTA(I))+1
DELTA=ELCAT(M1-1)
P=DELTA(I)-DELTA
IF(DELTA-100.)115,111,111
111 IF(DELTA-140.)112,112,113
112 IF(110.-DELTA)118,113,113
113 RESID(I)=0.
NEST=N-1
DIVN=DIVN-1.
DO 1000 K=1.0
1000 A(I,K)=0.
WRITE(6,125)Z(J),DELTA(I)
125 FORMAT(1H ,34,1X7.2)
GO TO 145
115 PL=.TRUE.
IP(2,I)=ISR
IP(3,I)=ISR
C*** CALCULO DE LOS RESIDUOS
GRAD1=P(M1+1,M2)-P(M1,M2)
GRAD2=S*(P(M1+1,M2+1)-GRAD1-P(M1,M2+1))+GRAD1
GRAD3=(P(M1,M2+1)-P(M1,M2)+P*(P(M1+1,M2+1)-GRAD1-P(M1,M2+1)))/(21(
M2+1)-21(M2))
CALT=P(M1,M2)+S*(P(M1,M2+1)-P(M1,M2))+R*GRAD3
RESID(I)=IP(I)-CALT+ELP(I)
IF(MARK(I))5087,5087,5089
5084 AR=ABS(RESID(I))
IF(AR.GT.3.*EPSU)GO TO 7089
IF(AR.GT.5.)GO TO 7083
MARK(I)=0
MAR(I)=ISR
DIVN=DIVN+1
NEST=NEST+1
7080 A(I,1)=0.
GO TO 5083
5087 A(I,1)=1.
5089 WRITE(6,770)Z(J),DELTA(I),OP(I),CALT,ELP(I),MAR(I)
770 FORMAT(1H ,34,1X7.2,3F10.5,2YA2)
C*** CALCULO DEL ACIMUT
T1=DCA(J)-SIN(EPLONG*RAD)
T2=DCA(J)+C7S(EPLONG*RAD)
T3=SIN(DELTA(I)*RAD)
S7=(0.5*(T1+T1+T2+T2+DCC(J)*DCC(J)-1.)/T3
T1=DCA(J)-EPOCC*COS(EPLONG*RAD)
T2=DCA(J)-EPOCC*SIN(EPLONG*RAD)
T4=DCC(J)+C7S
C7=(0.5*(T1+T1+T2+T2+T4+T4)-1.)/T3
IF(ABS(C7).GT.1.)GO TO 6000
AZ(I)=ATAN(1./S09T((1./S7**2)-1.))*GRAD
GO TO 6000
6000 AZ(I)=0.
6001 IF(S7.GE.0.AND.C7.GE.0)GO TO 800
IF(S7.GE.0.AND.C7.LT.0)AZ(I)=180.-AZ(I)
IF(S7.LT.0.AND.C7.LE.0)AZ(I)=180.+AZ(I)
IF(S7.LT.0.AND.C7.GT.0)AZ(I)=360.-AZ(I)
700 IF(MARK(I))5300,5080,5089
C*** CALCULO DE LOS COEFICIENTES DE LAS EC. DE OBSERVACION
5300 A(I,2)=-1.*C7*GRAD3
A(I,3)=-1.*S7*GRAD3*GRAD3
A(I,4)=GRAD3
A(I,5)=RESID(I)
G=C*RESID(I)**2
M=M+1.

```

```

GO TO 5092
5089 DO 500 KM=2,5
5091 A(I,KM)=0.
5092 M3=M1
GO TO 977
119 M3=M1
M1=M1-110
IP(2,1)=NOPK
IP(3,1)=ISB
GRAD1=PKP(M1+1,M2)-PKP(M1,M2)
GRAD2=S*(PKP(M1+1,M2+1)-GRAD1-PKP(M1,M2+1))+GRAD1
GRAD3=(PKP(M1,M2+1)-PKP(M1,M2)+R*(PKP(M1+1,M2+1)-GRAD1-PKP(M1,M2+1)))/(Z1(M2+1)-Z1(M2))
CALC=PKP(M1,M2)+S*(PKP(M1,M2+1)-PKP(M1,M2))+R*GRAD3
GO TO 977
977 IF(OPP(I),EQ,99,OR,DELTA(I),GT,100.)GO TO 145
IF(DELTA(I),LT,23.)GO TO 145
IF(PROF,F).Z1(I))GO TO 145
M1=M3-23
IF(M2-NC(M1))974,975,975
974 S1=S
M4=M2
IISA=ISA
GO TO 976
975 IISA=ISA
M4=NC(M1)
S1=(PROF-Z1(M4))/(Z1(M4+1)-Z1(M4))
976 L5=L5+1
DIVN=DIVN+1.
M=M+0.02
***** CALCULO DE LOS RESIDUOS DE P CHICA P
972 GRAD1=PPMP(M1+1,M4)-PPMP(M1,M4)
GRAD2=S1*(PPMP(M1+1,M4+1)-GRAD1-PPMP(M1,M4+1))+GRAD1
GRAD3=(PPMP(M1,M4+1)-PPMP(M1,M4)+R*(PPMP(M1+1,M4+1)-GRAD1-PPMP(M1,M4+1)))/(Z1(M4+1)-Z1(M4))
CALC=PPMP(M1,M4)+S1*(PPMP(M1,M4+1)-PPMP(M1,M4))+R*GRAD3
RESIP(I)=OPP(I)-CALC
WRITE(6,791)OPP(I),CALC,I,ISB
771 FORMAT(1H,42X2F10.5,14)
IF(MARKP(I),EQ,0)GO TO 7000
7001 AR=ABS(RESIP(I))*SQRT(C.02)
IF(AR,GT,3.)RESIP(I)GO TO 145
IF(AR,GT,5.)GO TO 145
MARKP(I)=ISB
MARKP(I)=1
DIVN=DIVN+1
IF(MARK(I),EQ,1)GO TO 145
NEST=NEST+1
7000 W1=SQRT(C.02)
A(L5,1)=W1
A(L5,2)=-1.*C2*GRAD2*W1
A(L5,3)=-1.*S2*GRAD3*CF7*W1
A(L5,4)=GRAD2*W1
A(L5,5)=RESIP(I)*W1
G=G+0.02+R=RESIP(I)*R
GO TO 145
145 RESIP(I)=
145 CONTINUE
CALL MATN
SC=
DO 200 I=1,5
200 SC=SD+R(I,5)+4(I,5)
N=SQRT(SC)
IF(JM,EO,1)GO TO 7001
WRITE(6,797)
797 FORMAT(1H1,3H MATN (7 A//)
KMA=0
DO 5000 I=1,L5
IF(KMA,EO,73.)WRITE(6,797)
WRITE(6,993)(A(I,J),J=1,5),I=1,5)
5000 KMA=KMA+1
993 FORMAT(1H,5F10.5)
WRITE(6,799)
799 FORMAT(1H1,3H MATN (7 A//)
WRITE(6,996)((R(I,J),J=1,5),I=1,4)
996 FORMAT(1H,5F10.5)
7001 IF(D.LE.2.*SQRT(W).OR,NN,EO,NT)GO TO 36
35 CALL PAGE(1)
5996 CALL MINCJA
***** CORRECCION DE LA HORA DE ORIGEN Y DE LAS COORDENADAS INICIALES
NTSEC=NTSEC+COR(1)
OT(3)=AMN(NTSEC,AC)
TEMP1=(NTSEC-OT(3))/60.
OT(2)=AMN(TEMP1,AC)
OT(1)=(TEMP1-OT(2))/60.
CFPLAT=CFPLAT+COR(2)
FPLONG=FPLONG+COR(3)
PROF=PROF+COR(4)
DO 701 K=1,4

```

66 PROGRAMA PARA UBICAR FENOMENOS SISMICOS

```

OP(K)=OP(K)-COR(1)
IF(OPP1(K).EQ.09)GO TO 701
OPP(K)=OPP(K)-COR(1)
701 CONTINUE
NN=NN+1
GO TO 31
16 FPSU=SQRT(G/(DIVN*4.))
R(1,5)=1.
DO 180 J=2,4
31 R(J,5)=0.
IF(JM.FO.1)GO TO 7002
WRITE(6,788)
WRITE(6,886)((R(I,J),J=1,5),I=1,4)
7012 DO 262 I=1,4
DO 262 J=1,5
257 R(I,J)=R(I,J)
CALL MINCIA
FPS(1)=FPSU*SQRT(COR(1))
IF(JM.FO.1)GO TO 7003
WRITE(6,896)(COR(J),J=1,4)
7003 DO 290 J=1,3
DO 260 I=1,4
DO 260 JJ=1,5
250 R(I,JJ)=RR(I,JJ)
R(J,5)=1.
R(J+1,5)=1.
RR(J,5)=R(J,5)
IF(JM.FO.1)GO TO 7004
WRITE(6,5091)
5091 FORMAT(1H0,2H MATE 17 R/1)
WRITE(6,896)((R(I,JJ),JJ=1,5),I=1,4)
7004 CALL MINCIA
IF(JM.FO.1)GO TO 350
WRITE(6,896)(COR(K),K=1,4)
390 EPS(J+1)=FPSU*SQRT(COR(J+1))
417 EPLAT=(ATAN(SIN(GEPLAT*PI)/COS(GEPLAT*PI)*.993277))*.GFAD
420 CALL PAG(1)
NN=0
IF(NSF.FO.1)GO TO 47
WRITE(6,7000)
7000 FORMAT(1H1,1H )
L5=N
NSF=1
DO 5082 I=1,N
AR=ABS(RESIP(I))
IF(AR.GE.5)GO TO 5082
IF(AR.LT.3.*FPSU)GO TO 5082
5282 MARK(I)=1
MARP(I)=ISA
DIVN=DIVN-1.
J=NUMERO(I)
WRITE(6,4790)I,NUMERO(I),J(J),RESIP(I),MARP(I)
4790 FORMAT(1H ,2I4,2X4,2X4,3,2)
DO 5084 J=1,5
5084 A(I,J)=0.
5087 IF(OPP1(I).EQ.09..OR..RESIP(I).EQ.0)GO TO 5182
L5=L5+1
AR=ABS(RESIP(I))*SQRT(0.02)
IF(AR.GE.5)GO TO 5087
IF(AR.LT.3.*FPSU)GO TO 5082
5087 MARKP(I)=1
MARP(I)=ISA
DIVN=DIVN-1.
DO 5085 J=1,5
5085 A(L5,J)=0.
IF(MARK(I).EQ.1..AND..MARP(I).EQ.1)NEST=NEST-1
GO TO 5082
5182 IF(MARP(I).EQ.1)NEST=NEST-1
5082 CONTINUE
CALL MATN
GO TO 5886
421 CALL EXIT
END
SUBROUTINE MINCIA
***** RESUELVE EL SISTEMA DE EC. NORMALES
COMMON IP(3,105),Z(160),OP(105),OPP(105),P(103,14),RESIP(105),RESI
IP(105),TEMP(5),COR(5),A(160,5),R(4,5),DCA(160),DCR(160),DCC(160),N
2FLTA(105),AZ(105),DIST(22),ALT(19),NT(3),MNT(2),OP1(105),OP2(105),
3OP3(105),OPP1(105),OPP2(105),OPP3(105),LON(105),NUMERO(105),FLP(1
405),NM(105),Z1(14),NC(17),FECHA(A),SLAT(160),EPS(4),HN(160),
5NEST,G,FPSU,EPLAT,EPLONG,PROF,Z,PKP(71,14),POMP(78,14),DC(105),N,
6GEPLAT,BA(4,5),MARK(100),MARKP(100),MARP(100),MARP(100),L5,JT
DO 254 L=1,4
IMAX=L
PIVMAX=R(L,L)
228 LP=L+1
IF(LP=4)229,229,2=1
251 IF(R(4,4))256,249,2=6

```

```

245 COR(4)=0.
GO TO 250
229 DO 233 I=LP,4
IF (ABS(P1VMAX)-ABS(B(I,L)))230,235,239
230 P1VMAX=B(I,L)
IMAX=I
235 CONTINUE
DIVI1=B(IMAX,L)
DO 240 K=L,5
TEMP(K)=B(I,K)
B(I,K)=B(IMAX,K)
B(IMAX,K)=TEMP(K)
240 B(L,K)=B(L,K)/DIVI1
I=L+1
252 DO 254 I=1,4
FMULTB=R(I,L)
DO 254 K=L,5
254 B(I,K)=B(I,K)-R(L,K)*FMULTB
256 COR(4)=R(4,5)/R(4,4)
259 I2=4
260 SIGMA1=0.
DO 262 J=I2,4
262 SIGMA1=SIGMA1+B(I2-1,J)*COR(J)
I2=I2-1
COR(I2)=R(I2,5)-SIGMA1
IF (I2)265,265,26C
265 RETURN
END
SUBROUTINE GRAR
C**** LEF TABLAS GRABADAS Y DATOS FIJOS DE LAS ESTACIONES
COMMON IP(3,105),Z(167),OP(105),OPP(105),P(103,14),RESID(105),RESI
IP(105),TMP(5),COR(5),A(160,5),R(4,5),DCA(160),DCB(160),DCC(160),D
ZELTA(105),AZ(105),DIST(22),ALT(19),OT(3),MOT(2),OP1(105),OP2(105),
OP3(105),OPP1(105),OPP2(105),OPP3(105),LORD(105),NUMERO(105),ELP(1
405),NM(105),Z1(14),NC(78),FECHA(6),SLAT(160),EPS(4),HN(160),
SNEST,G,EPSU,EOLAT,EPLONG,PROF,D,PKP(71,14),PPMP(78,14),DC(105),N,
GEPLAT,RR(4,5),MARK(100),MARKP(100),MARP(100),MARP(100),L5,JT
REWIND 1
READ(1,1)P
1 FORMAT(13F6.1)
REWIND 2
READ(2,23,EVD=4)((PKP(I,J),I=1,71),J=1,14)
23 FORMAT(11F7.1)
REWIND 3
READ(3,1,EN)=6)((PPMP(I,J),I=1,78),J=2,14)
REWIND 4
READ(4,9)Z1
9 FORMAT(13F6.2)
REWIND 11
READ(11,10)INC
11 FORMAT(26I3)
REWIND 8
READ(8,11)ALT
11 FORMAT(19F4.2)
REWIND 9
READ(9,12)DIST
12 FORMAT(20F4.3)
REWIND 13
IPA=160
READ(10,13)(Z(I),DCA(I),DCB(I),DCC(I),SLAT(I),I=1,IPA)
REWIND 15
READ(15,30)HN
30 FORMAT(11AF5.3)
13 FORMAT(A4,3F9.6,F9.4)
223 IF(JT.EQ.1)GO TO 7C07
WRITE(6,2)
2 FORMAT(1H1,'TABLA DE P'//)
K=0
DO 24 I=1,133
IF(K.EQ.79)40WRITE(6,2)
WRITE(6,2)((P(I,J),J=1,14)
24 K=K+1
3 FORMAT(1H ,14F8.1)
4 WRITE(6,5)
5 FORMAT(1H1,'TABLA DE PKP'//)
WRITE(6,2)((PKP(I,J),J=1,14),I=1,71)
6 WRITE(6,7)
7 FORMAT(1H1,'TABLA DE PCHP'//)
WRITE(6,2)((PPMP(I,J),J=2,14),I=1,78)
8 FORMAT(1H ,3X13FR.1)
WRITE(6,14)
14 FORMAT(1H1,'COORDENADAS EN KM'//)
WRITE(6,15)Z1
15 FORMAT(1H ,14F7.2)
WRITE(6,16)
16 FORMAT(1H2,'ALTURA SOBRE LA ESFERA'//)
WRITE(6,11)ALT
WRITE(6,17)
17 FORMAT(1H),F(DELTA)'/

```

```

WRITE(6,10) DIST
19 FORMAT(1H,214.9)
WRITE(6,19)
19 FORMAT(1H, 'NUMERO DE COLUMNA HASTA EL QUE SE PUEDE CALCULAR EN LA
TABLA PCMA, PARA CADA DELTA')
WRITE(6,10) NC
WRITE(6,200)
200 FORMAT(1H,46X,'ARREV',AX,PA',10X,'R',11X,'C'//)
K=0
DO 22 I=1,IPA
IF(K.EQ.74) WRITE(6,20)
WRITE(6,21) I, Z(I), DCA(I), DCR(I), DCC(I), SIAT(I), HNE(I)
22 K=K+1
21 FORMAT(1H,1)X14,2X44,4XFS,4,2(2XFS,6),2XFS,4,2X16,3)
7000 RETURN
END
SUBROUTINE PAG(IP)
C**** IMPRIME PAG. DE SALIDA
COMMON IP(3,105),Z(160),DP(105),DPP(105),P(103,14),RESID(105),PFS(
IP(105),TEMP(5),COR(5),A(160,5),R(4,5),DCA(160),DCR(160),DCC(160),D
DELTA(105),AZ(105),DIST(22),ALT(19),OT(3),MOT(2),CP1(105),CP2(105),
CPP3(105),DPP(105),DPP2(105),DPP3(105),LON(105),NUMERO(105),ELP(1
405),NM(105),Z1(14),NC(74),FFCHA(6),SIAT(160),EPS(4),HN(160),
NEST,G,EPSU,FLAT,EPLONG,PROF,D,PKP(71,14),PBMP(74,14),DC(105),N,
GEPLAT,BR(4,5),MARK(100),MARKP(100),MAP(100),MAPP(100),L5,JT
MOT(1)=OT(1)
MOT(2)=OT(2)
DO 953 I=1,N
953 DC(I)=DELTA(I)
DO 188 K=1,N
RICA=DC(K)
LORD(K)=K
DO 187 J=1,N
IF(BIGA-DC(J))186,187,187
186 BIGA=DC(J)
LORD(K)=J
187 CONTINUE
J=LORD(K)
188 DC(I)=0.
WRITE(6,161)(FFCHA(I),I=1,5)
161 FORMAT(1H,5A4)
IF(IP.EQ.1)GO TO 120
WRITE(6,190)(MOT(I),I=1,2),OT(3),GEPLAT,EPLONG,PROF,NEST,G,D
190 FORMAT(1H,2HH=213,F7.2/5H LAT=F9.4/6H LONG=F9.4/6H PROF=F7.2/1H,
174,11H ESTACIONES/23H C-SUMA DE RESIDUOS CUAD RESADOC=F14.8/13H MC
(CGRAD G)=E14.8/)
WRITE(6,152)
152 FORMAT(1H,2) 29X4H DISTX2H47X4H D OT4X4H FSP4X5H DP 3X6H RES PD/)
MRR=0
DO 189 M=1,1
MRR=MRR+1
J1=N-MRR+1
I=LORD(J1)
J2=NUMERO(I)
IF(PRESID(I).EQ.0)GO TO 13
IF(PRESID(I).NE.0.AND.RESID(I).EQ.0)GO TO 12
MOPP3=AMOD(DP(I),60.)
MOPP2=(DP(I)-MOPP3)/60.
MOPP1=AMOD(DPP(I),60.)
MOPP2=(DPP(I)-MOPP1)/60.
WRITE(6,253)Z(J2),DELTA(I),AZ(I),MOPP2,MOPP3,RESID(I),MAP(I),MOPP2,C
199 MOPP3,RESID(I),MAPP(I)
253 FORMAT(1H,19X,44,2XFS,2,2XFS,1,2(15,FS,1),F7.1,A2))
GO TO 189
12 MOPP3=AMOD(DP(I),60.)
MOPP2=(DP(I)-MOPP3)/60.
WRITE(6,253)Z(J2),DELTA(I),AZ(I),MOPP2,MOPP3,RESID(I),MAP(I)
GO TO 139
13 WRITE(6,253)Z(J2),DELTA(I),AZ(I)
199 CONTINUE
GO TO 200
120 WRITE(6,153)(MOT(I),I=1,2),OT(3),EPS(1),FLAT,PROF(2),EPLONG,EPS(2)
1,PROF,EPS(4),NEST,EPS(5),D
153 FORMAT(1H,2HH=213,F6.2,3X2H+/-F7.2,1X3HSG/5H,LAT=F9.2,5X2H+/-F7.
12,1X4HG2370S/4H LONG=F9.2,4X2H+/-F7.2,1X7H GRADOS/4H PROF=F5.0,7X3
2H4/-F7.2,1X2HX M/1H,15,ESTACIONES/23H FERR MC MEDIO CUAD UAIT=F14.
3X/25H G=F14.8 DE RESID RESADOC=F14.8/13H MC(CGRAD G) F14.8/)
WRITE(6,164)
164 FORMAT(1H,2) 39X4H DIST,AX2H47X4H FSP4X5H MRR PD/)
MRR=0
DO 199 M=1,1
MRR=MRR+1
J1=N-MRR+1
I=LORD(J1)
J2=NUMERO(I)
MOPP1=DP(I)
MOPP2=DPP(I)
MOPP3=DPP(I)
MOPP2=MOPP3(I)

```



```

IF (RESID(I).EQ.0. AND. OPP1(I).EQ.99.) WRITE (6,254) Z(J2), (IP(LR,1),L
1R=1,3), MOP1, MOP2, OPP3(I), DELTA(I), AZ(I)
IF (RESID(I).EQ.0. AND. OPP1(I).NE.99.) WRITE (6,256) Z(J2), (IP(LR,1),L
1R=1,3), MOP1, MOP2, OPP3(I), MOPP1, MOPP2, OPP3(I), DELTA(I), AZ(I)
IF (RESID(I).NE.0. AND. OPP1(I).EQ.99.) WRITE (6,254) Z(J2), (IP(LR,1),L
1R=1,3), MOP1, MOP2, OPP3(I), DELTA(I), AZ(I), RESID(I), MAR(I)
IF (RESID(I).NE.0. AND. RESID(I).NE.C.) WRITE (6,256) Z(J2), (IP(LR,1),L
1R=1,3), MOP1, MOP2, OPP3(I), MOPP1, MOPP2, OPP3(I), DELTA(I), AZ(I),
RESID(I), MAR(I), MAPP(I)
254 FORMAT(1H,14,3A2,2I3,F5.1,15XFR.2,2XFR.1,2XFR.2,A2)
256 FORMAT(1H,14,3A2,2I3,F5.1,4X2MPP,2I2,F5.1,2XFR.2,2XFR.1,2(2XFR.2,
1A2))
199 CONTINUE
200 RETURN
END

```

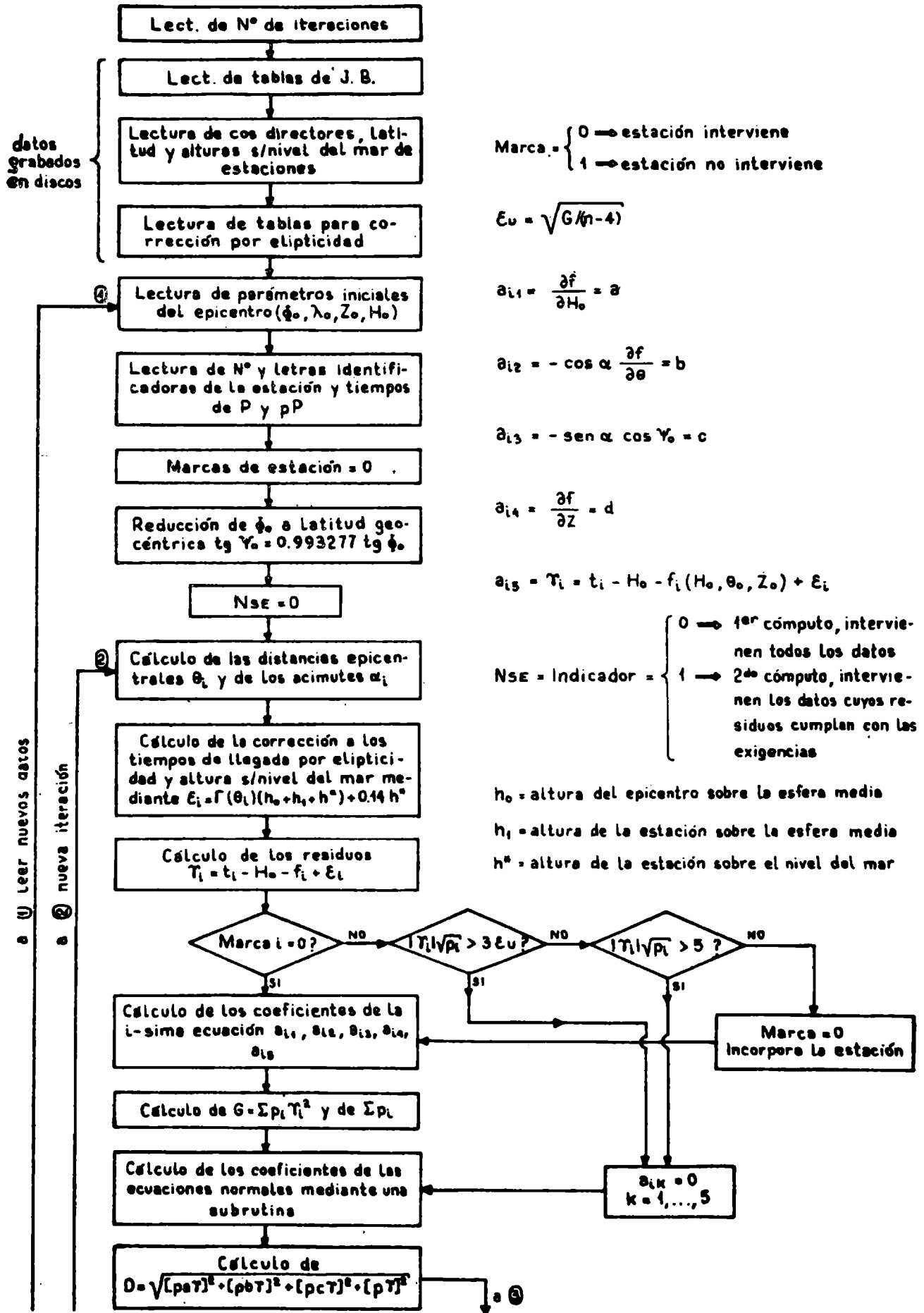
```

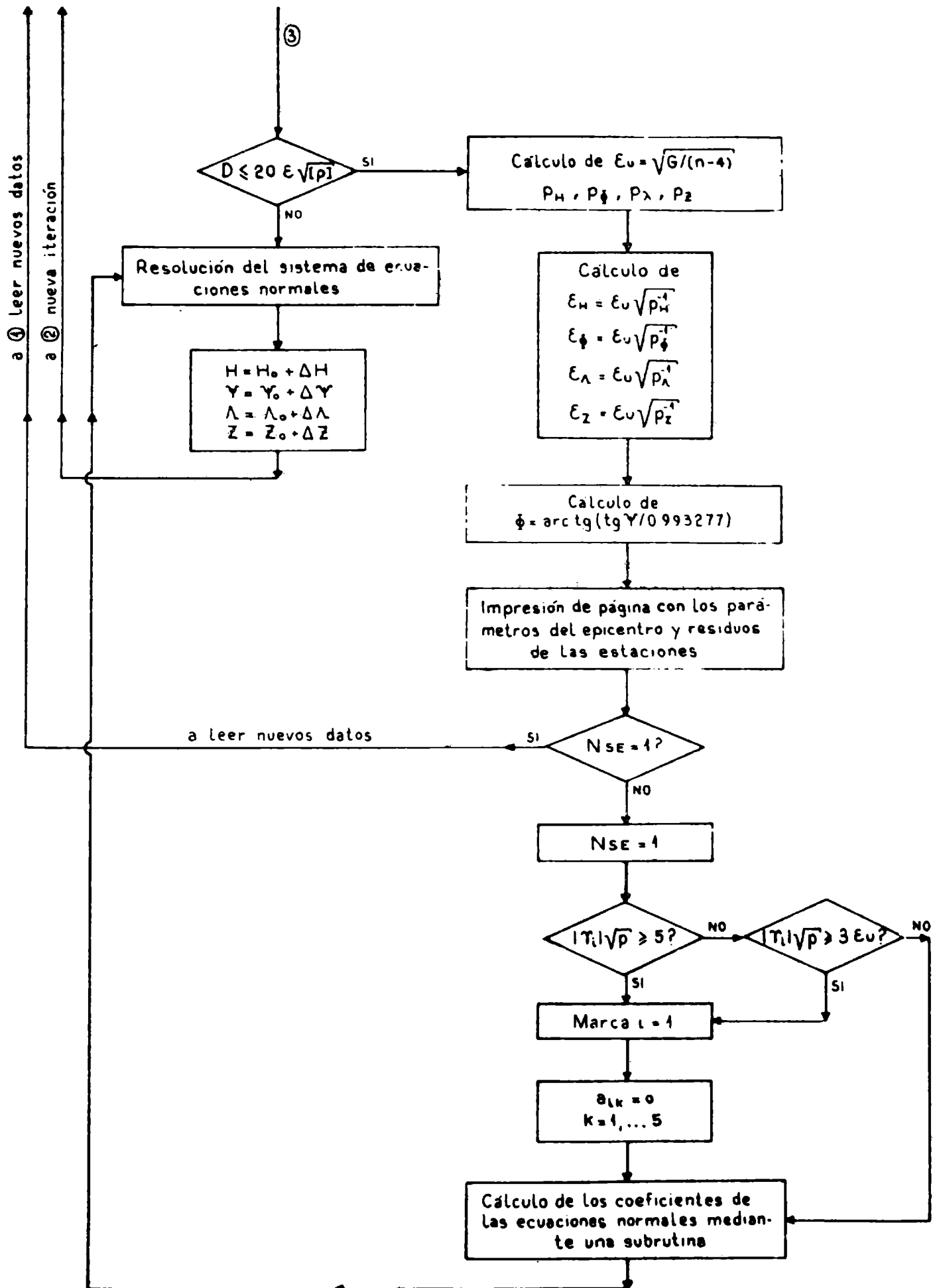
SUBROUTINE MATN
C*** CALCULA LOS COEFICIENTES DE LAS ECUACIONES NORMALES
COMMON IP(3,105), Z(160), OP(105), OPP(105), P(103,14), RESID(105), RESI
1D(105), TEMP(5), COR(5), A(160,5), R(4,5), DCA(160), DCB(160), OCC(160), D
2DELTA(105), AZ(105), DIST(22), ALT(19), OT(3), MOT(2), OP1(105), OP2(105),
3OPP3(105), OPP1(105), OPP2(105), OPP3(105), LORO(105), NUMERO(105), ELP(1
405), NM(105), ZI(14), NC(78), FECHA(6), SLAT(160), EDS(4), HN(160),
5NEST, G, EPSU, EPLAT, EPLONG, ODF, D, OKO(71,14), POMP(78,14), OC(105), N,
6GEPLAT, RR(4,5), MARK(10), MARKP(100), MAX(100), MAPP(100), IS, JT
DO 215 I=1,5
DO 215 J=1,5
R(I,J)=0.
DO 215 K=1,L5
215 R(I,J)=R(I,J)+A(K,I)*A(K,J)
RETURN
END

```

/\*

70 PROGRAMA PARA UBICAR FENOMENOS SISMICOS





A fin de comprobar su eficiencia fue probado en el caso de fenómenos de ubicación presupuesta, y por ende, con tiempos de recorrido que se podían considerar exactos, obteniéndose con él resultados coincidentes con las ubicación de los mismos.

Para hacerlo útil agregamos la transcripción del programa, y asimismo un diagrama de flujo en el que puede verse fácilmente su estructura.

#### BIBLIOGRAFIA

- Bullen, K., 1937: A Suggested New Seismological Latitude, Monthly Notices of the Royal Astronomical Society, Geophysical Supplement, v.4, n.2, p.158-164.*
- Bolt, B., 1960: The Revision of Earthquake epicenters, Focal Depths and Origin Times, using a High Speed Computer, Geophysical Journal, v.3, p.433-40.*
- Gershanik, S., 1941: Resultados Sismométricos del año 1935. Publicaciones del Observatorio Astronómico de La Plata, serie Geofísica, v.6, n.3, p.113-116.*
- Gershanik, S., 1973: Earthquake Location Based on the Gradient Method and on Minima of Beams of Directions. Bulletin of the Seismological Society of America (aparecerá en octubre de 1974).*
- Herrin, E., Taggart, J. y Brown, Ch., 1962: Machine Computation of Earthquake Hypocenters. Journal of the Graduate Research Center, v.30, n. 42.*

## **ANALISIS ESPECTRAL DE ACELEROGRAMAS REGISTRADOS EN SAN JUAN, MENDOZA, LA RIOJA Y CATAMARCA**

**JOSE HERRERA CANO y JOSE L. ZAMARBIDE**

Instituto de Investigaciones Antisísmicas Ing. Aldo Bruschi. Facultad de Ingeniería y Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Cuyo

**Se determinan y analizan los espectros de los acelerogramas registrados en las ciudades de San Juan, Mendoza, La Rioja y Catamarca.**

**En cada una de las componentes horizontales de los acelerogramas registrados se determinan los diagramas de coeficientes de amplificación de aceleración, para amortiguaciones nulo, 0,02 y 0,10 de la crítica. Se determinan también los espectros de densidad de potencia de los citados acelerogramas.**

**En cada uno de los puntos de ubicación de los acelerógrafos se comparan las curvas de 10% de cantidad de amortiguación y los períodos de los máximos del espectro de densidad de potencia, correspondientes a diferentes sismos estudiados.**

**La misma comparación se realiza para un sismo registrado en distintos lugares, pudiendo apreciarse la influencia de los distintos estratos recorridos por las ondas sísmicas; entre ellos, los de la Cordillera de Los Andes.**

**The response spectra of the accelerograms recorded at San Juan, Mendoza, La Rioja and Catamarca are determined and analyzed.**

**In each one of the horizontal components of the records, the diagrams of the amplification coefficients for damping null 0,02 and 0,10 of the critical are determined.**

**In each one of the accelerograph point stations the response spectra for 10% of the critical damping and the periods of the power spectral density peaks corresponding to different earthquakes are compared.**

**The same comparison is made for a given earthquake recorded at different locations being clearly noticeable the influence of the several strata through which the waves had passed; among them, those of The Andes mountains.**

## INTRODUCCION

Para la Ingeniería Antisísmica el fin principal es conocer la respuesta de las construcciones sometidas al efecto sísmico, para así poder determinar las sollicitaciones y tensiones que se originan en las diferentes partes de la estructura. Estas sollicitaciones y tensiones dependen de las siguientes variables: sismicidad de la zona, particularidades cinemáticas de las construcciones y características dinámicas del terreno.

La primera de estas variables depende de la historia sísmica de la región, mientras que la segunda depende de la conformación de la estructura, de los tipos y calidades de los materiales usados en la construcción y de la disposición de las fundaciones.

Con respecto a las características dinámicas del terreno, éstas se pueden condensar en el espectro de frecuencias de las ondas presentes en el movimiento sísmico. De estas ondas sísmicas, las que más interesan son aquellas que originan componentes de aceleración de mayor valor absoluto, por cuanto son ellas las que directamente afectan a las estructuras. Se expresan generalmente por medio de los diagramas de coeficientes sísmicos.

Los diagramas de coeficientes sísmicos deben ser representativos de las frecuencias presentes en los acelerogramas de los sismos intensos; sin embargo, no es lógico esperar que se produzcan sismos destructivos para recién formular los correspondientes diagramas de coeficientes sísmicos.

Un medio para elaborar estos diagramas ha sido establecer sus características en función de las propiedades físicas de los suelos de fundación. Mediante este método es posible obtener una idea del aspecto de los diagramas de coeficientes sísmicos, cuando no existe ningún otro tipo de información. Un mejoramiento en la elaboración de estos diagramas, solo puede ser consecuencia de otro tipo de estudios, como ser fundamentalmente, la geosísmica o el registro de acelerogramas de sismos pequeños; y por consiguiente, el registro de acelerogramas de sismos intensos.

En este trabajo se han determinado sendos diagramas de coeficientes sísmicos y de densidad de potencia, de sismos de pequeña y mediana intensidad registrados en las ciudades de San Juan, Mendoza, La Rioja y Catamarca.

De la comparación de las curvas de coeficientes sísmicos con amortiguación 10%, y de los períodos que originan los picos de los espectros de densidad de potencia, se obtiene una valiosa información acerca de la capacidad selectiva de períodos, de los terrenos en que se han registrado los acelerogramas en estudio.

## ACELEROGRAMAS

El análisis de la ecuación que representa la dinámica del sistema vibratorio (Volponi et al, 1961) nos indica que para el estudio de las deformaciones en los modelos representativos de las construcciones, interesa conocer la aceleración del movimiento sísmico. Si en vez de la aceleración, se registrara la velocidad o el desplazamiento, serían necesarias derivaciones para lograr la aceleración, lo cual introduciría muy importantes errores debido a la complejidad del movimiento

sísmico. Por esto, el registro de la aceleración es el medio más adecuado para el estudio de la respuesta de las construcciones sometidas al efecto sísmico (Volponi et al, 1961; Halverson, 1965).

Actualmente, en la República Argentina existen acelerógrafos para fuertes sismos, de procedencia japonesa, de propiedad del Instituto de Investigaciones Antisísmicas "Ing. Aldo Bruschi", dependiente de la Facultad de Ingeniería y Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Cuyo: dos en San Juan, uno en Mendoza y otro en Salta. A estos instrumentos, ya instalados, se han agregado dos más del mismo tipo, adquiridos por el Gobierno de la Provincia de Mendoza. Junto a esta red, existe otra para medianos sismos, de propiedad del Consejo Nacional de Construcciones Antisísmicas y Reconstrucción de San Juan (CONCAR), con acelerógrafos instalados en la provincia de San Juan, La Rioja, Catamarca y Jujuy. A este conjunto de instrumentos se ha de agregar una decena, aproximadamente, de acelerógrafos de fabricación nacional, para fuertes y medianos sismos, de propiedad del CONCAR cuya principal característica es el registro en cinta magnética.

Los sismos más intensos registrados en esta red, son los registrados en el acelerógrafo para fuertes sismos instalado en San Juan, en las fechas 17-VIII-62 y 10-XI-66, cuyas aceleraciones máximas resultaron 0,045 g y 0.059 g, respectivamente, y sus magnitudes 5,6 y 6,0 de la escala de Gutenberg y Richter.

El sismo del 25-IV-67, que afectó a la ciudad de Mendoza, fue registrado en esa ciudad, aunque con problemas en la fase inicial de arranque por ser de epicentro muy cercano. De haberse registrado en su totalidad, sería hasta ahora el más intenso en la República Argentina, con una aceleración máxima 0,10 g.

Los otros sismos que se consideran en este estudio han sido obtenidos en la citada red de acelerógrafos para medianos sismos, de propiedad del CONCAR, y uno de ellos, en Mendoza, por un acelerógrafo portátil de amplificación electrónica, de fabricación nacional, propiedad del *Instituto de Investigaciones Antisísmicas Ing. Aldo Bruschi*.

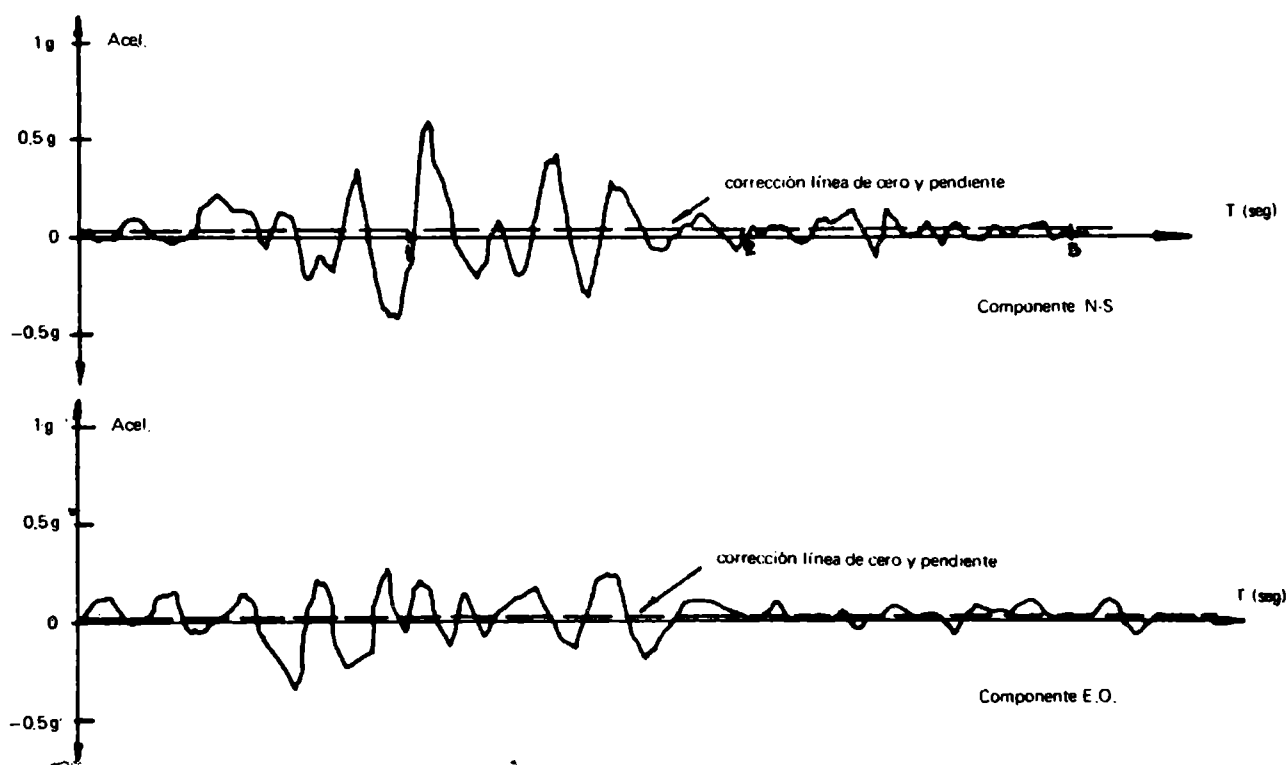


Figura 1. Acelerogramas del sismo de San Juan del día 10-11-66 obtenidos con Registro Smac.

Las líneas continuas de los acelerogramas utilizados en este estudio han sido sustituidos por diagramas poligonales de elevado número de vértices, con el objeto de ser analizados en los procesos de computación digital del Sistema de Cómputo IBM 1130, del Instituto de Cálculo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional de Cuyo.

En la figura 1 se muestran dos acelerogramas o diagramas poligonales registrados según gráficos realizados por el graficador (PLOTTER) n° 1627 del Sistema de Cómputo citado. Las líneas de trazos que aparecen en los gráficos corresponden a líneas de corrección de cero y pendiente, obtenidas (Herrera Cano, 1969) con la condición de velocidad cero en el instante inicial y final del intervalo digitizado, y con la condición de  $\int_{t^n} v^2 dt = \text{mínimo}$ , en el citado intervalo.

### OBTENCION DE ESPECTROS DE COEFICIENTES SISMICOS

Los espectros calculados son de tipo unitario, por cuanto los coeficientes sísmicos obtenidos están referidos a la aceleración máxima de cada acelerograma. Esto estriba en el hecho que, en este estudio, interesa solamente la distribución de frecuencias y no sus valores absolutos.

El coeficiente sísmico se define como el cociente entre la fuerza equivalente al efecto sísmico, dividida por el peso de la masa interviniente. Para distribuir esta fuerza sísmica se adopta el modelo matemático que emerge del sistema representado en la parte superior de la figura 2; sistema elástico o sistema

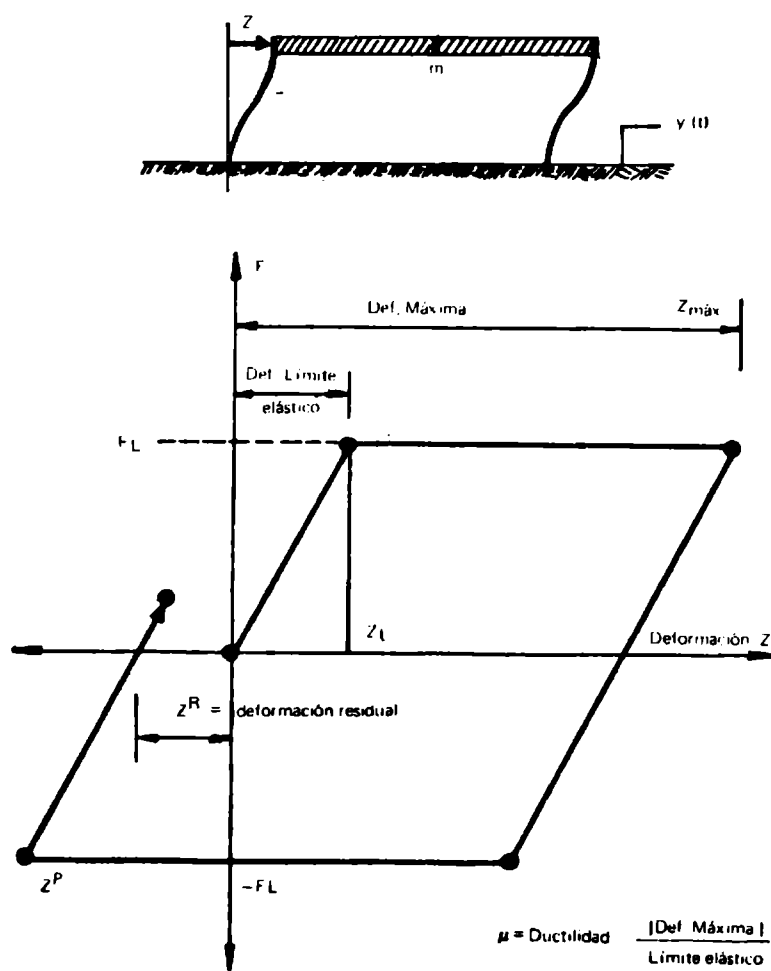


Figura 2. Vibrador lineal amortiguado y diagrama de... histéresis de un elemento Saint Venant.



elasto-plástico, conocido como vibrador lineal amortiguado de un grado de libertad, formado por una masa, un resorte elástico y un disipador viscoso, que no es sino una sustancia KELVIN con masa no nula. Un modelo más evolucionado para el estudio del efecto sísmico en las estructuras, es el vibrador elasto-plástico con histéresis bilineal, como consecuencia de reemplazar la parte en que es válida la Ley de Hooke de la sustancia KELVIN, por un elemento Saint Venant (figura 2, parte inferior).

El espectro es la representación de la variación del coeficiente sísmico de los acelerogramas unitarios, en función del período y la cantidad de amortiguación del vibrador; ambos en la fase elástica (Hudson, 1956; Alford et al, 1951).

La ecuación que representa el movimiento del vibrador, producido por el movimiento de la base debido al efecto sísmico, es la bien conocida:

$$\ddot{Z} + \omega_0^2 Z + 2\omega_0 (c/cc) \dot{Z} = -\ddot{y}(t) \quad (1)$$

siendo:  $\omega_0 = \frac{2\pi}{T_0}$  la pulsación del vibrador, de período  $T_0$ ;  $c/cc$  la cantidad de amortiguación del vibrador;  $\ddot{y}(t)$  la aceleración del movimiento sísmico; y  $Z$  la deformación del vibrador. Para el vibrador elasto-plástico, la ecuación (1) se transforma en.

$$\dot{Z} + f(Z) + 2\omega_0 (c/cc) \dot{Z} = -\ddot{y}(t) \quad (2)$$

en donde  $f(z)$  es la fuerza unitaria de restitución de los elementos deformables (Iwan, 1961).

Para el sistema elástico,  $f(z) = \omega_0^2 Z$  y (2) se transforma en (1). Para el sistema elasto plástico de la figura 2 resulta:

siendo  $Z_R = Z_P \mp Z_L$  la deformación residual final (- para  $Z > 0$ ; + para  $Z < 0$ );  $Z_L$  la deformación límite elástico, figura 2; y  $Z_P$  la deformación en el instante de la iniciación de la última fase de descarga anterior de tiempo  $t$ .

En este vibrador elasto-plástico con ciclo de histéresis bilineal, es necesario especificar además de los parámetros ya conocidos,  $T$  y  $(c/cc)$ , el valor del límite elástico  $Z_L$ , por ejemplo, por medio del coeficiente sísmico, para el cual corresponde:

$$C_L = Z_L \frac{\omega_0^2}{g}$$

Para evaluar el desplazamiento  $Z$  de la ecuación (1) del sistema elástico, o de la ecuación (2) del sistema elasto-plástico, se pueden utilizar métodos de integración numérica, como el de Runge-Kutta, o similares, que denominaremos "aproximados". Una evaluación más exacta se logra por medio de la resolución de las citadas ecuaciones diferenciales, al aplicar la poligonal que reemplaza al acelerograma original. A este método lo denominaremos "exacto"

A fin de evaluar el desplazamiento  $Z$ , mediante el método "exacto", se ha efectuado la resolución de las ecuaciones diferenciales (1) ó (2), con la aceleración de un trozo de la poligonal

$$\ddot{y}(t) = a_i + \alpha_i (t - t_i) \text{ para } t_i \leq t \leq t_{i+1}$$

siendo  $a_i$ ,  $t_i$ , las coordenadas del vértice  $i$  en el diagrama poligonal; y  $\alpha_i$ , la pendiente del lado comprendido entre los vértices  $i$ , e  $i+1$ . Teniendo en cuenta las condiciones del desplazamiento y velocidad en el instante  $i$ , se pueden obtener los correspondientes al instante  $i+1$ , resultando ecuaciones del tipo:

$$Z_{i+1} = A_{11} Z_i + A_{12} \dot{Z}_i + A_{13} a_i + A_{14} a_{i+1}$$

$$\dot{Z}_{i+1} = A_{21} Z_i + A_{22} \dot{Z}_i + A_{23} a_i + A_{24} a_{i+1} \quad (3)$$

siendo los  $A_{ij}$ , coeficientes que dependen del período, de la amortiguación, del intervalo de tiempo  $\Delta t_i = t_{i+1} - t_i$ , y del límite elástico. Aplicando reiterada-

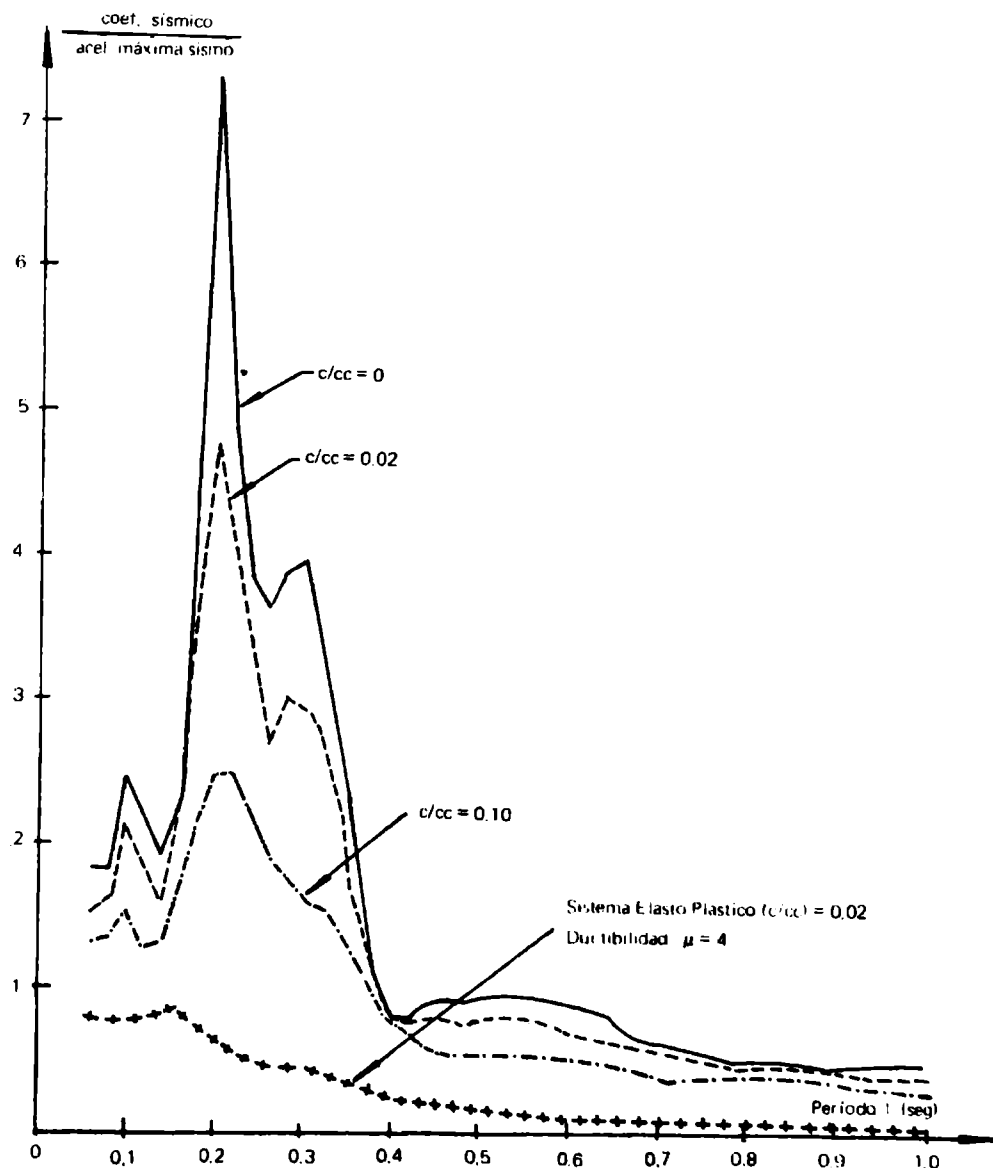
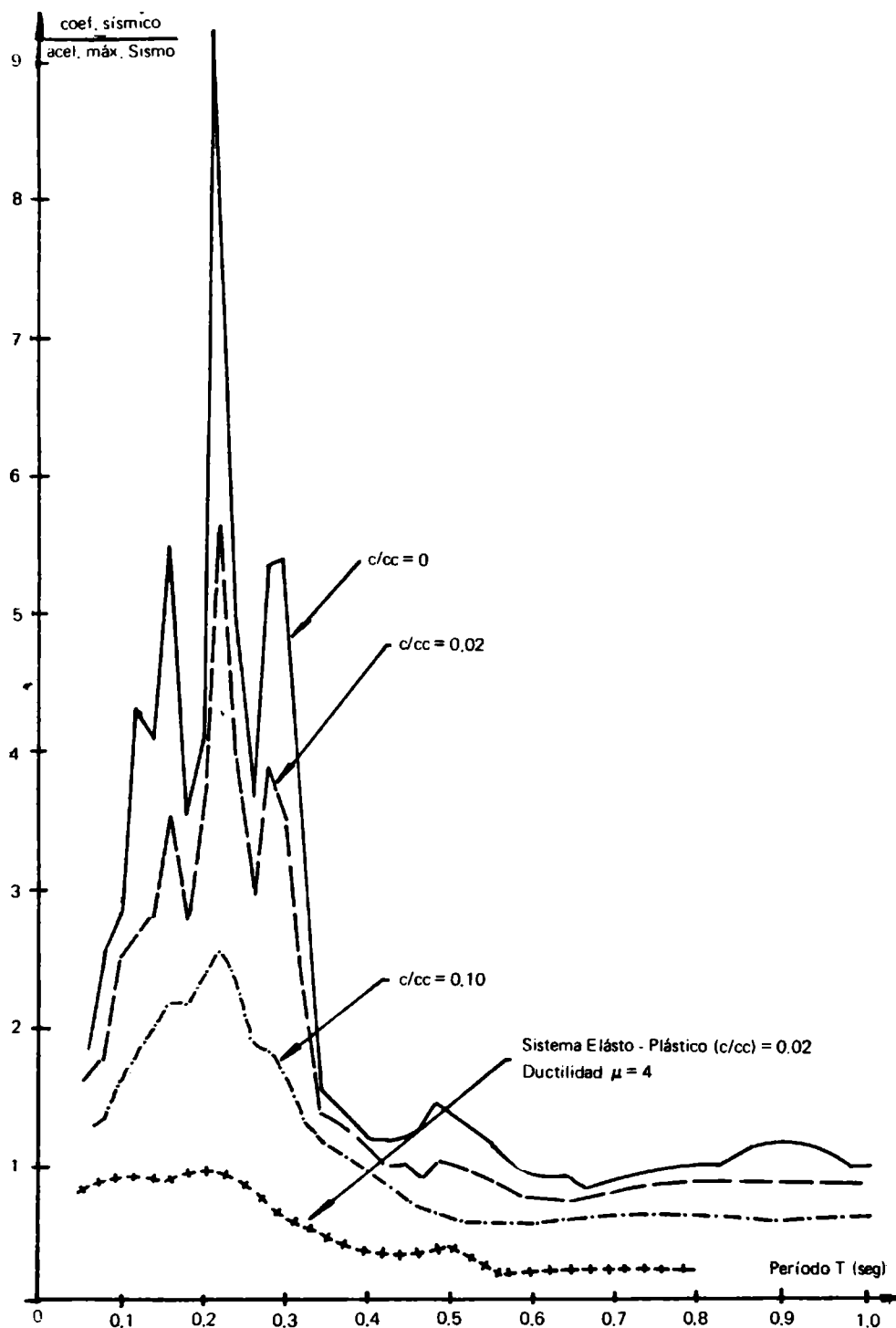


Figura 3. Coeficientes sísmicos sistema elástico, para el acelerograma de San Juan del día 10-11-66 en su componente N-S.

mente las (3), se determina el desplazamiento  $Z$  del vibrador para todos los vértices de diagrama poligonal, seleccionándose el máximo de los valores absolutos de estos desplazamientos,  $Z_{\max}$ , del cual se obtiene el coeficiente sísmico:

$$C = Z_{\max} \frac{\omega_0^2}{g} \leq C_L$$

Este coeficiente sísmico, dividido por la aceleración máxima para uno de los sismos estudiados, es el que está representado en las figuras 3 y 4 en función del período  $T$  del vibrador y para amortiguaciones ( $c/cc$ ) nula 0,02 y 0,10 de la crítica.



**Figura 4. Coeficientes sísmicos sistema elástico, para el acelerograma de San Juan del día 10-11-66 en su componente E-O.**

## ANALISIS DE LOS ESPECTROS OBTENIDOS

Los diagramas unitarios unitarios obtenidos muestran las características comunes de todos ellos: grandes picos para la curva con amortiguación nula, que se atenúan en la medida que aumenta la amortiguación. La curva para amortiguación  $c/cc = 0,10$ , parece ser la más representativa de los intervalos de frecuencia presentes en los acelerogramas. También se han obtenido, para cada una de las ciudades estudiadas, las curvas de coeficientes sísmicos para amortiguación  $c/cc = 0,10$ , apareciendo picos en distintos valores de período, aún para una misma ciudad, figuras 5 y 6. Esto es una consecuencia del hecho, ya reconocido, que las ondas de mayor período son proporcionalmente menos atenuadas en la medida que aumenta la distancia epicentral, como lo muestran, por ejemplo, los sismos de San Juan del 26-IX-67, de epicentro lejano, y del 10-XI-66, de epicentro cercano. Aparte de la influencia de la distancia epicentral, también aparece la influencia de la parte de la corteza terrestre que las ondas han recorrido, a través del análisis de los datos de profundidad indicados en las tablas de las figuras 5 y 6.

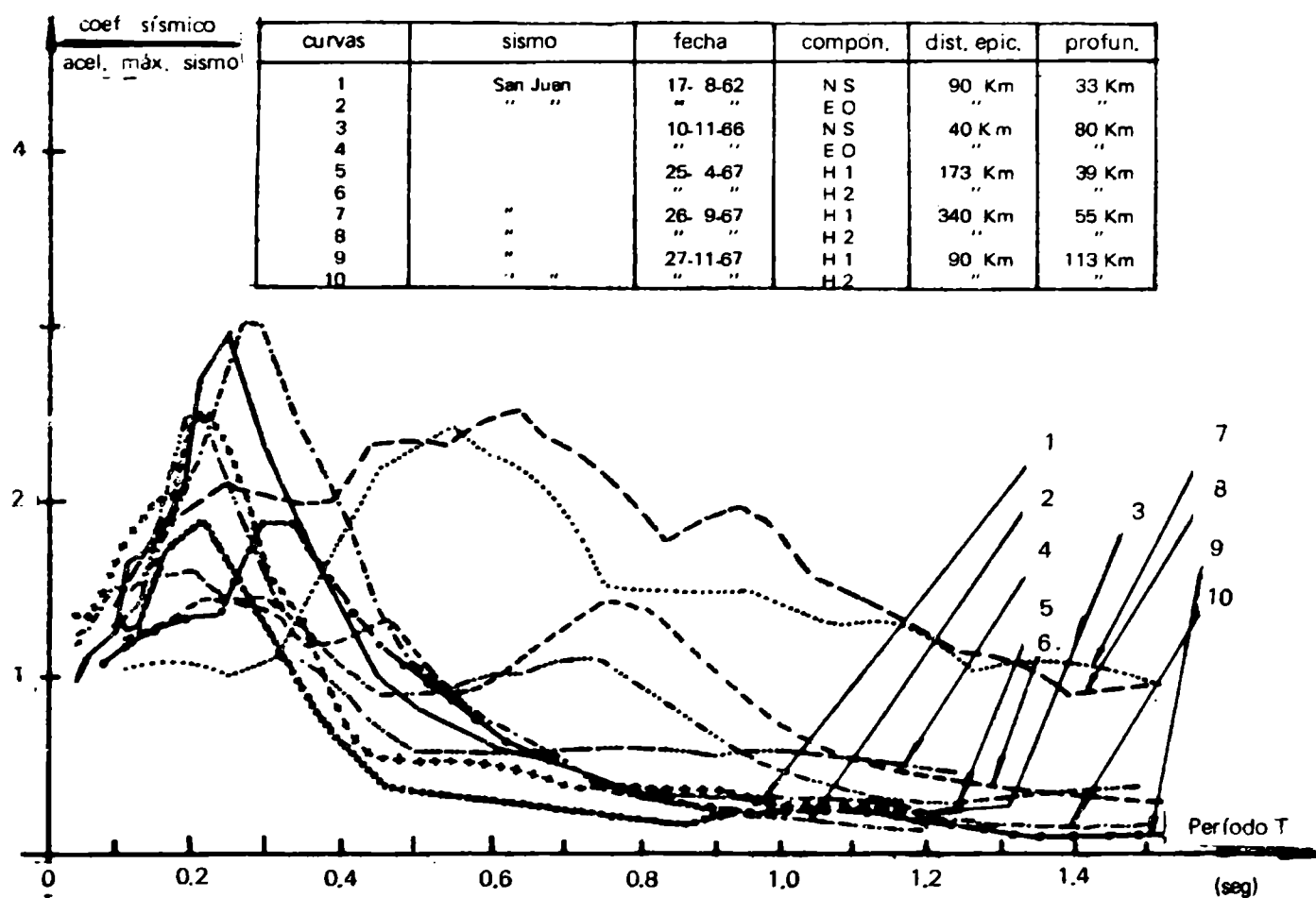


Figura 5. Coeficientes sísmicos para sistema elástico con  $c/cc 0,10$ , para sismos de San Juan.

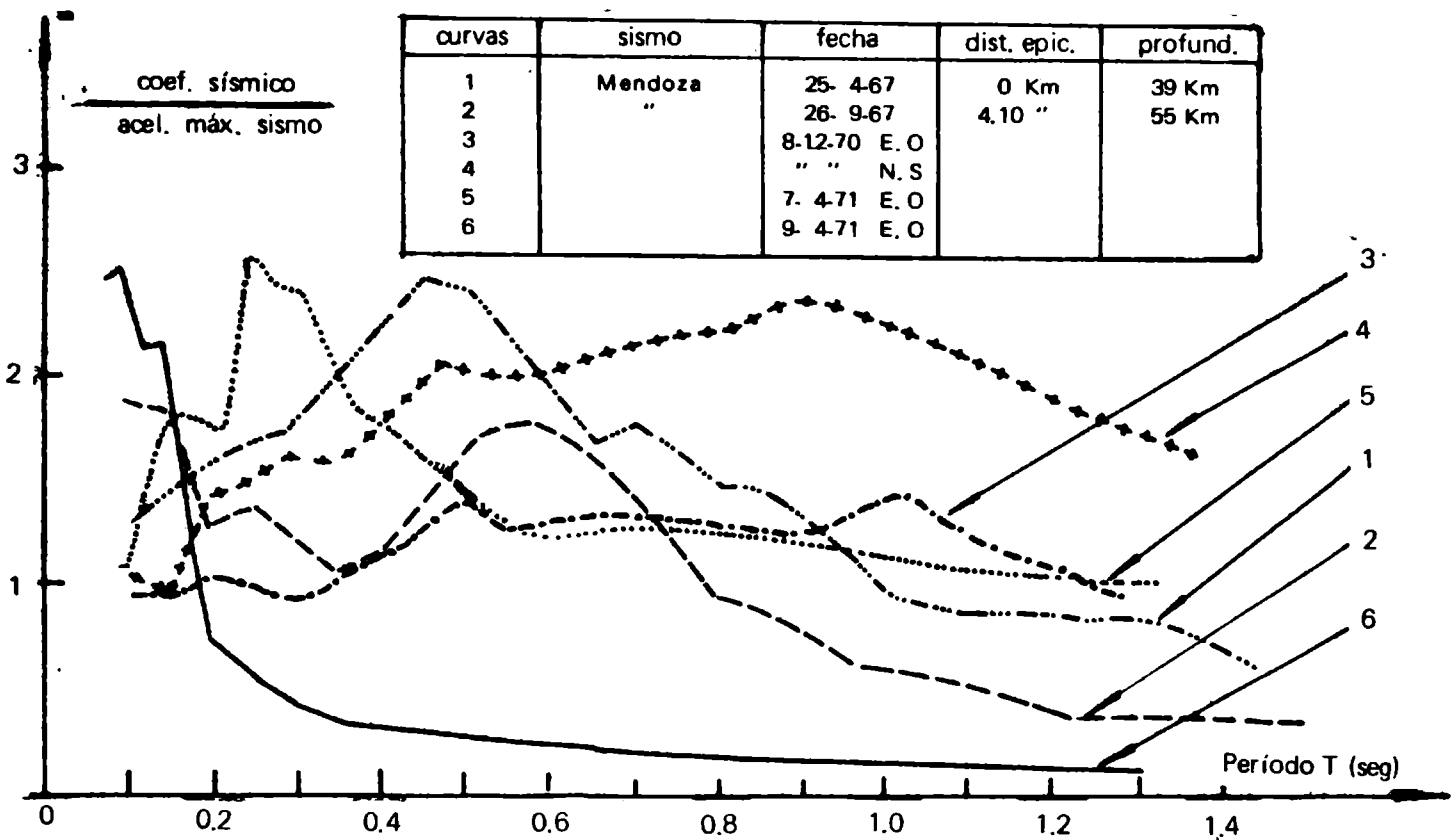


Figura 6. Coeficientes sísmicos para sistema elástico con c/cc 0,10, para sismos de Mendoza.

### OBTENCION DE LA FUNCION AUTOCORRELACION Y DE LOS ESPECTROS DE DENSIDAD DE POTENCIA

La distribución e intensidad de las componentes existentes en los acelerogramas es una información de interés básico. De su conocimiento surgirá la estimación del comportamiento de cada estructura en función de sus características dinámicas. Esta investigación de las componentes presentes puede realizarse mediante el análisis de Fourier o también mediante la densidad de potencia  $S_p (T)$  (Volponi et al, 1961). Se ha elegido esta última posibilidad. Para su cálculo se ha aplicado su definición de transformada coseno de Fourier de la función autocorrelación

$$A (\tau) = \int_0^\infty \ddot{y}(t) \cdot \ddot{y}(t + \tau) dt$$

con lo que la densidad de potencia resulta:

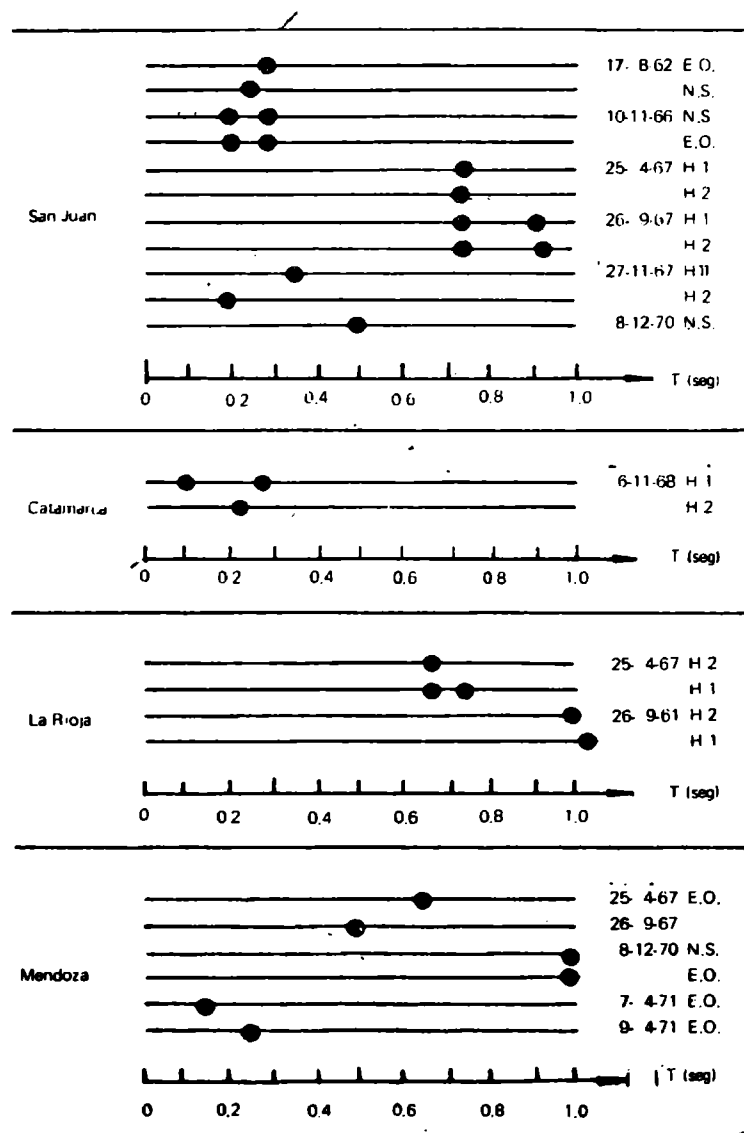
$$S_p (T) = \int_0^\infty A (\tau) \cos 2 \pi \frac{\tau}{T} d\tau$$

Para evaluar las funciones autocorrelación y de densidad de potencia, se ha efectuado la integración de dichas funciones entre los vértices de la poligonal que reemplaza el acelerograma original, teniendo en cuenta que, entre estos puntos, la aceleración vale:

$$\ddot{y}(t) = a_i + \alpha_i (t-t_i) \text{ para } t_i \leq t \leq t_{i+1}$$

En los espectros de densidad de potencia, las características son semejantes en todos ellos, mostrando intervalos de períodos selectivos más importantes, de uno, dos ó tres picos.

En la figura 7 se han representado los períodos de picos principales de espectros de densidad de potencia, para cada una de las ciudades estudiadas.



**Figura 7. Períodos de Picos principales de espectros de densidad de potencia de ciudades de San Juan, Catamarca, La Rioja y Mendoza.**

## ANALISIS DE LOS RESULTADOS DE LA CIUDAD DE SAN JUAN

Esta provincia es la que más registro de acelerogramas tiene, tanto de sismos de epicentros cercanos como de epicentros lejanos.

Dentro del grupo de sismos de epicentros cercanos, cuyos acelerogramas han sido registrados, las magnitudes de los correspondientes a los días 17-8-62 y 10-11-66 son las mayores, alcanzando valores de 5,7 y 6,0 respectivamente, con aceleraciones de 0,045 g y 0,059 g. Estas aceleraciones no alcanzaron el valor que alcanzó el sismo de la ciudad de Mendoza, del 25-4-67, por ser éste proveniente de un foco más cercano.

Todos los sismos de epicentros cercanos hasta ahora registrados en la ciudad de San Juan, muestran componentes de períodos relativamente cortos: 0,2 a 0,3 segundos. Teniendo en cuenta las aceleraciones de los sismos, esas componentes serían las más indicativas desde el punto de vista de la Ingeniería Antisísmica.

Los sismos de epicentro lejano registrados en la misma ciudad, muestran componentes de períodos mayores, 0,5 a 0,6 segundos, lo que es una verificación de lo antes mencionado con respecto a la atenuación de las ondas de mayor período a medida que aumenta la distancia epicentral. Además de la distancia epicentral, también aparece la influencia de la parte de la corteza terrestre que las ondas han recorrido. Si a todo lo anterior se agrega que la ciudad de San Juan se ubica en una zona de fuerte actividad sísmica, se puede concluir que, para esa ciudad y a los fines de la Ingeniería Antisísmica, es aconsejable tomar entre 0,2 y 0,3 segundos como intervalo de los períodos casi dominantes.

### CIUDAD DE LA RIOJA

Los registros disponibles en esta ciudad son escasos: dos sismos provenientes de distintas direcciones, cada uno de ellos con sus dos componentes. Los dos sismos son de epicentro lejano (entre 400 y 500 km) y, en consecuencia son acusados en mayor grado los períodos más largos.

Su comparación hace notable la influencia de la Cordillera de Los Andes, manifestada con mayores períodos que los provenientes de la otra dirección. Esto significaría que los estratos ubicados bajo la Cordillera de Los Andes son menos rígidos. En el caso del sismo proveniente de Mendoza, el espectro de densidad de potencia muestra también importantes componentes de períodos menores de 0,45 y 0,6 segundos los que podrán ser debidos a otros períodos presentes en el terreno.

### CIUDAD DE CATAMARCA

El único sismo registrado en esta ciudad, es de epicentro de mediana distancia, 135 km., y muestra tanto en las curvas de 10% de amortiguación como en los espectros de densidad de potencia, muy importantes componentes de corto período, de 0,15 a 0,20 segundos. En el espectro de densidad de potencia de la componente H2, se aprecian también algunas componentes de período ligeramente mayor.

## CIUDAD DE MENDOZA

Para la ciudad de Mendoza, se han registrado distintos sismos de epicentro muy cercano (10 a 40 km) y de epicentro relativamente lejano ( $\sim 450$  km). Cada uno de ellos muestran las características particulares de su distancia, cortos períodos en los de epicentro cercano y períodos mayores en los de epicentro más lejano. Dentro de los de epicentro cercano se distingue el sismo registrado el día 25-4-67, respecto a los sismos registrados los días 7 y 9-4-71. Estos últimos muestran significativas componentes de períodos relativamente cortos 0,25 seg. el del día 9-4-71 y 0,15 seg. el del 7-4-71, mientras que el del día 25-4-67, cuyo acelerograma corresponde al sismo más intenso registrado en la ciudad de Mendoza, con daños menores en edificios de largo período, muestra una importante componente de período 0,50 seg.

Los sismos registrados de epicentro cercano, han sido de magnitud relativamente mediana o pequeña: alrededor de 3. El de mayor magnitud (5,6) y más intenso registro en esta ciudad, corresponde al sismo del día 25-4-67, cuyo acelerograma muestra componentes de mayores períodos que en los sismos registrados los días 7 y 9-4-71, también de epicentros muy cercanos pero de magnitud menor que el anterior.

Esto significaría de que el sismo del día 25-4-67 es, hasta ahora, el más representativo desde el punto de vista de las frecuencias presentes en sismos intensos, con epicentro cercano, como son los que pueden afectar a los edificios de la ciudad de Mendoza, teniendo en cuenta que esta ciudad se encuentra en una zona de fuerte actividad sísmica.

Es claro que cuanto mayor cantidad de acelerogramas de sismos medianos e intensos se posean, tanto más ciertas serán las conclusiones que se podrán formular, y en este punto es necesario destacar la importancia de la instalación de instrumentos registradores, como los que han dado origen a los acelerogramas estudiados.

La industria nacional ha desarrollado un instrumento POLIMNIA PE-A2-21 para registro de sismos medianos e intensos, con registros en cinta magnética, de los cuales, como hemos dicho, el CONCAR incorporará próximamente diez, a la red existente.

Este tipo de instrumentos debe ser instalado con una cierta densidad en las ciudades importantes y en obras de gran magnitud, como por ejemplo, en los diques del área sísmica de la República Argentina.

## BIBLIOGRAFIA

- Volponi, F., Carmona, J. S., Bruschi, A., 1961: Primer Curso de Ingeniería Antisísmica, Publ. Int., U. N. Cuyo, San Juan.*
- Herrera Caño, J., 1969: Comparación entre Resultados de Computadoras Analógicas y Digitales de Análisis Espectrales de Acelerogramas de Terremotos; Primeras Jornadas Argentinas de Computación aplicadas a la Ciencia y a la Industria, Buenos Aires.*



*Hudson, D. E., 1956: The Response Spectrum Technique – I World Conference on Earthquake Engineering – California.*

*Alford, J. L., Housner, G. H., Martel, R. R., 1951: Spectrum analysis of strong motion earthquake, California Institute of Technology.*

*Halverson, H. T., 1965: The strong motion accelerograph; III World Conference on Earthquake Engineering, Nueva Zelanda.*

*Iwan, W. D., 1961: The dynamic response of bilinear hysteric systems; California Institute of Technology.*

*Ciner, E., 1965: Proyecto de Reglamento Argentino de Estructuras de Hormigón, c.VII.*



## **SOBRE LA DEFINICION DE LA ANOMALIA CRONOMETRICA**

FERNANDO VOLPONI Y MILTON QUIROGA

Instituto Sismológico Zonda Facultad de Ingeniería, Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo

**En este trabajo intentamos precisar ideas referentes a la anomalía en los tiempos de llegada de las ondas sísmicas (que llamamos Anomalía Cronométrica). Después de discutir la fórmula  $C_{ij} = A_i + B_i \sin (Z_{ij} + E_i)$  estudiamos la influencia del efecto de elipticidad de la Tierra. Efectuamos una determinación del aplastamiento terrestre utilizando datos de estaciones convenientemente seleccionadas. Luego analizamos la dependencia que la anomalía tiene con las condiciones locales de la corteza y del manto superior. Hacemos resaltar su importancia como dato que puede ser usado en la investigación del interior de la Tierra. Finalmente mostramos los resultados que hemos obtenido experimentalmente a lo largo de una línea de estaciones sísmicas que cruza la cordillera de los Andes entre las latitudes  $31^\circ$  S y  $33^\circ$  S.**

**We are trying to define the seismic residual of the arrival time of seismic events. We call them Time Anomaly ("Anomalía Cronométrica"). We discuss the meaning of the station correction formula  $C_{ij} = A_i + B_i \sin (Z_{ij} + E_i)$  and the effect of the ellipticity of the earth. Also, the flattening of the earth through seismic data only is calculated.**

**The Time Anomaly is closely related to the structure of the crust and the Upper Mantle. We enhance the importance of the new anomaly as a datum for the study of the earth interior and present our experimental results obtained along a line that crossed the Andes between the latitudes of  $31^\circ$  S and  $33^\circ$  S.**

*Este trabajo en forma completa ha sido publicado en la "REVISTA DE GEOFISICA", Volumen XXXI, Núms. 5 y 6, Año 1971, Madrid.*

## INTRODUCCION

Hasta hace poco se ha considerado a la corrección:

$$C_{ij} = A_i + B_i \text{ sen } (Z_{ij} + E_j) \quad (1)$$

("i" subíndice correspondiente a la estación; "j" a un hipocentro), como una perturbación molesta en el tratamiento de muchos problemas que se presentan en Sismología. Sin embargo, este valor constituye un nuevo dato, que puede ser usado en la investigación del interior de la Tierra.

$C_{ij}$  representa la diferencia entre los tiempos de llegada, leídos en la estación, y los tiempos teóricos que figuran en tablas, correspondientes a un modelo adoptado de tierra uniforme. El coeficiente  $B_i$  depende del ángulo de incidencia del rayo sísmico, el que a su vez, depende de la distancia epicentral  $\Delta$ . La función sinusoidal del azimut "Z", puede en realidad tomar diversas formas, por lo que (1) puede ser representada con mayor propiedad, por:

$$C_{ij} = A_i + B_i (\Delta) \cdot f(Z_{ij}) \quad (2)$$

siendo  $A_i = \text{Constante}$

Pero el término  $B_i (\Delta) \cdot f(Z_{ij})$  se hace rápidamente despreciable, en comparación con los errores de observación, a medida que crece la distancia epicentral  $\Delta$ , y para valores grandes de ésta:  $C_{ij} = A_i$ .

Por consiguiente, tenemos que distinguir dos casos:

- a) Sismos cercanos ( $\Delta < 20^\circ$ ), para los cuales la corrección de la estación depende de la distancia epicentral y del azimut, y
- b) Sismos lejanos ( $\Delta \geq 20^\circ$ ), para los cuales la corrección se podrá considerar constante.

## II. DEFINICION DE LA ANOMALIA

Sean A y B dos puntos en la superficie de la Tierra;  $t_A$  y  $t_B$  los tiempos de llegada de una onda sísmica que hubiese partido del centro de la misma. Definiremos como anomalía de B con respecto a A a la diferencia

$$\Delta t_{AB} = t_B - t_A \quad (3)$$

Entre las causas que producen diferencias en los tiempos de llegada de las ondas sísmicas, figura la elipticidad de la Tierra. El efecto de elipticidad es un efecto regular, función de la latitud. Aparte de este efecto, existen otros, mucho más irregulares, debidos a las variaciones laterales de la velocidad de las ondas; variaciones que parecen que estuviesen concentradas en las capas más externas de la Tierra y relacionadas con la estructura de las capas de la corteza y del manto superior. Partiendo justamente de las anomalías producidas por dichas irregularidades locales, se pueden sacar conclusiones relacionadas con la naturaleza o la estructura de las capas de la corteza y del manto superior.

### III. EL EFECTO DE ELIPTICIDAD

En el trabajo original se analiza con algún detalle el efecto de elipticidad. En Tabla 1, primera parte, se dan algunos resultados experimentales, teniendo en cuenta sismos y explosiones artificiales que hacen un recorrido próximo al eje polar; y de sismos cuyos rayos hacen su recorrido próximo al plano ecuatorial, en la segunda parte.

Se calculan las diferencias entre los tiempos observados y los esperados (de tablas tiempo-distancia de Jeffreys-Bullen, corregidos por profundidad). En la última columna se dan los valores de las diferencias observadas, pero reducidas a los extremos de diámetros, aplicando fórmulas adecuadas, (como si foco y estación estuviesen precisamente en los extremos de un diámetro polar o ecuatorial, según el caso).

Se ve que los rayos que siguen un camino próximo al eje polar llegan antes de lo previsto por las tablas. En cambio, los rayos con recorrido próximo al plano ecuatorial llegan después.

Tomando promedios de dichas diferencias y calculando la diferencia total, entre estaciones situadas en el ecuador y estaciones situadas en los polos, obtenemos un valor de 5.1 seg.

Si, con este último valor, calculamos el aplastamiento terrestre ( $f$ ), considerando una velocidad media de las ondas en el interior de la Tierra de 11 Km/seg, obtenemos un valor mayor que el normal. Una buena parte de la diferencia puede ser atribuída a las irregularidades locales de cada zona, pero el análisis de un número mayor de sismos, tanto polares como ecuatoriales, parece confirmar el hecho que con datos sísmicos se obtiene un aplastamiento mayor que el obtenido por otros medios.

### IV. LAS ANOMALIAS LOCALES

Si los puntos A y B de la fórmula (3) no están muy alejados uno del otro, se puede suponer que se obtendría la misma diferencia de las lecturas de los tiempos de llegada de las ondas PKP de un sismo que se hubiese producido exactamente en las antípodas de los puntos.

Sean  $PKP_A$  y  $PKP_B$  los tiempos de llegada de las ondas PKP;  $D_{AB}$  la distancia que separa a los puntos A y B en la dirección del rayo sísmico que llega a los mismos;  $dt/d\Delta = f(\Delta)$  el gradiente de la curva tiempo-distancia (a tener en cuenta en la corrección para el caso que el hipocentro no se encuentre en las antípodas, sino a una distancia epicentral menor de  $180^\circ$ ).

Si se hacen "n" observaciones de "n" sismos diferentes en las condiciones requeridas, se reducirán los errores de medida calculando el valor promedio

$$\Delta t_{AB} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (PKP_B - PKP_A - \frac{dt}{d\Delta} D_{AB})_i \quad (4)$$

TABLA 1 - Datos sísmicos relacionados con el aplastamiento terrestre.

Fecha	Tiempo origen			Lat.	Long.	H Km	Est.	Dist.	P - O						Dif. $\Delta = 180^\circ$					
	H	M	S						Observado			Dif.								
									M	S	S		Seg.							
25-X-64	07	59	58.8	73.5N	53.7E	0	SPA	163.4	20	04.2	20	02.2	-2.0	-2.1						
27-X-66	07	57	58.0	73.4N	54.8E	0	SPA	163.3	20	04.2	20	01.5	-2.7	-2.8						
29-X-68	22	16	15.6	65.4N	150.1W	7	BYR	146.3	19	40.3	19	39.7	-0.6	-0.7						
															19	53.7	19	51.5	-2.2	-2.4
7-XI-68	10	02	05.3	73.4N	54.9E	0	SPA	163.3	20	04.2	20	01.8	-2.4	-2.5						
5-XII-68	09	44	11.0	63.9N	21.7W	5	SPA	153.8	19	52.0	19	50.7	-1.3	-1.4						
															20	10.8	20	07.2	-3.6	-3.8
14-X-69	07	00	06.2	73.4N	54.8E	0	BYI	173.2	20	10.8	20	07.3	-3.5	-3.7						
Promedio																				
10-VIII-68	04	05	50.6	1.3N	126.5E	33	BAE	164.5	19	59.9	20	01.5	+1.6	+1.7						
4-I-69	22	36	47.9	6.8S	129.8E	107	SJG	160.8	19	47.5	19	48.9	+1.4	+1.5						
5-I-69	07	28	55.8	4.1N	125.6E	59	BAE	166.6	19	58.5	20	02.4	+3.9	+4.0						
5-I-69	13	26	39.9	7.9S	158.9E	47	LIC	163.9	19	57.8	20	01.0	+3.2	+3.2						
19-I-69	18	50	52.1	14.9S	167.2E	112	RBA	160.2	19	46.2	19	47.9	+1.7	+2.1						
															19	46.2	19	48.9	+2.7	+3.3
25-I-69	05	19	17.1	0.8N	126.1E	24	CAR	168.5	19	53.5	19	56.1	+4.0	+4.7						
															19	51.9	19	55.9	+2.6	+2.7
															19	59.8	20	02.4	+2.6	+2.8
Promedio																				

Promedio: +2.8 - (-2.3) +5.1 Seg.

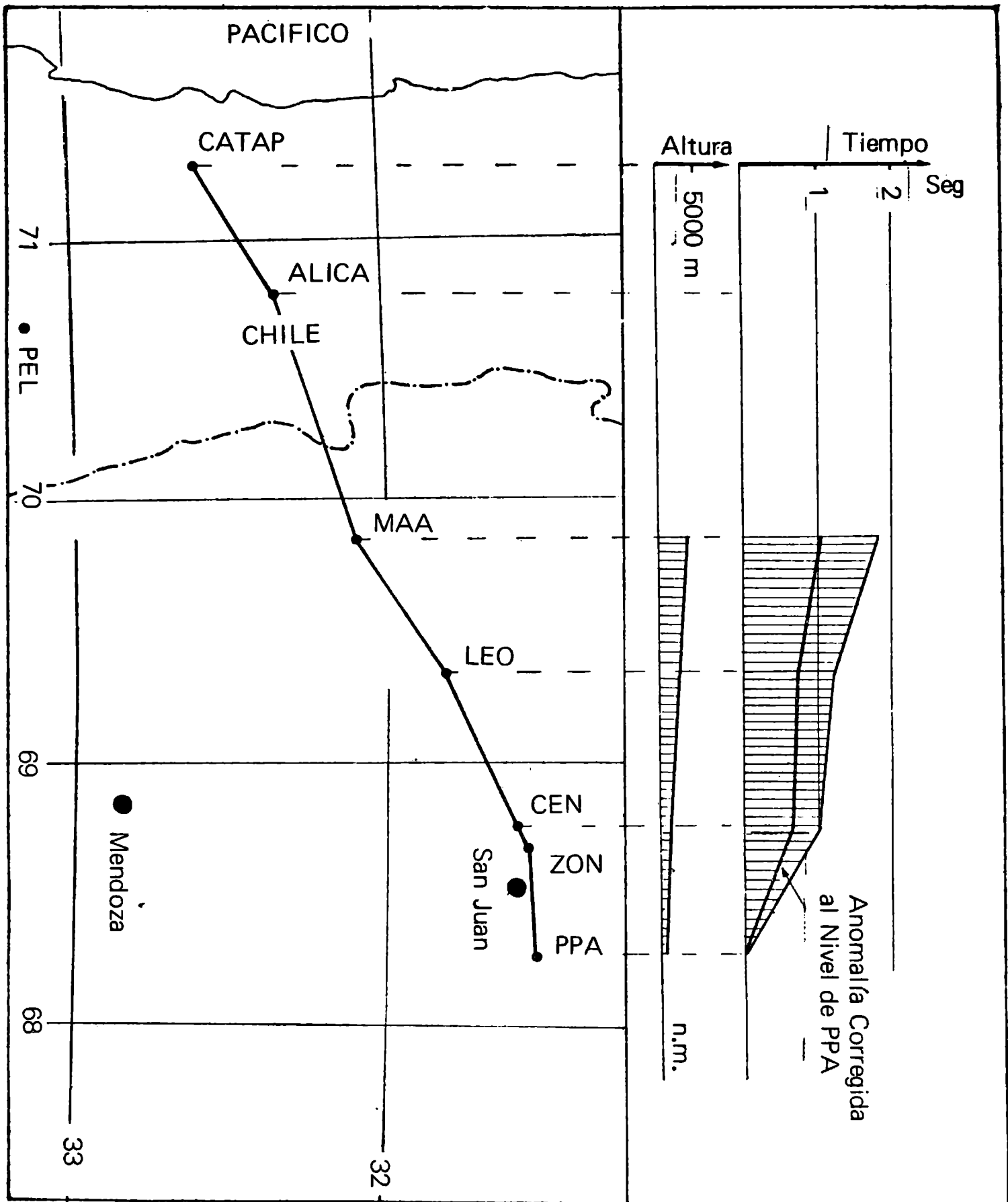


Figura 1. Representación de la línea de estaciones sísmicas que cruza la cordillera. En la parte superior de la figura se indican las anomalías que se han registrado en las estaciones que están situadas en territorio argentino.

## 92 ANOMALIA CRONOMETRICA

Por sucesivas aplicaciones de la fórmula (4) es posible determinar la curva de las anomalías en los tiempos de llegada de las ondas sísmicas, a lo largo de toda una línea de receptores A, B, C, etc. instalados en la superficie terrestre.

### V. LA ANOMALIA CRONOMETRICA EN LA CORDILLERA DE LOS ANDES

Los resultados experimentales se han obtenido a lo largo de una línea de estaciones sísmicas ubicadas transversalmente a la Cordillera de los Andes, entre las latitudes 31° S y 33° S, figura 1.

Tomando como referencia la estación Pié de Palo, donde las ondas llegan primero, y habiendo utilizado unas 50 lecturas de ondas PKP y P, se han obtenido los siguientes valores promedio de anomalías:

Para PPA (Pié de Palo)	0,00 ± 0,00	seg.
" CEN (Cerro Negro)	1,05 ± 0,05	"
LEO (Leoncito)	1,17 ± 0,08	
MAA (Manantiales)	1,81 ± 0,03	

### VI. CONCLUSIONES

Como conclusiones del trabajo podemos decir:

- 1) La corrección de estación  $C_{ij}$  no tiene un significado concreto para distancias epicentrales pequeñas, porque se trata de una variable que depende precisamente de la distancia epicentral y del azimut.
- 2) En cambio, cuando se trata de distancias epicentrales grandes (mayores de unos 20°) y especialmente para ondas PKP, la corrección de estación, que ahora llamamos ANOMALIA CRONOMETRICA, resulta un valor practicamente independiente de la distancia epicentral y del azimut, y adquiere un significado geofísico muy concreto por cuanto está relacionada con la estructura de las capas de la corteza y del manto superior. Como tal puede ser usada en la investigación del interior de la Tierra.

### BIBLIOGRAFIA

- Bullen, K. E., 1963: An Introduction to the Theory of Seismology. Cambridge University Press.*
- Coast and Geodetic Survey: Earthquake Data Reports.*
- Freedman, H. W., 1968: "Seismological Measurement and Measurement Error". Bull. Seis. Soc. Am., v.58, p. 1261-1271.*
- Herrin, E., 1968: The 1968 Seismological Tables for P Phases, Bull. Seis. Soc. Am., v.59, p. 1193-1241.*



*International Seismological Centre, 1969: Catalogue of Events. Edimburg, Scotland.*

*Lomnitz, C., 1969: A Definition of the Travel-Time Anomalies. Bull. Seis, Soc. Am., v.59, p. 421-425.*

*Sacks, I. S., and G. Saa, P. Aparicio, 1969: Time Anomalies and Structure beneath the Andes. Annual Report of the Director, Department of Terrestrial Magnetism. Carnegie Institution.*

*Volponi, F., 1970: Time Anomalies and Structure Beneath the Andes. Carnegie Institution Year Book, v.69, p. 464-471.*



## REPRESENTACION ANALITICA DE LA VARIACION ANUAL DE LA DECLINACION MAGNETICA EN LA REPUBLICA ARGENTINA

HUGO ROBERTO AFFOLTER

Observatorio Astronómico, Universidad Nacional de La Plata

Como parte de un estudio completo de anomalías del campo magnético terrestre en el territorio argentino, se trata de representar analíticamente la variación anual de la declinación; para ello se emplea un ajuste de segundo grado en dos dimensiones ( $\varphi$  y  $\lambda$ ), utilizando como datos los valores provenientes de aquellas estaciones de repetición ocupadas en relevamientos del Servicio Meteorológico Nacional que tienen tres o más observaciones a través del tiempo y cuya posición en coordenadas geográficas no ha variado de una determinación a otra en más de 1 minuto. Se adopta como más adecuada una representación que divide al territorio nacional por medio del paralelo 36 Sur.

As a part of a complete study of magnetic field anomalies in Argentina, we try to analitically represent the yearly declination variation; to that effect, we use a second degree adjustment in two dimensions ( $\varphi$  and  $\lambda$ ), using as data the values obtained in those stations of repetitions occupied by the National Meteorological Service with three or more observations in the course of time, and whose geophysical position has not changed from one determination of coordinates to the next in more than 1 minute. We adopt a representation that divides the national territory in two parts, by the 36° south parallel.

## I. INTRODUCCION

El estudio de la variación anual de la declinación magnética en el territorio argentino, es parte de un trabajo completo del Departamento de Magnetismo Terrestre del Observatorio Astronómico de La Plata. Por dicha causa se creyó conveniente dividir el estudio en: Campo Real, Campo de referencia, Campo anómalo y Causas de las anomalías. El presente trabajo contribuye a establecer el primero de los campos citados, ya que es necesario conocer su variación anual para reducir a época común, las observaciones realizadas en distintos instantes y en distintos lugares del territorio argentino.

## II. DATOS USADOS

Con los datos de declinación magnética, provenientes de campañas de relevamientos efectuadas y publicadas por el Servicio Meteorológico Nacional, abarcando un período que va desde enero de 1931 hasta octubre de 1965, se seleccionaron aquellas estaciones de repetición que poseen tres o más observaciones a través del tiempo. Considerando que en territorio argentino, por lo general, las líneas isógonas de grado en grado tienen una separación sobre la superficie terrestre del orden de un grado en coordenadas geográficas, es decir que 1 minuto en latitud o longitud equivale a una variación de 1 minuto en declinación, se descartaron aquellas estaciones cuyas observaciones difieren entre sí en más de 1 minuto en la posición geográfica. De esta manera se obtuvieron:

- a) 17 estaciones con 3 observaciones
  - b) 13 estaciones con 4 observaciones
  - c) 3 estaciones con 5 observaciones,
- en total 33 estaciones.

## III. CALCULOS Y GRAFICOS

Se calculó en cada estación  $i$  de repetición la parábola temporal:

$$D_i = A_i + B_i t + C_i t^2 \quad (1)$$

siendo parábola de interpolación cuando 3 eran las observaciones en cada estación y ajuste parabólico en caso de tener 4 ó 5 observaciones. Como ejemplo de coeficientes resultantes tenemos para Tinogasta, estación N° 18, (numeración interna):

$$D_{18} = A_{18} + (-0,016066 \text{ minutos/día}) t + C_{18} t^2 \quad (1')$$

En el cálculo se tomó como origen del tiempo un instante intermedio del intervalo temporal abarcado, resultando ser el 1° de enero de 1948. Como unidad se usó el día.

De la parábola temporal (1) ó (1') nos interesa por el momento el coeficiente  $B_i$  ya que esta parte lineal expresa la casi totalidad de la variación anual de la declinación, tal como se la concibe comunmente. De hecho resulta más ilustrativo trabajar con unidad minuto/año, que es la utilizada en cartas isóporas, quedando el ejemplo:

$$B_{18} = - 0.016066 \text{ min./día} = -5.864 \text{ min./año}$$

Obtenidos los coeficientes  $B_i$  en cada estación por medio de la (1), se trató de encontrar la representación analítica de la variación anual en función de las coordenadas geográficas, para lo cual se ensayó un ajuste de segundo grado, según la diferencias geográficas  $\Delta\varphi$  y  $\Delta\lambda$ , respecto de un origen convencional. La expresión general utilizada es:

$$B = \alpha + \beta \Delta\varphi_i + \gamma \Delta\lambda_i + \delta \Delta\varphi_i \Delta\lambda_i + \epsilon \Delta\varphi_i^2 + \Psi \Delta\lambda_i^2 \quad (2)$$

donde:  $\Delta\varphi_i = \varphi_i - \bar{\varphi}$                        $\Delta\lambda_i = \lambda_i - \bar{\lambda}$

siendo.  $\bar{\varphi} = 33^\circ \text{ S}$                       y                       $\bar{\lambda} = 63^\circ \text{ O}$

previamente se representaron en coordenadas cartesianas las estaciones observadas, trazándose las isóporas por interpolación lineal a mano alzada, para tener una idea de la forma de las curvas (figura 1).

## FIGURA 1

En la misma observamos que prácticamente el campo de  $B$  se puede representar por una superficie elipsóidica en el norte del territorio con una cúspide de  $-7$  min/año y por una superficie hiperboloide en el sur descendiendo hacia el oeste. Por ese motivo se estimó conveniente adoptar dos diferentes sistemas de representación en el Norte y Sur del país, tomando el paralelo de  $36^\circ \text{ S}$  como divisorio de ambas zonas.

Adoptando diversos criterios de admisión que se explican en la planilla N° 1, el ajuste (2) se calculó con distintas configuraciones de puntos para encontrar aquellas representaciones que mejor se acerquen a los puntos dados y con la tendencia que ofrecía la figura 1. Para justificar la selección numéricamente fueron calculados para cada uno de los diversos ajustes territoriales, los siguientes parámetros estadísticos:

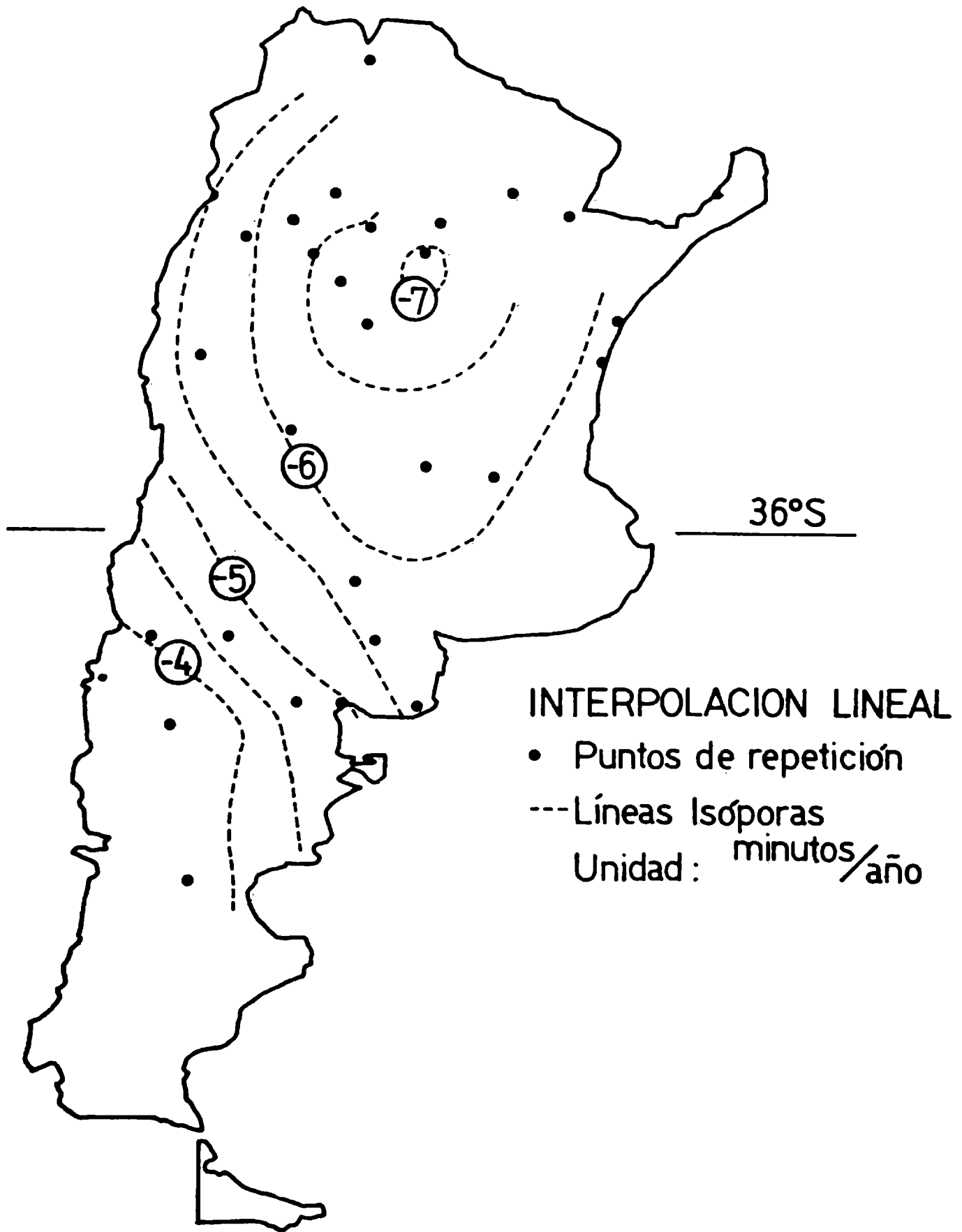


Figura 1

- N = Número de puntos que intervienen en el ajuste.  
 B<sub>obs.</sub> = Valor del coeficiente B que surge de la parábola temporal, calculada en una estación.  
 B<sub>cal.</sub> = Valor del coeficiente B calculado con el ajuste en cuestión para la misma estación.  
 R = Diferencia B<sub>obs.</sub> - B<sub>cal.</sub>  
 RM = Valor máximo de los R obtenidos para un ajuste determinado.  
 S<sup>2</sup> = Residuo promedio cuadrático =  $(\sum R^2) 1/N$   
 E = Error medio de cada uno de los 6 coeficientes de ajuste.  
 EM = E máximo de entre los coeficientes de cada ajuste.

Los parámetros más importantes están dados en la planilla 1.

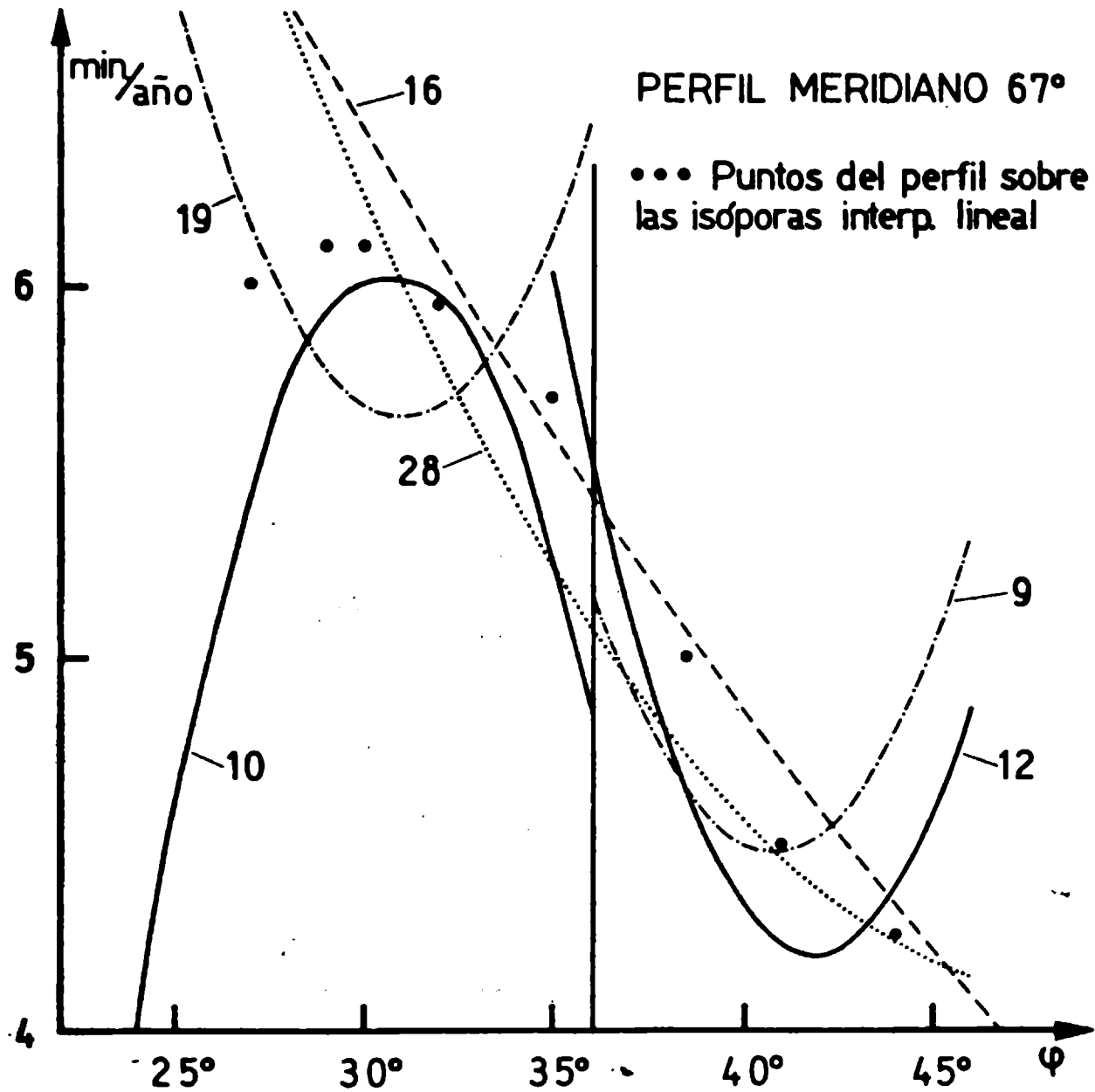
TABLA I

En la configuración de 33 estaciones, se encontraron 4 estaciones anómalas que reflejan en sus 3 parámetros su carácter. Además se consideró para el ajuste por mínimos cuadrados, pesos diferentes para los valores de B que provenían de estaciones con 3, 4 y 5 observaciones.

Aparte de la justificación gráfica mencionada más arriba se han confeccionado en la figura 2, los perfiles a lo largo del meridiano de 67° O, de todos los ajustes de segundo grado, junto con los puntos del perfil de la representación a mano alzada de la figura 1.

TABLA I

ESTAC.	RM	S <sup>2</sup>	EM	CRITERIO DE SELECCION
33	- 22.856	22.197	1.47	Todas las estaciones.
29	- 1.814	0.408	0.22	Todas las estaciones, menos las anómalas.
19	- 1.458	0.382	0.30	Todas las estaciones al norte de Lat. = 36° S
10	0.666	0.123	2.32	Todas las estaciones al sur de Lat. = 36° S
16	- 0.437	0.051	0.14	Todas las estaciones con 4 y 5 observaciones.
10	0.249	0.012	0.17	Todas las estaciones al norte de Lat. = 36° S, con 4 y 5 observaciones.
12	- 1.091	0.145	0.77	Todas las estaciones al sur de Lat. = 34° S.



- EL NUMERO QUE ACOMPAÑA CADA CURVA SE REFIERE A LAS ESTACIONES QUE INTERVIENEN EN EL AJUSTE CORRESPONDIENTE -

Figura 2

Se observa que hay dos parábolas marcadas con 10 y 12 que mejor se acercan a los puntos y cuyo empalme entre las dos zonas es satisfactorio ya que en el paralelo 36° S se diferencian en sólo 0.7 minutos/año.

Se concluye que es plausible una división territorial de los datos, representados por los siguientes ajustes:



$$B = -6.75824 + 0.23262 \Delta\varphi_i + 0.01876 \Delta\lambda_i - 0.00846 \Delta\varphi_i \Delta\lambda_i + 0.04432 \Delta\varphi_i^2 + 0.05243 \Delta\lambda_i^2 \quad (3)$$

$$B = -6.81844 + 0.43826 \Delta\varphi_i - 0.02394 \Delta\lambda_i + 0.05917 \Delta\varphi_i \Delta\lambda_i - 0.03798 \Delta\varphi_i^2 - 0.01757 \Delta\lambda_i^2 \quad (4)$$

que corresponden a las configuraciones de:

- 10 estaciones al norte de la latitud de  $36^\circ$  S con 4 y 5 observaciones y
- 12 estaciones con latitud mayor que  $34^\circ$  S con 3, 4 y 5 observaciones; o sea, las configuraciones a que se refieren los últimos dos renglones de la planilla 1.

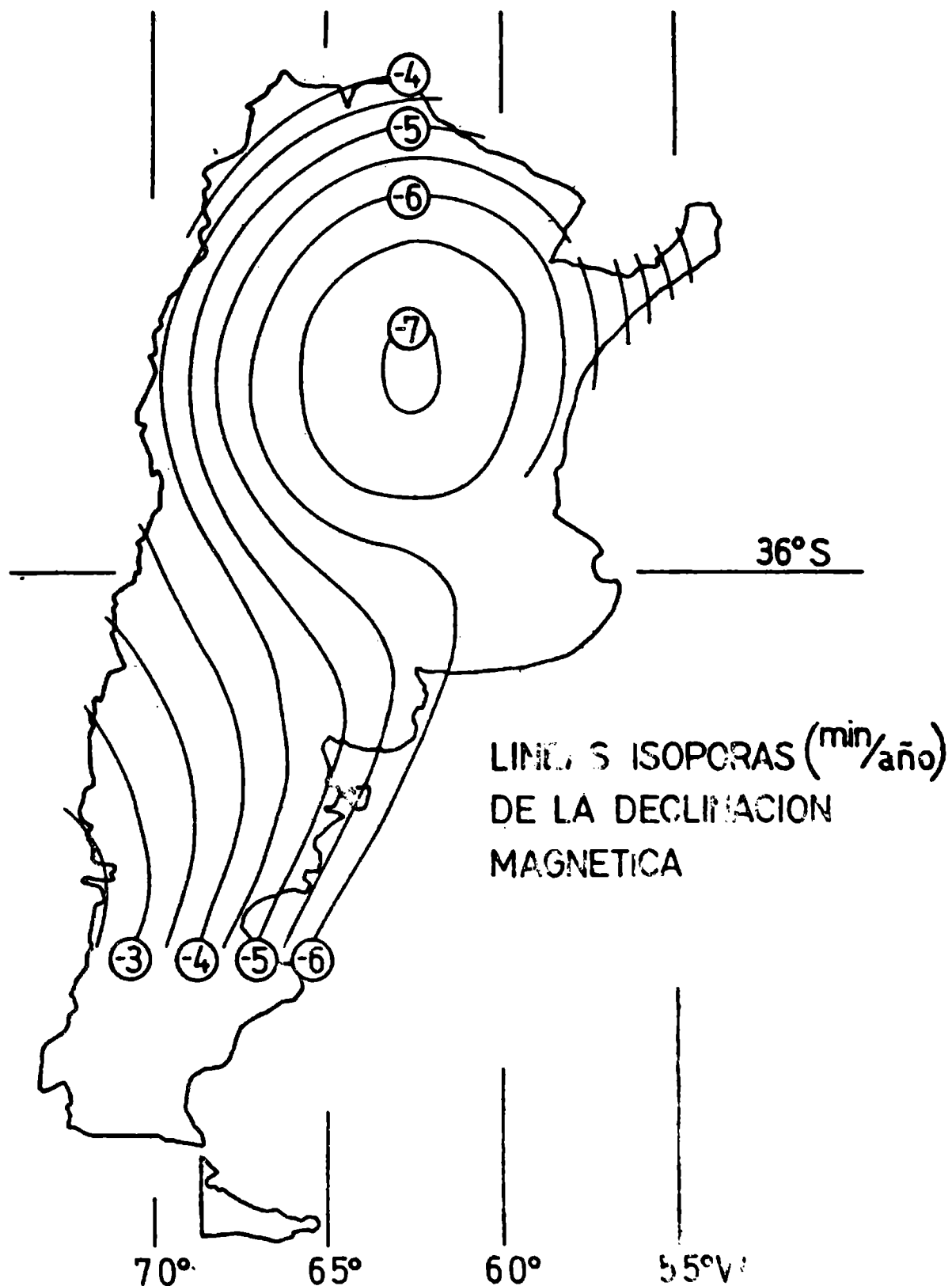


Figura 3

En definitiva, la figura 3 presenta la representación del campo isóporo en el territorio argentino mediante los dos sistemas de ajuste en las zonas Norte y Sur, empalmados.

## **LOS DATOS PALEOMAGNETICOS DE ROCAS DEL PALEOZOICO SUPERIOR DE AMERICA DEL SUR: SU APORTE A LA MAGNETO ESTRATIGRAFIA Y A LA HISTORIA DE LA FRAGMENTACION DEL GONDWANA**

**DANIEL ALBERTO VALENCIO**

Departamento de Ciencias Geológicas; Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,  
Universidad de Buenos Aires.

**Se analizan los datos paleomagnéticos neopaleozoicos de América del Sur, particularmente los obtenidos recientemente de los Grupos Paganzo (Argentina), Tubarao y Passa Dois (Brasil), y se discute su relación con la cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre y el desplazamiento polar relativo a dicho continente durante el Paleozoico Superior.**

**Se muestra que la información paleomagnética neopaleozoica disponible sugiere que el primer episodio de fragmentación del supercontinente Gondwana habría ocurrido en el Pérmico; como consecuencia del mismo se habrían formado dos bloques: América del Sur – África y Australia – India – Antártida.**

**Late palaeozoic palaeomagnetic data of south América, particularly those recently obtained from the Paganzo Group (Argentina), Passa Dois Group and Tubarao Group (Brazil), are analyzed. The relation of these data with the chronology of the reversals of the geomagnetic field and the polar drift relative to South America within the Upper Palaeozoic are discussed.**

**It is shown that the available Late Palaeozoic palaeomagnetic data suggest that the first of fragmentation episode of the supercontinent Gondwana would have occurred in Permian times; as a consequence of it two blocks would have originated: South America – Africa and Australia – India – Antartica.**

## I. INTRODUCCION

Recientemente se han realizado estudios paleomagnéticos de formaciones geológicas de América del Sur asignadas al Paleozoico Superior (Valencio, 1972 a, Thompson, 1972 y Sinito, 1973). El significado de los datos obtenidos en los mismos, como así también de las edades radiométricas de algunas formaciones neopaleozoicas estudiadas paleomagnéticamente con anterioridad (Valencio y Mitchel, 1972 a y b) en relación con el cuadro de reversiones de la polaridad del campo magnético terrestre y del desmembramiento del supercontinente Gondwana, ha sido analizado por Valencio (1972 a y b) y Valencio y Vilas (1972). El presente trabajo tiene por objeto considerar en conjunto los datos e interpretaciones mencionados, con miras a valorar el estado actual de conocimiento sobre dichos temas.

## II. LAS REVERSIONES DE POLARIDAD DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE Y LA MAGNETOESTRATIGRAFIA EN EL PALEOZOICO SUPERIOR

Una de las características más importantes e interesantes registradas en el campo magnético terrestre durante el Phanerozoico es el prolongado período, de unos 60 millones de años, hacia fines del Paleozoico, en el cual tuvo predominantemente polaridad opuesta a la actual. Este comportamiento tan particular fue observado por primera vez por Irving y Parry (1963), quienes bautizaron a este período Intervalo Magnético Kiaman. Con posterioridad, diversos investigadores han aportado datos que han permitido definir la cronología de los pocos cambios de polaridad acaecidos hacia fines del Paleozoico (Irving, 1966; Khramov, 1967; McMahon y Strangway, 1967; 1968 a y b, y Valencio y Mitchell, 1972 a y b). Particularmente, en el último de los trabajos citados, el Intervalo Magnético Kiaman ha sido redefinido como aquel registrado en el Paleozoico Superior en el cual el campo magnético terrestre tuvo predominantemente polaridad reversa, con excepción de períodos cortos de polaridad normal en la transición permo-carbónica (Evento Magnético Oak Creek) y en el Pérmico Medio (Evento Magnético Quebrada del Pimiento), figura 1. De acuerdo a esta nueva definición del Intervalo, éste se iniciaría hacia fines del Carbónico luego de una serie de cambios de polaridad del campo magnético terrestre acaecidos en el Namuriano, Bashkiriano y Moscoviano, los que han sido incluidos dentro de la Zona de Debal'tseva, y finalizaría en el Pérmico más alto, cuando se inicia una serie de frecuentes reversiones de polaridad del campo magnético terrestre, las que se extienden hasta el Triásico Inferior y definen la Zona Illawarra. Figura 1.

Si se acepta que el origen del campo magnético terrestre dipolar se debe al acople de dos o más dinamos autoexcitados, originados por movimientos de material fluido conductor de la electricidad en la parte exterior del núcleo ordenados por la rotación terrestre, siendo sus cambios de polaridad regidos por el campo no dipolar (Cox, 1966), el que se originaría en torbellinos del citado material presentes cerca de la interfase manto-núcleo, se concluye que un gran cambio en las causas productoras del campo no dipolar tuvo que haber ocurrido antes y después del Intervalo Magnético Kiaman. Particularmente, la primera de ellas podría estar relacionada con los procesos de fragmentación del Superconti-

nente Gondwana, los que habrían ocurrido en el Pérmico bajo (Valencio y Vilas, 1972).

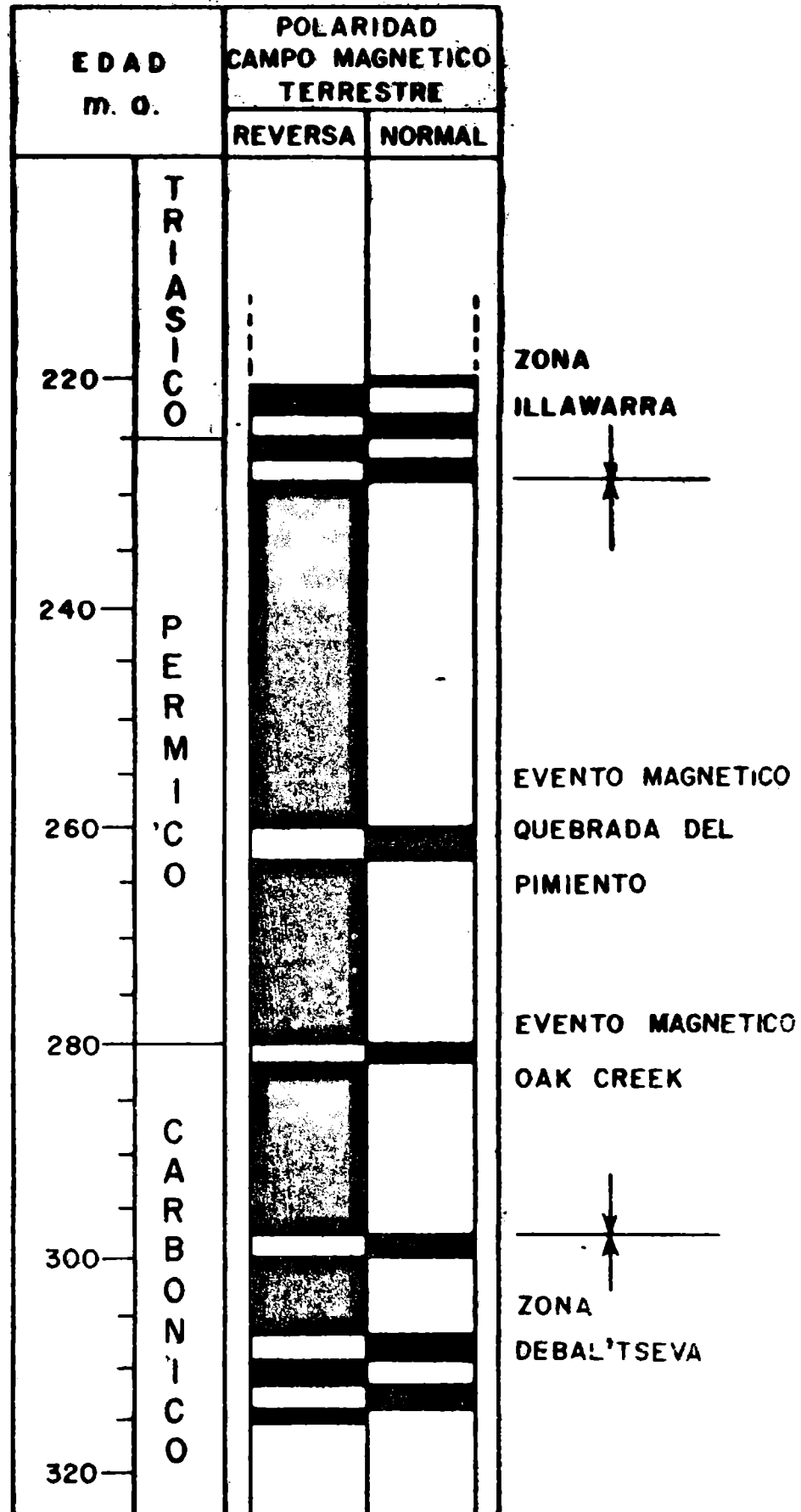


Figura 1. Cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre en el Paleozoico Superior (Intervalo Magnético Kiaman o Intervalo del Paleozoico Superior de polaridad reversa del Campo Magnético Terrestre), según Valencio y Mitchell, 1972b.

La naturaleza global de las reversiones del campo magnético terrestre es causa de que rocas contemporáneas de diferentes orígenes (ígneas, metamórficas y sedimentarias), en cuya composición figuran minerales ferromagnéticos, adquieran magnetizaciones remanentes de igual polaridad. Luego es posible establecer correlaciones estratigráficas de formaciones geológicas (tanto en escala local como intercontinental) sobre la base de sus remanencias magnéticas. Surge así una aplicación particular de la remanencia magnética de las rocas: la magnetoestratigrafía. Lógicamente que no es posible correlacionar dos formaciones sobre la única base de las polaridades de sus remanencias magnéticas pues el campo magnético terrestre ha sufrido reversiones de polaridad a lo largo de toda la escala geológica. Pero conocida en detalle la cronología de las reversiones, en un intervalo dado del tiempo geológico a partir del estudio paleomagnético de formaciones cuyas edades están bien establecidas, es posible usar la misma para mejorar el conocimiento acerca de la edad de otra formación cuya edad esté comprendida dentro de dicho intervalo pero que las evidencias no permitan fijarla con mayor precisión dentro del mismo. Particularmente, el cuadro de reversiones del campo magnético terrestre dentro del Intervalo Magnético Kiaman cumple con tales condiciones. Así, sobre la base de las remanencias magnéticas, Valencio (1972 a) asignó: i) una edad equivalente a la Zona Debal'tseva (Namuriano—Westfaliano Inferior, mayor que 295 m.a.). Los sedimentitas de la Formación Lagares (Grupo Paganzo) recogidas en las inmediaciones de la localidad de Bum-Bum, Provincia de La Rioja; ii) una edad post Debal'tseva y pre-Quebrada del Pimiento para sedimentitas rojas de la Formación La Colina (Grupo Paganzo) recogidas en las inmediaciones de la localidad de Paganzo, Los Colorados y Río Chaschuil, Provincia de La Rioja; iii) una edad equivalente a la de la Zona Illawarra (Tatariano Superior o Triásico Inferior) para sedimentitas de la Formación Corumbataí (Grupo Passa Dois) recogidas en los alrededores de las localidades de Artemis y Piracicaba, Estado de San Pablo, Brasil; y iv) una edad comprendida entre aquellas asignadas a los Eventos Magnéticos Oak Creek (Permo-Carbónico) y Quebrada del Pimiento (Sankmariano-Artinskiano Inferior) para varvitas de la Formación Itú y sedimentitas del Subgrupo Itararé, ambas del Grupo Tubarao, recogidas en las inmediaciones de las localidades de Mococa y de Itú, Brasil, respectivamente.

### III. LA CURVA DE DESPLAZAMIENTO POLAR NEOPALEOZOICA DE AMÉRICA DEL SUR

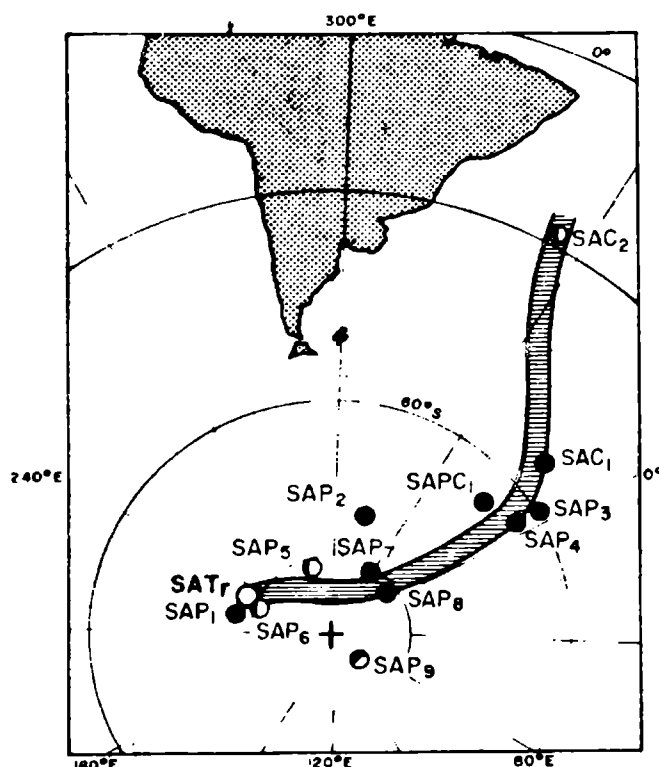
Los polos geomagnéticos\* neopaleozoicos de América del Sur que satisfacen criterios mínimos de confiabilidad ((Valencio, 1972) están resumidos en la Tabla I. Las posiciones geográficas de dichos polos geomagnéticos están indicadas en la figura 2 en la que también se muestra la curva que uniéndolos cronológicamente representa el mejor ajuste a la información disponible. Esta curva de desplazamiento polar representa el movimiento del polo, relativo a América del Sur, desde el Carbónico Inferior-Medio (polo SAC<sub>2</sub>) hasta el Pérmico Superior (polo SAP<sub>1</sub>). El trazado de esta curva está basado en los polos geomagnéticos cuyas

\* Aquéllos obtenidos sobre la base del promedio de las direcciones de las remanencias primarias de rocas que en conjunto cubren un período de 10.000 o más años.

Unidad Geológica	Edad	Polo Magnético Sur						Referencia
		Latitud Sur (°)	Latitud Este (°)	dΨ (°)	dX (°)	α <sub>95</sub> (°)	Nombre	
Formación Taiguatí	C(i-m)	28	326	-	-	9	SAC <sub>2</sub>	Creer, 1966.
Formación Piauí	C(s)	55	348	-	-	12	SAC <sub>1</sub>	Creer, 1970.
Grupo Paganzo	C(s)	65	347	-	-	6	SAPC <sub>1</sub>	Creer, 1965.
Formación La Colina, G. Paganzo (L. Colorados)	C(s)	59,5	357,5	-	-	3,4	SAP <sub>3</sub>	Embleton, 1970.
Formación La Colina, G. Paganzo (Huaco)	C(s)	63	356	-	-	9,5	SAP <sub>4</sub>	Embleton, 1970.
Formación La Colina, G. Paganzo (L. Colorados)	P-C	74	313	-	-	4,5	SAP <sub>2</sub>	Thompson, 1972.
Formación La Colina, G. Paganzo (G. Paganzo)	P-C	81	327	-	-	4	SAP <sub>7</sub>	Thompson, 1972.
Formación La Colina, G. Paganzo (L. Colorados)	P-C	82	349	-	-	4	SAP <sub>8</sub>	Thompson, 1972.
Formación La Colina, G. Paganzo (Chaschuil)	P-C	85	64	-	-	8	SAP <sub>9</sub>	Thompson, 1972.
Grupo Cerro Carrizalito (263 ± 5 m.a.)	P-(m)	81	282	7	5	-	SAP <sub>5</sub>	Valencio, 1969.
Formaciones Cerro Bola y Cerro Colorado	P(m)	80	228	11	9	-	SAP <sub>6</sub>	Vilas, 1969.
Formaciones Las Tunas y Bonete	P(s)	78	219	-	-	17	SAP <sub>1</sub>	Creer, Embleton y Valencio.

Tabla 1 - Polos Geomagnéticos neopaleozoicos de América del Sur que satisfacen criterios mínimos de confiabilidad.

edades geológicas están mejor avaladas; cumplen tal condición, además de los polos geomagnéticos recién citados ( $SAC_2$  y  $SAP_1$ ) los individualizados por las siglas  $SAC_1$  (Carbónico Superior),  $SAP_5$  y  $SAP_6$  (Pérmico Medio, 263 m.s.). Los restantes polos geomagnéticos han sido calculados de formaciones cuyas edades, según las evidencias paleontológicas y paleobotánicas disponibles, son indudablemente neopaleozoicas pero de las cuales no hay uniformidad de criterio en cuanto a una ubicación más precisa en la escala del tiempo. Ello indujo a Valencio (1972 a) a recurrir a la dirección media de sus remanencias magnéticas (o lo que es equivalente al polo geomagnético correspondiente) para sugerir para los mismos una edad más definida. Lógicamente, dicha edad debe también satisfacer el cuadro de reversiones de polaridad del campo magnético terrestre (figura 1, ítem 2), por lo cual el aporte del paleomagnetismo en tal sentido es doble. Así, le fue asignada una edad equivalente a la de la Formación Piauí (Carbónico Superior), a las sedimentitas de la Formación La Colina, recogidas en las inmediaciones de las localidades Los Colorados y Huaco, sobre la base de cuyas remanencias magnéticas fueron calculados los polos geomagnéticos  $SAP_3$  y  $SAP_4$  respectivamente. Como puede observarse en la Figura 2, las posiciones de estos polos son muy próximas a la de la Formación Piauí ( $SAC_1$ ). Esta interpretación equivale a asignar a los estratos inferiores de la Formación La Colina al Carbónico Superior, lo que es coherente con la edad radiométrica (295 m.a.) hallada en magmatitas intercaladas en dicha sección.



**Figura 2.** *Polos geomagnéticos y curva de desplazamiento polar neopaleozoica de América del Sur. Los polos están mencionados en el texto y en la Tabla I, excepto el (promedio de los polos triásicos y permotriásicos).*

En la misma localidad de Los Colorados donde se recogieron las muestras con las cuales fue calculado el polo geomagnético  $SAP_3$  (Carbónico Superior), pero a niveles estratigráficos más altos, se recolectaron las muestras de la Formación La Colina sobre la base de cuyas remanencias fueron calculados los polos geomagnéticos  $SAP_2$  y  $SAP_8$ . Estos polos de edad indudablemente más joven que el del polo  $SAP_3$ , están situados en una posición más joven en la curva de

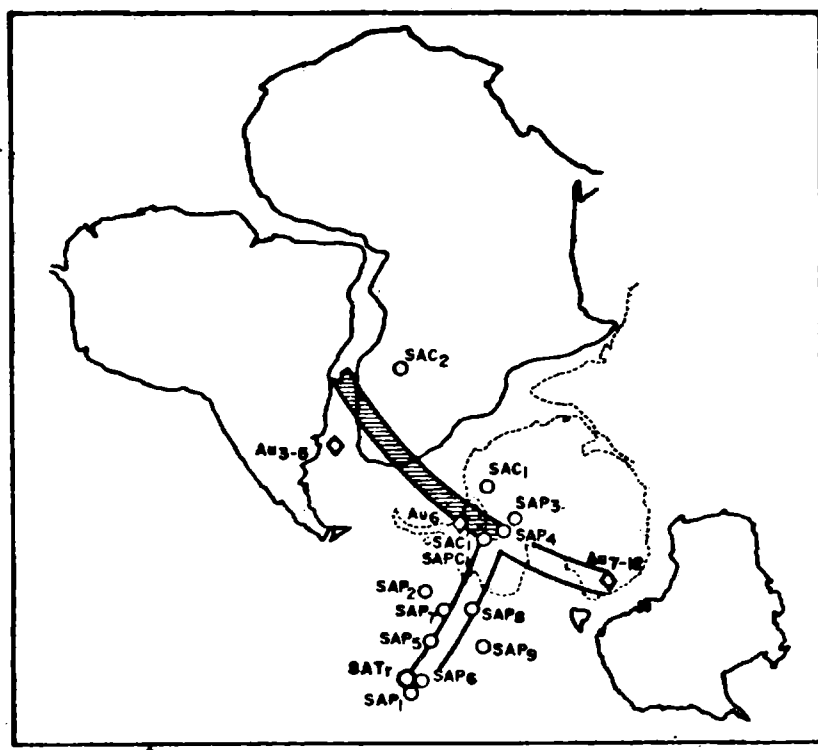


desplazamiento polar de América del Sur (figura 2), lo cual testifica la habilidad del paleomagnetismo para asignar edad relativa a ciertas formaciones geológicas. Sobre la base de los resultados del estudio paleomagnético de estas sedimentitas, Valencio (1972) les asigna una edad más joven que Carbónico Superior (295 m.a.) pero mayor que Pérmico Medio (263 m.a.); edad ésta asignada a los polos geomagnéticos SAP<sub>5</sub> y SAP<sub>6</sub>, situados a su vez en una posición polar más joven que los SAP<sub>2</sub> y SAP<sub>8</sub>, (figura 2). Por un razonamiento similar, el mismo autor asigna a las sedimentitas de la Formación La Colina recogidas en las inmediaciones de la localidad de Paganzo y del Río Chaschuil, a partir de cuyas remanencias fueron calculados los polos SAP<sub>7</sub> y SAP<sub>9</sub>, respectivamente, una edad equivalente a la de los polos SAP<sub>2</sub> y SAP<sub>8</sub>; es decir, una edad más joven que Carbónico Superior pero mayor que Pérmico Medio. Luego se concluye que los estratos de la Formación La Colina (Sección Media del Grupo Paganzo) recogidos en la localidad de Paganzo y Río Chaschuil, son equivalentes a los niveles medios y superiores de la misma formación, aflorantes en Los Colorados. Particularmente, las muestras de polaridad normal encontradas en Río Chaschuil indican para las mismas, como mínimo, una edad equivalente a la del Evento Magnético Oak Creek o la del Evento Quebrada del Pimiento.

#### IV. LA FRAGMENTACION DEL SUPERCONTINENTE GONDWANA

La curva de desplazamiento polar neopaleozoica de América del Sur (figura 2) está bien definida. Los polos geomagnéticos desde el Carbónico Medio-Inferior (polo SAC<sub>2</sub>) al Pérmico Medio (polos SAP<sub>5</sub> y SAP<sub>6</sub>), definen un camino polar continuo, más que "grupos de tiempo" representativos de intervalos casi estáticos. En efecto, de acuerdo a la interpretación sintetizada en el ítem 3, los polos SAC<sub>1</sub>, SAPC<sub>1</sub>, SAP<sub>3</sub>, y SAP<sub>4</sub>, y los SAP<sub>2</sub>, SAP<sub>7</sub>, SAP<sub>8</sub> y SAP<sub>9</sub>, forman sendos "grupos de edad". Esta interpretación sugiere un desplazamiento polar gradual y continuo, del orden de los 60° relativo a América del Sur, desde el Carbónico Medio-Inferior hasta el Pérmico Medio (unos 50 m.a.), como consecuencia del cual América del Sur se alejó del Polo Sur y alcanzó latitudes próximas a las actuales en el Pérmico Medio (Valencio y Vilas, 1972). De acuerdo a esto autores, América del Sur y África estuvieron unidas por sus litorales Atlánticos, durante este episodio, es decir, que el desplazamiento polar neopaleozoico relativo al continente africano fue similar al ya descrito para América del Sur.

Los datos paleomagnéticos de Australia han demostrado que un desplazamiento polar, gradual y continuo relativo a dicho continente, tuvo lugar en el Carbónico Superior (McElhinny y Briden, 1971). En la figura 3, este camino polar es el definido entre el polo Au<sub>3.5</sub> (promedio de los polos geomagnéticos que definen el Grupo B de dichos autores) y el Au<sub>6</sub> (grupo C); desplazamiento polar que sería equivalente al definido para América del Sur y África entre el polo geomagnético SAC<sub>2</sub> y los polos que definen el "grupo de edad" carbónica superior para América del Sur (SAC<sub>1</sub>, SAPC<sub>1</sub>, SAP<sub>3</sub> y SAP<sub>4</sub>). Es decir, durante dicho episodio fueron válidas las posiciones relativas indicadas en la figura 3 para



**Figura 3.** *Cúrvas de desplazamiento polar correspondientes al Paleozoico Superior de América del Sur y Australia. Los polos geomagnéticos de América del Sur son representados por circulitos, y están mencionados en el texto y en Tabla I; los de Australia, representados por rombos, siguen la nomenclatura de McElhinny y Briden, 1971.*

América del Sur, África y Australia. Los polos geomagnéticos neopaleozoicos de este último continente definen un segundo y posterior episodio de desplazamiento polar entre el polo  $Au_6$  y el grupo de polos de edad "Kiaman" (polo  $Au_{7-12}$  en la figura 3; Grupo D de McElhinny y Briden). Los polos geomagnéticos de América del Sur que serían de edad equivalente a estos polos australianos ( $SAP_2$ ,  $SAP_7$ ,  $SAP_8$ ,  $SAP_9$ ,  $SAP_5$ ,  $SAP_6$  y  $SAP_1$ ) definen posiciones diferentes en la clásica reconstrucción del Gondwana y no definen "grupo de edades" (figura 3). Esto sugiere diferentes desplazamientos polares neopaleozoicos relativos al bloque América del Sur — África y a Australia, lo cual indicaría que la fragmentación inicial del supercontinente Gondwana habría ocurrido en el inicio del Pérmico y que, de este episodio, habrían surgido dos bloques: América del Sur — África y Australia — Antártida — India.

#### AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a la Universidad de Buenos Aires y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas las diferentes ayudas recibidas, que hicieron posible la ejecución de este trabajo.

#### BIBLIOGRAFIA

Creer, K. M., 1965: *Palaeomagnetic data from Gondwanic continents; Philosophical Transact. Royal Soc., A-258, p.27-40.*

- Creer, K. M., 1970: *A palaeomagnetic Survey of South American rocks, Parts I to V: Philosophical Transact. Royal Soc., v.267, n.1183, p.457-558.*
- Creer, K. M., Embleton, B. B. y Valencio, D. A., 1970: *Permo – Triassic and Triassic palaeomagnetic data from South America; Earth and Planetary Sci. Letters, v.8, p.173-178.*
- Cox, A., 1966: *Geomagnetic Reversals; Science, v.163, n.3864, p.237-245.*
- Embleton, B. B., 1970: *Nuevos estudios paleomagnéticos del neopaleozoico (Paganzo II) de la República Argentina; Rev. Asoc. Geolog. Argentina, XXV, n.1, p.103-110.*
- Irving, E., 1966: *Paleomagnetism of some Carboniferous rocks from New South Wales and its relation to geological events; J. Geophys. Res., v.71, p.6025-6061.*
- Irving, E. y Parry, L. G., 1963: *The magnetism of some Permian rocks from New South Wales; Geophys J., v.7, p.395-411.*
- Khramov, A. M., 1967: *The earth's magnetic field in the Late Palaeozoic; Izv. Akad. Nauk. U.S.S.R., Earth Physics Ser., p.86-108.*
- McElhinny, M. M. y Briden, J. C., 1971: *Continental drift during the Palaeozoic; Earth Planet. Sci. Letters, 10-407.*
- McMahon, B. E. y Strangway, D. W., 1967: *Kiaman Magnetic Interval in the Western United States; Science, N. Y., 155, p.1012-1013.*
- McMahon, B. E. y Strangway, D. W., 1968 a.: *Stratigraphic implications of palaeomagnetic data from Upper Paleozoic-Lower Triassic redbeds of Colorado; Bull. Geol. Soc. Amer., v.79, p.417-428.*
- McMahon, B. E. y Strangway, D. W., 1968 b.: *Investigations of Kiaman Magnetic Division in Colorado redbeds; Geophys J., v.15, n.3, p.285.*
- Sinito, A. M., 1973: *Paleomagnetismo de varvitas de la Formación Itú, Brasil: su aporte al conocimiento de la variación secular neopaleozoica; Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.*
- Thompson, R., 1972: *Palaeomagnetic results from the Paganzo Basin of North West Argentina; Earth and Planetary Science Letters, v.15, p.145-156.*
- Valencio, D. A., 1969: *El paleomagnetismo de una formación magmática del suroeste de la Provincia de Mendoza; Actas Ivas. Jornadas Geológicas Argentinas, Tomo II, p.375-396.*
- Valencio, D.A., 1972 a.: *Intercontinental correlation of Late Palaeozoic South American rocks on the basis of their magnetic remanences; Proceedings of the International Symposium on the Carboniferous and Permian Systems in South America, Sao Paulo, Brasil, Noviembre 19-28, en prensa.*
- Valencio, D. A., 1972 b.: *Significado estratigráfico y paleogeográfico de los estudios paleomagnéticos de formaciones de Paleozoico Superior y del Mesozoico Inferior de América del Sur; Vº Congreso Geológico Argentino, Villa Carlos Paz, Córdoba, Octubre 22-28, en prensa.*
- Valencio, D. A. y Mitchell, J., 1972 a.: *Edad K–Ar y paleomagnetismo de rocas ígneas de las Formaciones Quebrada del Pimiento y Las Cabras, Provincia de Mendoza; Rev. Asoc. Geolog. Argentina, XXVII, v.2, p.170-178.*
- Valencio, D. A. y Mitchel, J., 1972 b.: *Palaeomagnetism and K–Ar ages of Permo-Triassic igneous rocks from Argentina and the intercontinental correlation of Upper Palaeozoic-Lower Mesozoic Formations; 24th International Geological Congress, Section 3, Tectonics, p.189-195.*
- Valencio, D. A. y Vilas, J. F., 1972: *Palaeomagnetism of Late Palaeozoic and Early Mesozoic rocks of South America; Earth and Planetary Science Letters, v.15, p.75-85.*

*Vilas, J. F.; 1969: Resultados preliminares del estudio paleomagnético de algunas formaciones triásicas del sudoeste de Mendoza; Ivas. Jornadas Geológicas Argentinas, Tomo III, en prensa.*

## LAS CURVAS DE DESPLAZAMIENTO POLAR CENOZOICAS DE AMERICA DEL SUR, AMERICA DEL NORTE, AFRICA, INDIA Y AUSTRALIA

JUAN F. A. VILAS

Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires

Si se parte de la teoría de la propagación del fondo oceánico, y se acepta que los polos paleomagnéticos (geomagnéticos) coinciden con los polos paleogeográficos, es posible obtener polos geomagnéticos teóricos para distintas épocas del Cenozoico, por la propagación del fondo oceánico de los correspondientes polos geomagnéticos corregidos.

Se desarrolla el formalismo matemático que permite referir los polos geomagnéticos de los distintos bloques a un mismo sistema de coordenadas, cuando son llevados, por medio de las rotaciones postuladas por la teoría de la propagación del fondo oceánico, de sus posiciones relativas actuales a las que ocupaban en el pasado.

Se presentan las curvas Cenozoicas de desplazamiento polar relativo teórico de los continentes América, África, India, y Australia, obtenidas de representar las sucesivas posiciones relativas del polo geomagnético teórico respecto de los citados continentes. Esas curvas sugieren que la velocidad del desplazamiento fue disminuyendo desde el Cenozoico Inferior hasta el presente, acentuándose ese comportamiento a partir del Mioceno.

Accepting the movements of the different lithosphere blocks suggested by the seafloor spreading theory and that the palaeomagnetic (geomagnetic) poles are also palaeogeographic, the Cenozoic geomagnetic poles from all over the world, corrected by the movements postulated by sea-floor spreading allow to obtain theoretical geomagnetic poles for different epochs within the Cenozoic.

Mathematical expressions which allow to refer to one coordinate system the geomagnetic poles for the different blocks of lithosphere when these blocks are rotated back from their present positions to their relative positions in the past according to the rotations suggested by the sea-floor spreading theory, are given.

Theoretical Cenozoic polar wandering curves for the South American, North American, African, Indian, and Australian continents, obtained from the successive positions of the theoretic geomagnetic poles relative to these continents are given. These theoretical polar wandering curves suggest that the velocity of the polar movement was decreasing from the Lower Cenozoic to the present; this behavior would have been more evident since the Miocene.

## I. INTRODUCCION

Diversos autores demostraron que la configuración del campo geomagnético es dipolar, axial y geocéntrico, si a la misma se la promedia en un intervalo del orden de los 10.000 años. Es decir, si a la línea de fuerza representativa del campo geomagnético en un determinado lugar, se la promedia en un intervalo del orden de los 10.000 años, se obtiene una línea de fuerza representativa de un dipolo magnético ubicado en el centro del globo terrestre, con una dirección coincidente con su eje de rotación. Por esa razón, hablar de polos geomagnéticos es lo mismo que hablar de polos paleogeográficos, ya que aquellos han sido obtenidos de promediar el magnetismo remanente de rocas cuyas edades cubren un intervalo mayor que 10.000 años. Cuando esta condición no se ha cumplido se los llama polos geomagnéticos virtuales.

De acuerdo con la teoría de la propagación del fondo oceánico, es posible determinar ejes o polos de rotación alrededor de los cuales se mueve un bloque de litosfera respecto de otro con una velocidad de rotación determinada (Morgan, 1968). El modelo de 6 bloques de litosfera rígidos presentados por Le Pichón (1968), con sus correspondientes polos y velocidades de rotación, permite conocer los movimientos relativos presentes entre dos cualesquiera de estos bloques. Este modelo simplificado involucra ciertas aproximaciones que no introducirán errores apreciables en este análisis, tal como ya lo demostrara Vilas, (1970).

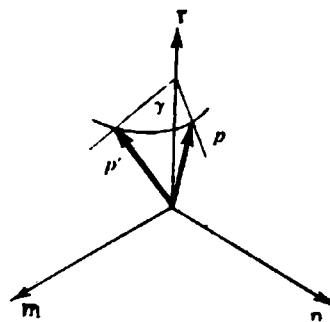
Del modelo de 6 bloques de Le Pichón es posible precisar, para una edad prefijada dentro del Cenozoico, las posiciones relativas que guardan los distintos bloques respecto de un bloque dado. Del conocimiento de estas posiciones relativas es posible calcular, mediante la aplicación de un algoritmo matemático, el polo geomagnético teórico de un bloque sobre la base del polo geomagnético de cualquiera de los restantes.

Mediante la aplicación del algoritmo matemático antes mencionado, los polos geomagnéticos de los distintos bloques con edades semejantes; pueden ser referidos a un bloque determinado; el promedio de éstos representará el polo paleogeográfico más probable de éste bloque para la edad considerada. Si repetimos este procedimiento para diferentes edades del Cenozoico, obtendremos una serie de polos paleogeográficos que, unidos cronológicamente, definen la curva de deriva polar Cenozoica del bloque considerado; esta curva satisface simultáneamente los datos paleomagnéticos y los movimientos postulados por la teoría de la propagación del fondo de los océanos.

## II. ROTACION FINITA DE VECTORES ALREDEDOR DE UN EJE

El problema consiste en determinar como se transforman las componentes de un vector, cuando se lo rota un ángulo finito alrededor de un eje fijo; en particular, si el eje de rotación coincide con alguno de los ejes de coordenadas, el problema tiene una solución sencilla. En la figura 1 se ha representado en un sistema cartesiano "mnr" el vector unitario  $\mathbf{p}_{mnr}$ , siendo sus cosenos directores  $p_m$ ,  $p_n$  y  $p_r$ . Rotando éste vector un ángulo  $\gamma$  alrededor del eje  $r$ , en el sentido de las agujas del reloj, se obtiene el vector  $\mathbf{p}'_{mnr}$  cuyos cosenos directores  $p'_m$ ,  $p'_n$  y  $p'_r$  están relacionados con los de  $\mathbf{p}_{mnr}$  por las siguientes expresiones:

**Figura 1. Rotación de un vector alrededor de un eje  $\gamma$  coincidente con uno de los ejes de coordenadas.**



$$\begin{aligned} p'_m &= p_m \cos \gamma + p_n \sin \gamma \\ p'_n &= p_m \sin \gamma + p_n \cos \gamma \quad p'_r = p_r \end{aligned} \tag{1}$$

sea en notación matricial:  $\mathbf{p}'_{mnr} = \mathbf{G}_\gamma \cdot \mathbf{p}_{mnr}$  (2)

Donde  $\mathbf{G}_\gamma$  es el operador que define la rotación alrededor del eje "r":

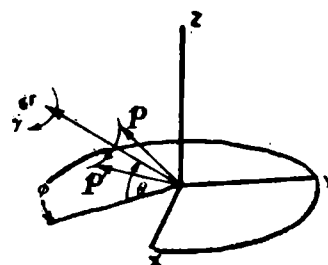
$$\mathbf{G}_\gamma = \begin{vmatrix} \cos \gamma & \sin \gamma & 0 \\ -\sin \gamma & \cos \gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \tag{3}$$

Los vectores  $\mathbf{p}_{mnr}$  y  $\mathbf{p}'_{mnr}$  están definidos por las siguientes matrices columnas:

$$\mathbf{p}_{mnr} = \begin{vmatrix} p_m \\ p_n \\ p_r \end{vmatrix} \tag{4}$$

$$\mathbf{p}'_{mnr} = \begin{vmatrix} p'_m \\ p'_n \\ p'_r \end{vmatrix} \tag{5}$$

**Figura 2. Rotación de un vector alrededor de un eje  $\gamma$  definido por los ángulos  $\theta$  y  $\phi$ .**



Cuando un vector unitario  $\mathbf{p}_{xyz}$ , con cosenos directores  $p_x$ ,  $p_y$  y  $p_z$ , en el sistema  $x$  y  $z$ , es rotado un ángulo  $\gamma$  en el sentido de las agujas del reloj, alrededor de un eje  $\mathbf{r}$  definido por los ángulos  $\theta$  y  $\phi$  (figura 2), se obtiene como resultado de esta rotación el vector unitario  $\mathbf{p}'_{xyz}$ , con cosenos directores  $p'_x$ ,  $p'_y$  y  $p'_z$ . La expresión matricial que relaciona  $\mathbf{p}_{xyz}$  con  $\mathbf{p}'_{xyz}$  es la siguiente:

$$\mathbf{p}'_{xyz} = \mathbf{R}_{\theta \phi \gamma} \cdot \mathbf{p}_{xyz} \tag{6}$$

Donde  $R_{\theta\phi\gamma}$  es el operador que define la rotación entre  $P_{xyz}$  y  $P'_{xyz}$ . Los subíndices  $\theta$ ,  $\phi$  y  $\gamma$  indican que los elementos del operador  $R_{\theta\phi\gamma}$  son función de estos ángulos. Para definir los elementos de este operador se procede de la siguiente manera:

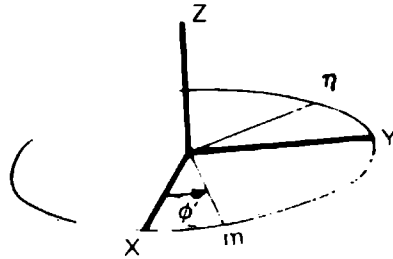


Figura 3. Rotación del sistema de coordenadas xyz alrededor del eje z.

- 1) Se rota el sistema de coordenadas "xyz" el ángulo de Euler  $\phi'$  obteniéndose el sistema "m $\eta$ z" (figura 3); por lo tanto el vector  $P_{xyz}$  queda definido en el sistema "m $\eta$ z" mediante la expresión:

$$P_{m\eta z} = B_{\phi'} \cdot P_{xyz} \quad (7)$$

$$\text{Donde: } B_{\phi'} = \begin{vmatrix} \cos \phi' & \text{sen } \phi' & 0 \\ -\text{sen } \phi' & \cos \phi' & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \quad (8)$$

es la matriz que define esta transformación de coordenadas

- 2) Se rota el sistema de coordenadas "m $\eta$ z" el ángulo de Euler  $\theta'$  obteniéndose el sistema de coordenadas "mnr" (figura 4); el vector  $P_{m\eta z}$  se redefine en el sistema "mnr" por la transformación:

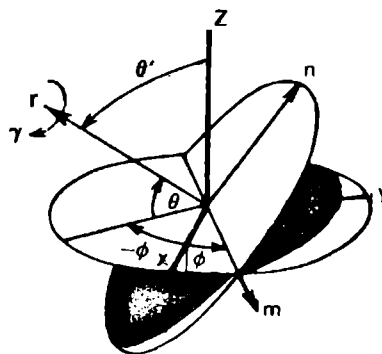


Figura 4. Rotación del sistema m $\eta$ z alrededor del eje m.

$$P_{mnr} = A_{\phi'} \cdot P_{m\eta z} \quad (9) \quad \text{Donde: } A_{\phi'} = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \phi' & \text{sen } \phi' \\ 0 & -\text{sen } \phi' & \cos \phi' \end{vmatrix} \quad (10)$$



El vector  $\mathbf{p}_{xyz}$ , en el sistema "xyz" queda definido en el "mnr" mediante (7) y (9), es decir:

$$\mathbf{p}_{mnr} = \mathbf{C}_{\theta' \phi'} \cdot \mathbf{p}_{xyz} \quad (11)$$

Donde 
$$\mathbf{C}_{\theta' \phi'} = \mathbf{A}_{\theta'} \cdot \mathbf{B}_{\phi'} \quad (12)$$

En el caso de que se conozcan los ángulos " $\theta \phi$ " en lugar de los ángulos de Euler " $\theta' \phi'$ " deberá hacerse uso de las siguientes relaciones para expresar  $\mathbf{C}_{\theta' \phi'}$ , en función de " $\theta \phi$ " (ver figura 4).

$$\phi' = \frac{\pi}{2} + \phi \quad \theta' = \frac{\pi}{2} - \theta \quad (13)$$

Reemplazando estos valores en (8) y (10), y luego reemplazando en (12) se obtiene:

$$\mathbf{C}_{\theta \phi} = \begin{pmatrix} -\text{sen } \phi & \cos \phi & 0 \\ -\text{sen } \theta \cos \phi & -\text{sen } \theta \text{ sen } \phi & \cos \theta \\ \cos \phi \cos \phi & \cos \phi \text{ sen } \phi & \text{sen } \phi \end{pmatrix} \quad (14)$$

La matriz  $\mathbf{C}_{\theta \phi}$ , o lo que es lo mismo la  $\mathbf{C}_{\theta' \phi'}$  transforma el sistema "xy" en el "mnr" quedando también definida la transformación inversa mediante la matriz inversa  $\mathbf{C}_{\theta \phi}^{-1}$  que es la que transforma el sistema "mnr" en el "xyz".

- 3) Se rota el vector  $\mathbf{p}_{mnr}$  un ángulo  $\gamma$  en el sentido de las agujas del reloj alrededor del eje "r" obteniéndose  $\mathbf{p}'_{mnr}$  por aplicación del operador  $\mathbf{G}_{\gamma}$  (2). A éste vector se lo expresa en el sistema "xyz" por medio de la transformación  $\mathbf{C}_{\theta \phi}^{-1}$  aplicada al  $\mathbf{p}'_{mnr}$  es decir

$$\mathbf{p}'_{xyz} = \mathbf{C}_{\theta \phi}^{-1} \cdot \mathbf{G}_{\gamma} \cdot \mathbf{p}_{mnr} \quad (15)$$

Por medio de la rotación (2) y la transformación (11) reemplazadas en la (15) se obtiene:

$$\mathbf{p}'_{xyz} = \mathbf{C}_{\theta \phi}^{-1} \cdot \mathbf{G}_{\gamma} \cdot \mathbf{C}_{\theta \phi} \cdot \mathbf{p}_{xyz} \quad (16)$$

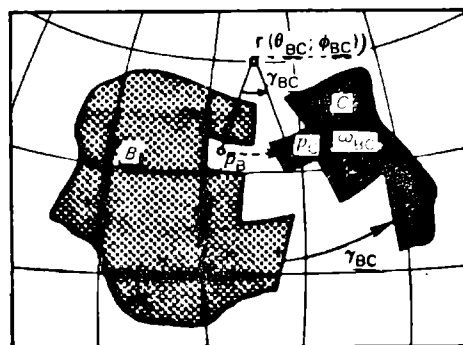
Comparando esta expresión con la (6) y teniendo en cuenta la (2) y (14) se obtienen los elementos  $R_{ijk}$  del operador rotación  $\mathbf{R}_{\theta \phi \gamma}$ , los que están expresados por:

$$\begin{aligned}
 R_{11} &= \text{Sen}^2 \phi \cdot \text{Cos} \gamma + \text{Sen}^2 \theta \cdot \text{Cos}^2 \theta \cdot \text{Cos} \gamma + \text{Cos}^2 \theta \cdot \text{Cos}^2 \phi \\
 R_{21} &= -\text{Cos} \phi \cdot \text{Cos} \gamma \cdot \text{Sen} \phi - \text{Sen} \theta \cdot \text{Sen} \gamma + \text{Sen}^2 \theta \cdot \text{Sen} \phi \cdot \text{Cos} \phi \cdot \text{Cos} \gamma + \\
 &\quad + \text{Sen} \phi \cdot \text{Cos} \phi \cdot \text{Cos}^2 \theta \\
 R_{31} &= \text{Cos} \theta \cdot \text{Sen} \gamma \cdot \text{Sen} \phi - \text{Cos} \theta \cdot \text{Sen} \theta \cdot \text{Cos} \phi \cdot \text{Cos} \gamma + \text{Sen} \theta \cdot \text{Cos} \theta \cdot \text{Cos} \phi \\
 R_{12} &= -\text{Sen} \phi \cdot \text{Cos} \gamma \cdot \text{Cos} \phi + \text{Sen} \theta \cdot \text{Sen} \gamma + \text{Sen}^2 \theta \cdot \text{Cos} \phi \cdot \text{Sen} \phi \cdot \text{Cos} \gamma + \\
 &\quad + \text{Cos} \phi \cdot \text{Sen} \phi \cdot \text{Cos}^2 \theta \\
 R_{22} &= \text{Cos}^2 \phi \cdot \text{Cos} \gamma + \text{Sen}^2 \theta \cdot \text{Sen}^2 \phi \cdot \text{Cos} \gamma + \text{Cos}^2 \theta \cdot \text{Sen}^2 \phi \\
 R_{32} &= -\text{Cos} \theta \cdot \text{Sen} \gamma \cdot \text{Cos} \phi - \text{Cos} \theta \cdot \text{Sen} \theta \cdot \text{Sen} \phi \cdot \text{Cos} \gamma + \text{Sen} \theta \cdot \text{Cos} \theta \cdot \text{Sen} \phi \\
 R_{13} &= -\text{Sen} \phi \cdot \text{Sen} \gamma \cdot \text{Cos} \theta - \text{Sen} \theta \cdot \text{Cos} \phi \cdot \text{Cos} \gamma \cdot \text{Cos} \theta + \text{Cos} \theta \cdot \text{Cos} \phi \cdot \text{Sen} \theta \\
 R_{23} &= \text{Cos} \phi \cdot \text{Sen} \gamma \cdot \text{Cos} \theta - \text{Sen} \theta \cdot \text{Sen} \phi \cdot \text{Cos} \gamma \cdot \text{Cos} \theta + \text{Cos} \theta \cdot \text{Sen} \phi \cdot \text{Sen} \theta \\
 R_{33} &= \text{Cos}^2 \theta \cdot \text{Cos} \gamma + \text{Sen}^2 \theta
 \end{aligned}$$

### III. TRANSFORMACION DE POLOS GEOMAGNETICOS DE UN BLOQUE EN POLOS GEOMAGNETICOS DE OTRO

Un polo geomagnético de una edad determinada, perteneciente a un bloque dado, puede referirse a otro bloque siempre que se conozcan los movimientos de rotación que han realizado éstos bloques entre sí desde la edad del polo geomagnético hasta el presente.

En la figura 5, se han representado esquemáticamente dos bloques: el B, fijo a la red de coordenadas, y el C, girando con una velocidad  $\omega_{BC}$  ( $^\circ$ /año) en sentido contrario a las agujas del reloj, alrededor del eje "r" de coordenadas  $\theta_{BC}$  (Lat. N) y  $\phi_{BC}$  (Long. E). Si el tiempo transcurrido es t (años), el ángulo girado será  $\gamma_{BC} = \omega_{BC} t$ ; por lo tanto para llevar a la posición que ocupaba t años atrás respecto de B, se lo deberá girar alrededor del eje "r" un ángulo  $\gamma_{BC}$  medido en el sentido de las agujas del reloj.



*Figura 5. Rotación relativa de dos bloques continentales.  $P_B$  y  $P_C$  indican la posición de los respectivos polos geomagnéticos.*

El polo geomagnético  $p_C$  (figura 5), representa la posición relativa del polo paleogeográfico respecto del bloque C, t años atrás. Haciendo girar el bloque C conjuntamente con su polo geomagnético  $p_C$ , hasta llevarlos a la posición que ocupaban respecto de B t años atrás, se obtiene una reconstrucción paleogeográfica de B y C para la edad t, quedando a su vez precisada para esa edad la ubicación del polo geomagnético teórico del bloque B (el  $p_B$  en la figura 5). La expresión (6) permite determinar las coordenadas del polo geomagnético teórico  $p_B$  en función del  $p_C$ , es decir:

$$P_B = R_{\phi_{BC} \phi_{BC} \gamma_{BC}} P_C \quad (18)$$

La expresión (18) relaciona los polos geomagnéticos de los bloques B y C, que han realizado entre ellos un movimiento de rotación conocido. Supóngase un tercer bloque A, que giró respecto del B con una rotación definida por los parámetros  $\theta_{AB}$ ,  $\phi_{AB}$  y  $\gamma_{AB}$ . De acuerdo a lo expuesto, el polo geomagnético teórico del bloque A estará relacionado con el del B por:

$$P_A = R_{\theta_{AB} \phi_{AB} \gamma_{AB}} P_B \quad (19)$$

Por lo tanto, la relación que existe entre el polo geomagnético del bloque C y el del bloque A, será:

$$P_A = R_{\theta_{AB} \phi_{AB} \gamma_{AB}} R_{\theta_{BC} \phi_{BC} \gamma_{BC}} P_C \quad (20)$$

La determinación del polo geomagnético teórico de un bloque en función del polo geomagnético de otro, en el caso general de "n" bloques que realizan movimientos de rotación relativos conocidos, se resuelve por aplicación reiterada de la fórmula (6) en forma análoga a lo demostrado para el caso de 3 bloques.

#### IV PALÉOPOSICION DE LOS POLOS GEOMAGNETICOS CENOZOICOS DE ACUERDO A LAS ROTACIONES PROPUESTAS POR LA TEORIA DE LA PROPAGACION DEL FONDO DE LOS OCEANOS

El modelo aproximado de 6 bloques de litósfera rígidos que realizan movimientos finitos de rotación presentados por Le Pichón (1968) permite cuantificar los parámetros de las rotaciones que realizan los bloques Antártida Pacífico América del Sur y del Norte, Eurasia, Africa, e India – Australia, (Tabla 1). En la primera columna se indica el bloque que se supone fijo, en la columna 2 el bloque cuyo movimiento de rotación relativo se conoce respecto del indicado en columna 1, en las columnas 3 y 4 se indican las latitudes y longitudes del eje de rotación alrededor del cual gira el bloque indicado en la columna 2, respecto del indicado en columna 1, en la columna 5 se indica la velocidad angular del bloque supuesto móvil.

**TABLA 1: Parámetros de las rotaciones realizadas por los bloques de litosfera, Antártida, Pacífico, América del Sur y del Norte, Eurasia, Africa, e India-Australia, según Le Pichón, 1968.**

BLOQUE FIJO	BLOQUE MOVIL	$\theta$ (°) + = N - = S	$\phi$ (°) E	$\omega$ (°/m.a.)
PACIFICO	ANTARTIDA	70	298	1,08
AMER. DEL SUR - AM. DEL NORTE	PACIFICO	-53	133	0,60
AMER. DEL SUR - AM. DEL NORTE	EURASIA	78	102	0,28
AFRICA	AMER. DEL SUR y AMER. DEL NORTE	-58	143	0,37
INDIA - AUSTRALIA	AFRICA	-26	201	0,40

En este trabajo se utilizan todos los polos geomagnéticos Cenozoicos disponibles hasta la fecha, excepto:

- 1) los polos geomagnéticos virtuales;
- 2) aquellos polos geomagnéticos cuyos círculos de confianza, dentro del cual se encuentra el verdadero valor con una probabilidad del 95%, sea mayor que 10°;
- 3) aquellos polos geomagnéticos que presenten una indeterminación en su edad tal que no permita ubicarlos dentro de alguna época del Cenozoico;
- 4) los polos geomagnéticos provenientes de muestras en las que no se han realizado ensayos de la estabilidad de su remanencia natural;
- 5) Los polos geomagnéticos de formaciones ubicadas en bordes de bloques.

Con los polos geomagnéticos seleccionados se formaron 4 grupos de tiempo: Grupo 1, los polos geomagnéticos con edades comprendidas entre 0 y 1,8 m.a.; Grupo 2, los que tienen edades del orden de 7 m.a.; Grupo 3, los que tienen edades del orden de 20 m.a.; Grupo 4, los que tienen edades del orden de 50 m.a.

En la Tabla 2 se indican como están formados los grupos de tiempo 1, 2 y 3. La columna 1 indica la edad del grupo, la columna 2, la ubicación geográfica de las muestras utilizadas para el cálculo del polo geomagnético, la columna 3 el bloque al que pertenecen, las columnas 4, 5, 6 y 7, la edad, latitud, longitud e intervalo del .95% de confianza del polo geomagnético respectivamente; la columna 8 las referencias bibliográficas; las columnas 9, 10 y 11, indican los parámetros de las rotaciones realizadas por los bloques indicados en columna 3,

**TABLA 2: Ordenamiento de los polos geomagnéticos Cenozoicos de acuerdo a los grupos de tiempo y a los bloques a los que pertenecen; rotación de los mismos de acuerdo a los movimientos postulados por Le Pichon, (1968) y obtención de los polos geomagnéticos teóricos promedio para los bloques Africa, América del Sur y del Norte e India-Australia para cada uno de los 3 grupos de tiempo.**

POLOS GEOMAGNETICOS									
Edad Elegida	UBICACION	BLOQUE	Edad m.a.	Lat. °S	Long. °E	dV dr (°)	Ref.		
m.a.									
0-1:8	19,5°N, 155,5°W	PACIFICO	0-0,8	84	133	2	(1)		
	19,22°N, 155° 160°W		1p-Or	84	236	3	(1)		
	Is. Decepción	ANTARTIDA	0-0,7	84	170	9	(2)		
	3,8°S, 32,4°W	AMERICA DEL SUR Y DEL NORTE	1,7-10,7	88	307	5	(3), (4)		
	Argentina		0-26	88	290	5	(5)		
	21,0°S, 55,5°E	AFRICA	0,1-2	85	179	4	(6)		
	15,0°N, 24,4°W		Op-r	75	342	2	(7)		
	Africa Este		1p-Qp	74	315	10	(8)		
	Is. Canarias		Tm-Or	81	299	6	(9)		
	32,5°N, 17°E	(promedio)	← Tm	85	306	5	(10)		
	25,2°N, 121,8°E		Qp	73	58	5	(11)		
Taiwan (promedio)	EURASIA	1p-Qp	85	96	2	(9)			

BLOQUE AFRICA			
Rotaciones aplicadas a los polos geomagnéticos	Polos teóricos referidos a este bloque		
$\theta$ (°)	$\phi$ (°)	$\gamma$ (°)	Long. °E
-53	133	1,08	83,87 125,09
70	298	1,944	
-53	133	1,08	83,12 174,55
-58	143	0,666	84,97 241,82
-58	143	0,666	88,07 317,68
			88,17 299,88
			85 179
			75 342
			74 315
			81 299
			85 306
78	102	0,504	72,57 57,74
-58	143	0,666	84,72 92,35
Polo promedio Af <sub>1</sub>			
Lat. °S	87,6	Long. °E	342,5
$\alpha$ °	95	$\alpha$ °	95
$\epsilon$ °	5,0	$\epsilon$ °	5,0

BLOQUE AMERICA DEL SUR Y DEL NORTE			
Rotaciones aplicadas a los polos geomagnéticos	Polos teóricos referidos a este bloque		
$\theta$ (°)	$\phi$ (°)	$\gamma$ (°)	Long. °E
-53	133	1,08	83,97 127,70
70	298	1,944	
-53	133	1,08	83,86 168,01
-53	133	1,08	84,62 240,70
			88 307
			88 290
			84,79 181,58
			75,11 340,18
			73,94 313,22
58	323	0,666	80,85 296,44
			84,88 301,69
78	102	0,504	72,93 57,26
			84,93 94,32
Polo promedio Am <sub>1</sub>			
Lat. °S	87,7	Long. °E	343
$\alpha$ °	95	$\alpha$ °	95
$\epsilon$ °	5,0	$\epsilon$ °	5,0

BLOQUE INDIA Y AUSTRALIA			
Rotaciones aplicadas a los polos geomagnéticos	Polos teóricos referidos a este bloque		
$\theta$ (°)	$\phi$ (°)	$\gamma$ (°)	Long. °E
-53	133	1,08	83,24 124,06
-58	143	0,666	
-26	201	0,72	85,37 236,09
70	298	1,944	
-53	133	1,08	
-58	143	0,666	83,61 161,13
-26	201	0,72	
-58	143	0,666	88,61 330,16
			88,80 305,09
			84,73 172,79
			75,40 344,25
			74,59 316,28
-26	201	0,72	81,64 299,94
			85,62 308,53
78	102	0,504	72,18 59,67
-58	143	0,666	
-26	201	0,72	84,10 94,65
Polo promedio I <sub>1</sub>			
Lat. °S	87,9	Long. °E	357,0
$\alpha$ °	95	$\alpha$ °	95
$\epsilon$ °	5,0	$\epsilon$ °	5,0





respecto del bloque Africa; en columnas 12 y 13 se indican la latitud y longitud del polo geomagnético teórico, que se obtiene al aplicarle al polo geomagnético primitivo las rotaciones indicadas en columnas 9, 10 y 11, mediante el procedimiento matemático expuesto en los ítems 2 y 3; en columnas 14, 15 y 16 se expresan los parámetros de las rotaciones realizadas por los bloques indicados en columna 3, respecto del bloque América del Sur y del Norte; en columnas 17 y 18 se indican la latitud y longitud de los polos geomagnéticos teóricos, referidos a este bloque; las columnas 19, 20 y 21 expresan los parámetros de las rotaciones realizadas por los bloques indicados en columna 3, respecto del bloque India-Australia; y finalmente, las columnas 22 y 23 indican la latitud y longitud de los polos geomagnéticos teóricos, referidos a este bloque. El método estadístico de Fischer (1953), aplicado a los polos geomagnéticos teóricos referidos a un grupo de tiempo y bloque dado, permite obtener un valor promedio que representa el valor más probable del polo geomagnético teórico del bloque considerado, para la edad que posee ese grupo de tiempo. Estos valores están expresados en la Tabla 2, al pie de cada bloque y para cada uno de los 3 grupos de tiempo. Así, por ejemplo, el valor más probable del polo geomagnético teórico perteneciente al bloque India-Australia, para el grupo de tiempo 7 m.a. está simbolizado por  $I_2$  y sus valores son latitud Sur =  $88,1^\circ$ ; longitud Este =  $341,1^\circ$  y  $\alpha_{95} = 3,9^\circ$  (donde  $\alpha_{95}$  es el ángulo mitad del cono dentro del cual se encuentran la dirección verdadera con una seguridad del 95%).

El grupo de tiempo 4 formado por los polos geomagnéticos con edades del orden de 50 m.a. ha sido considerado por separado en la Tabla 3, pues para esta edad es probable que Australia e India no estuvieran formando un mismo bloque. Por lo tanto los polos geomagnéticos de Australia y de India son considerados en esta Tabla como pertenecientes a distintos bloques. La interpretación de Tabla 3 es igual a la de Tabla 2. Por otra parte, como consecuencia de que los parámetros de las rotaciones realizadas entre los bloques India-Australia y Africa (Tabla 1) fueron deducidos de observaciones oceanográficas realizadas en la dorsal submarina Carlsberg, del Océano Indico, no puede precisarse para esta edad la posición relativa de Australia con respecto de los bloques India, Africa, y América del Sur y del Norte, siendo por esto imposible referir los polos geomagnéticos de Australia a los restantes bloques.

## V. CURVAS DE DESPLAZAMIENTO POLAR CENOZOICAS

Para determinar las trayectorias de los polos geográficos o polos geomagnéticos de los bloques América del Sur y del Norte, Africa, India-Australia en el Cenozoico se utilizará como base la posición que ellos ocupaban en el Cretácico (Tabla 4); de esta manera quedará definido el principio (polos geomagnéticos Cretácicos), y el fin (polo geográfico actual) de las curvas de desplazamiento polar Cenozoicas. Para determinar puntos intermedios de estas curvas se utilizarán los polos geomagnéticos teóricos obtenidos de la combinación de los resultados paleomagnéticos Cenozoicos, con las rotaciones postuladas por la teoría de la propagación del fondo de los océanos (Tablas 2 y 3).



**TABLA 3: Polos geomagnéticos con edades del orden de 50 m.a. de los distintos bloques de litósfera; rotaciones de los mismos de acuerdo a los movimientos postulados por Le Pichon, (1968) y cálculo de los polos geomagnéticos teóricos promedios los bloques África, América del Sur y del Norte, e India sin Australia. Las referencias están al pie de la tabla 2.**

P O L O S   G E O M A G N E T I C O S									
Edad Elegida	UBICACION	BLOQUE	Edad m. a.	Lat. °S	Long. °E	dΨ (°)	dx (°)	Ref.	
50	68,2°N, 31,7°W	AMERICA DEL SUR Y DEL NORTE	Te	76	294	8	9	(16)	
	10,1°N, 38,3°E	AFRICA	30-69	87	73	10	10	(10)	
	50°N, 5°W	EURASIA	Te-o	78	333	5	6	(16)	
	39°N, 9°W		Te	72	16	6	10	(12)	
	55°N, 4°W		34-57	73	17	4	5	(10)	
18°N, 75°E	INDIA	42-65	33	102	3	3	(17)		

BLOQUE AFRICA		
Rotaciones aplicadas a los polos geomagnéticos		
θ (°)	φ (°)	γ (°)
-58	143	18,5
78	102	14,0
-58	143	18,5
26	21	20,0
-58	323	18,5
Polo promedio Af <sub>4</sub>		
Lat. °S	Long. °E	α° 95
71,1	41,2	15,4

BLOQUE AMERICA DEL SUR Y DEL NORTE		
Rotaciones aplicadas a los polos geomagnéticos		
θ (°)	φ (°)	γ (°)
58	323	18,5
78	102	14,0
26	21	20,0
Polo promedio Am <sub>4</sub>		
Lat. °S	Long. °E	α° 95
79,9	6,9	15,4

BLOQUE INDIA		
Rotaciones aplicadas a los polos geomagnéticos		
θ (°)	φ (°)	γ (°)
-58	143	18,5
-26	201	20,0
-26	201	20,0
78	102	14,0
-58	143	18,5
-26	201	20,0
Polo promedio I <sub>4</sub>		
Lat. °S	Long. °E	α° 95
-59,3	80,6	15,4

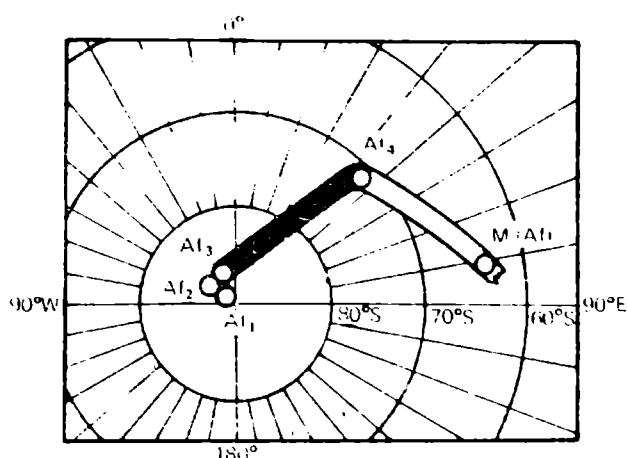
Polo				
31,7°S, 150,2°E	33,7	71,1	95,5	13
32°S, 151,4°E	51,6	70,5	125,6	11

TABLA 4: Ubicación de los polos geomagnéticos en el Cretácico de América del Sur, América del Norte, África, India y Australia. Las referencias se encuentran al pie de la tabla 2.

POLOS GEOMAGNETICOS							
Ubicación	Bloque	Edad m.a.	Lat. °S	Long. °E	dΨ dx (°) (°)	Ref.	Polo
Formación Serra Geral (Brasil)	AMER. DEL SUR	115-125	78	54	4 4	(18) (19)	K (AS)
37,8°N; 119,6°W		79-89	70	351	8 10	(20)	K (AN) <sub>1</sub>
38,0°N; 120,0°W		83-90	69	15	10 10	(21)	K (AN) <sub>2</sub>
46,0°N; 112,0°W		Ks	69	9	7 10	(22)	K (AN) <sub>3</sub>
45,5°N; 73,0°W	AMER. DEL NORTE	100-122	70	9	4 5	(23)	K (AN) <sub>4</sub>
Promedio de los polos K (AN) <sub>1</sub> a K (AN) <sub>4</sub>		K	69,7	6,2	4 4	—	K (AN)
Promedio de los polos geomagnéticos Mesozoicos del Africa	AFRICA	M	64	81	5 5	(24)	M (Af)
Formación Triupati (India)	INDIA	Ks	28	107	4 6	(25)	K (In)
36,3°S; 150,7°E 42,8°S; 147,1°E	AUSTR.	95	54,9	146,9	6 6	(13)	Ks (Au)

### 5.1. Desplazamiento polar Cenozoico del Africa

El Africa tiene definido el inicio de la curva de desplazamiento polar Cenozoico por la población de sus polos geomagnéticos mesozoicos (M (Af) en Tabla 4 y figura 6) y el fin, por el polo geográfico actual; los puntos intermedios (Af<sub>4</sub>; Af<sub>3</sub>; Af<sub>2</sub> y Af<sub>1</sub> en figura 6), se obtuvieron combinando los polos geomagnéticos Cenozoicos con las rotaciones propuestas por la teoría (parágrafo 4) de la propagación del fondo oceánico. La ubicación más probable del polo geomagnético teórico hace 50 m.a. es Af<sub>4</sub> (calculado en la Tabla 3). Los polos geomagnéticos teóricos Af<sub>3</sub>, Af<sub>2</sub>, y Af<sub>1</sub> tienen círculos de confianza comprendidos entre los 3° y los 5° (Tabla 2), siendo la diferencia entre ellos del mismo orden; esto sugeriría que dichos polos podrían pertenecer a una misma población, sin embargo, como puede observarse en Figura 6 los polos Af<sub>3</sub>; Af<sub>2</sub> y Af<sub>1</sub> se acercan en forma ordenada al polo geográfico actual, existiendo por lo tanto, una correlación entre la edad asignada a cada uno de ellos y la distancia que tienen respecto del polo geográfico actual; por lo tanto, pese a la proximidad que guardan entre sí, estos polos geomagnéticos teóricos estarían definiendo un camino de desplazamiento polar desde los 20 m.a. al presente.

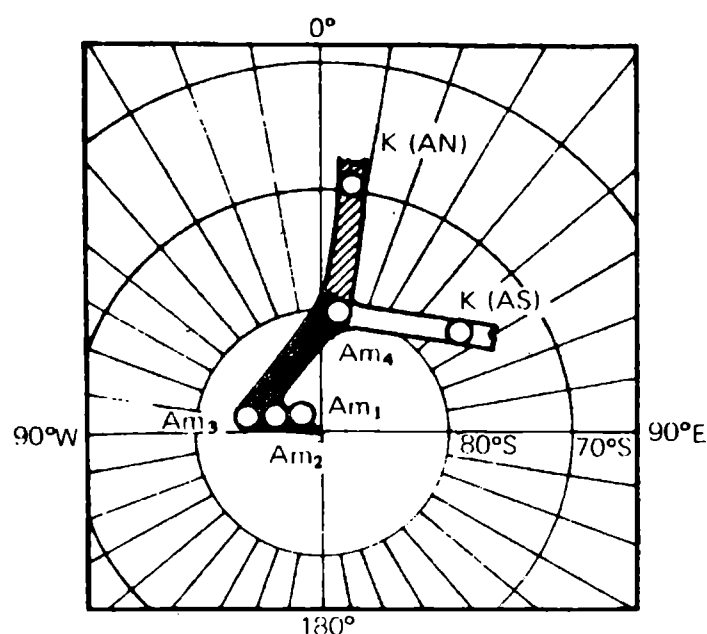


*Figura 6. Curva de desplazamiento polar Cenozoica de Africa. El tramo en negro resulta de la combinación de datos paleomagnéticos y propagación del fondo oceánico.*

### 5.2. Desplazamiento polar Cenozoico de América del Sur y América del Norte

El bloque América del Sur tiene definido el inicio de la curva de desplazamiento polar Cenozoica por el polo geomagnético Cretácico K (AS), (Tabla 4 y figura 7). Para definir el inicio de la curva de desplazamiento polar Cenozoico del bloque América del Norte, se tuvieron en cuenta todos aquellos polos geomagnéticos de edad Cretácica que cumplieran con los 5 puntos del criterio de selección expuesto en parágrafo 4. Los polos así seleccionados (Tabla 4), cuyas edades van desde el Cretácico Inferior al Cretácico Superior, estarían formando una misma población representada por el polo promedio K (AN), lo que podría estar evidenciando la ausencia de movimientos en el Cretácico del bloque América del Norte.

Como puede observarse en figura 7, el polo Cretácico de América del Norte K (AN) difiere de su coetáneo de América del Sur K (AS) en unos 15°, lo que estaría manifestando que ha existido un movimiento relativo entre estos bloques



*Figura 7. Curvas de desplazamiento polar Cenozoicas de América del Sur y del Norte. El tramo en negro tiene igual significado que en Figura 6.*

producido entre el Cretácico y el presente. Sin embargo la teoría de la propagación establece que, de existir movimientos en el Cenozoico entre América del Sur y América del Norte, éstos debieron ser muy pequeños. Por lo tanto, se puede establecer que los movimientos entre los bloques América del Norte y América del Sur, evidenciados por la diferencia entre los polos K (AN) y K (AS), debieron producirse en un lapso comprendido entre el Cretácico Superior y el Cenozoico Inferior.

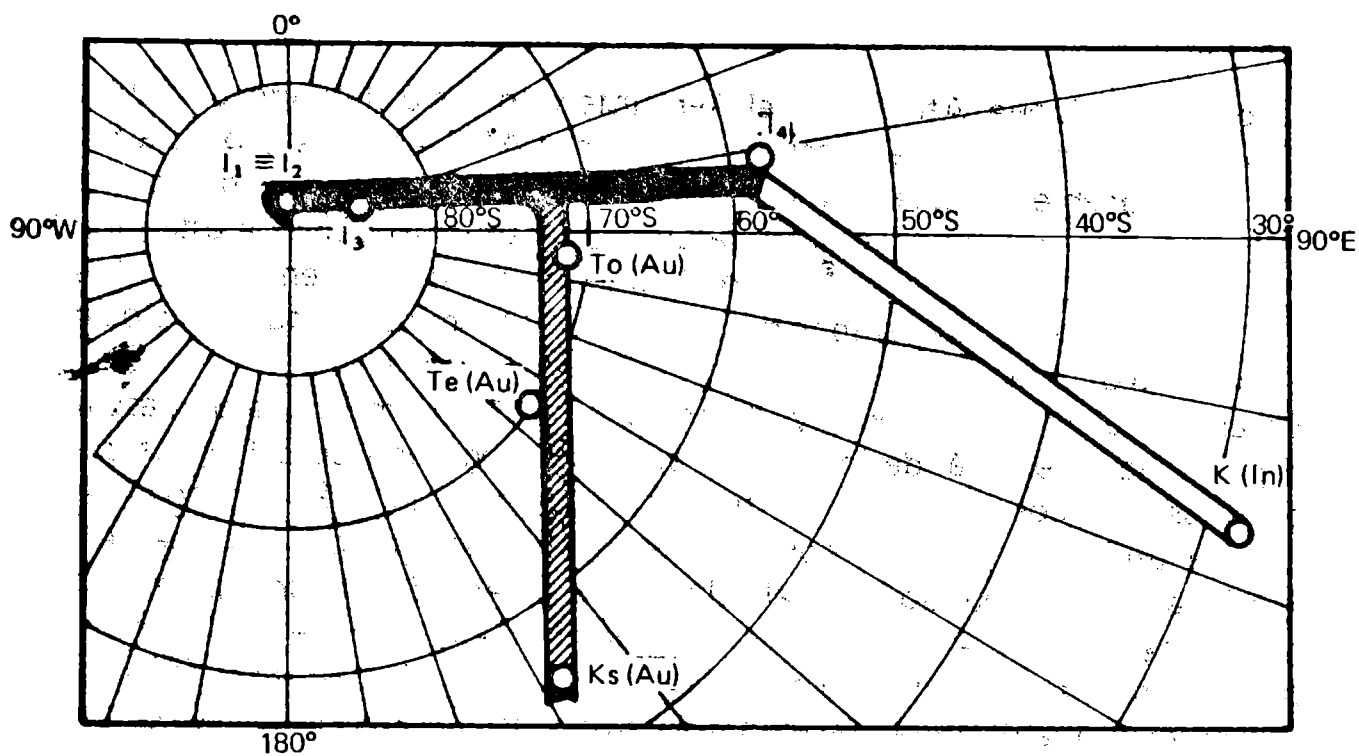
En este trabajo se supone, en forma tentativa, que hace alrededor de 50 m.a. finalizaron los movimientos relativos de importancia entre los bloques América del Sur y América del Norte. El polo geomagnético  $Am_4$  (Tabla 3 y figura 7), representa el fin del desplazamiento relativo entre aquellos bloques, y por lo tanto hacia él convergen las curvas de desplazamiento polar de América del Norte y del Sur, representadas, en gris y en blanco respectivamente, en figura 7.

A partir de los 50 m.a. al presente, se supone que ambos bloques derivan unidos, teniendo una curva de desplazamiento polar común (en negro, en figura 7), y definida: para los 50 m.a. por el polo geomagnético teórico  $Am_4$  (Tabla 3); para 20 m.a. por  $Am_3$ ; para 7 m.a. por  $Am_2$ ; y para 2 m.a. por  $Am_1$  (Tabla 2).

### 5.3. Desplazamiento polar Cenozoico de India y Australia

Suponiendo a India y Australia en las posiciones actuales, se ha indicado en la figura 8 el principio de sus curvas de desplazamiento polar Cenozoicas por los polos geomagnéticos Cretácicos K (In) y Ks (Au) respectivamente (Tabla 4). La marcada diferencia entre estos polos ( $40^\circ$  aproximadamente) estaría evidenciando la presencia de movimientos relativos entre India y Australia, realizados en el Cenozoico.

Por otra parte, desde el Mioceno hasta el presente no se produjeron, en primera aproximación, movimientos relativos entre estos dos Continentes (Le Pichón and Heirtzler, 1968); es decir que estos movimientos relativos debieron ocurrir en el lapso comprendido entre el fin del Cretácico y el comienzo del



**Figura 8. Curvas de desplazamiento polar Cenozoicas de India y Australia. El tramo en negro tiene igual significado que en figura 6.**

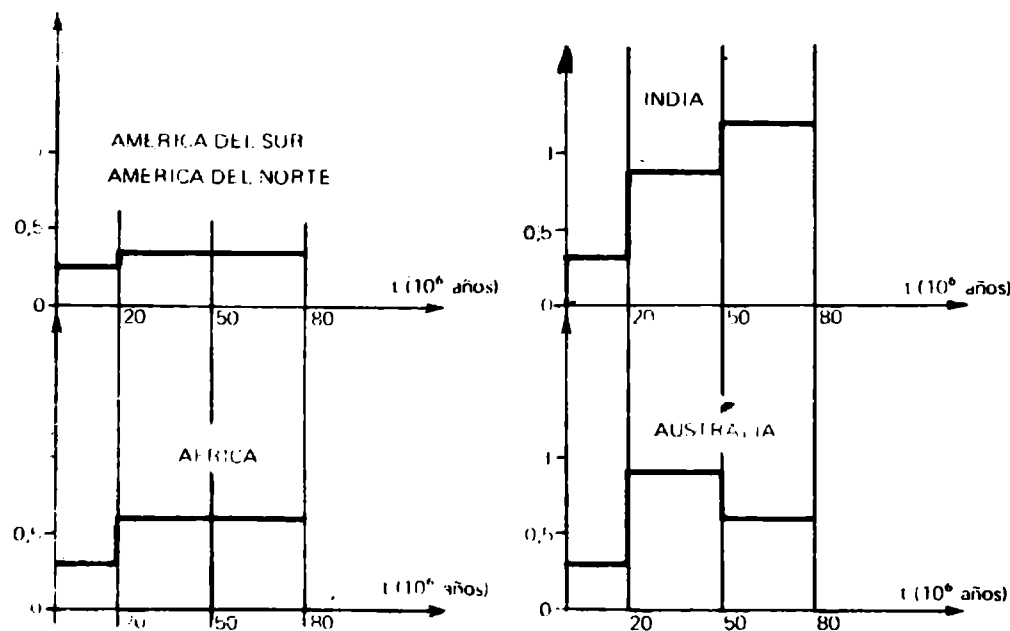
Mioceno. Esto se muestra en la figura 8 por la diferencia existente entre el camino polar de Australia, definido por los polos geomagnéticos  $K_s$  (Au), (Tabla 4),  $T_e$  (Au) y  $T_o$  (Au) (Tabla 3), y el camino polar de la India definido por los polos geomagnéticos  $K$  (In) (Tabla 4) e  $I_4$  (Tabla 3). Desde el punto de unión de estos dos caminos polares ( $72^\circ$  E;  $73^\circ$  S, aproximadamente, en figura 8) hasta el polo geográfico actual, el camino de desplazamiento polar de la India y Australia es el mismo, y está definido por los polos geomagnéticos teóricos  $I_3$ ;  $I_2$  e  $I_1$  (Tabla 2 y figura 8).

## VI. VELOCIDADES DEL DESPLAZAMIENTO POLAR EN EL CENOZOICO

A continuación se analizarán las velocidades promedio de los movimientos del polo geomagnético teórico, respecto de América del Sur y del Norte, África, India y Australia, en 3 intervalos consecutivos que van desde el presente hasta el Senoniano (80 m.s.). El primer intervalo está definido de 0 a 20 m.a.; el segundo, de 20 a 50 m.a., y el tercero, de 50 a 80 m.a. El camino recorrido por el polo geomagnético teórico del bloque América del Sur-América del Norte, en el primer intervalo citado, está definido por el polo geográfico actual y los polos geomagnéticos  $Am_1$ ;  $Am_2$  y  $Am_3$ ; figura 7; la longitud más probable de este tramo es de unos  $5^\circ$ , siendo por lo tanto la velocidad media del polo, en éste intervalo de unos  $0,25^\circ/\text{m.a.}$  El camino recorrido en el segundo intervalo está definido por los polos geomagnéticos teóricos  $Am_3$  y  $Am_4$ ; la longitud más probable del mismo es de unos  $10^\circ$ , obteniéndose una velocidad media de unos  $0,33^\circ/\text{m.a.}$  En el tercer intervalo, los caminos polares de América del Sur y América del Norte son diferentes,  $Am_4$  K (AS) y  $Am_4$  K (AN), respectivamente; la longitud más probable de ambos es de unos  $10^\circ$  y la velocidad media que se obtiene para ambos continentes es de unos  $0,33^\circ/\text{m.a.}$  En la figura 9 se representan las velocidades medias de todos los continentes, respecto del tiempo. El despla-

miento polar del bloque Africa, en el 1er. intervalo, está definido por el polo geográfico actual y los polos geomagnéticos teóricos  $Af_1$ ;  $Af_2$  y  $Af_3$  (figura 6); la longitud más probable de este segmento es de unos  $6^\circ$  y la velocidad promedio, de unos  $0,3^\circ/\text{m.a.}$  Los tramos de la curva de desplazamiento polar de este bloque para el segundo y tercer intervalo, están definidos por los segmentos  $Af_3$   $Af_4$  y  $Af_4$  M (Af) respectivamente, ambos de unos  $18^\circ$  de longitud, siendo la velocidad media de unos  $0,6^\circ/\text{m.a.}$

En el primer intervalo India y Australia tienen la misma curva de desplazamiento polar, la que está definida por el polo geográfico actual y los polos geomagnéticos teóricos  $I_1$ ;  $I_2$  e  $I_3$  (figura 8), la longitud más probable de la misma es de unos  $6^\circ$ , siendo entonces la velocidad para ambos continentes de unos  $0,3^\circ/\text{m.a.}$  En el segundo intervalo, India tiene definida su curva polar por el segmento  $I_3$   $I_4 = 26^\circ$  y Australia por el segmento  $I_3$   $To$  (Au) =  $27^\circ$ , siendo las velocidades medias en este intervalo de unos  $0,9^\circ/\text{m.a.}$  En el tercer intervalo, las curvas de desplazamiento polar de India y Australia están dadas por los segmentos  $I_4$  K (In) =  $36^\circ$  y  $Te$  (Au)  $Ks$  (Au) =  $18^\circ$  respectivamente, quedando definida una velocidad media de unos  $1,2^\circ/\text{m.a.}$  para la India y  $0,6^\circ/\text{m.a.}$  para Australia.



**Figura 9. Velocidades medias del desplazamiento del polo geomagnético teórico, en el Cenozoico de América del Sur y del Norte, Africa, India y Australia.**

Los gráficos de velocidad media en función del tiempo del desplazamiento del polo geomagnético teórico de América del Sur, América del Norte, Africa, India y Australia (figura 9), sugieren que la velocidad de su desplazamiento polar ha ido disminuyendo paulatinamente durante el Cenozoico, lo que podría estar indicando que nos acercamos a un período de desplazamiento polar cuasi estático. Teniendo en cuenta que estos gráficos definen las velocidades de movimiento respecto del polo de bloques que cubran prácticamente la mitad del globo terrestre, es posible interpretar que la disminución de estas velocidades podría estar indicando un cambio en la dinámica que gobierna los movimientos de los bloques de corteza.

## 7. CONCLUSIONES

El método de la combinación de los P.G. con los movimientos relativos realizados entre bloques de litosfera, postulados por la teoría de la propagación del fondo de los océanos, permite determinar las curvas y las velocidades teóricas del desplazamiento polar Genozoico, incluso en el caso de aquellos bloques de litósfera que dispongan de escasa información paleomagnética. En los parágrafos 5 y 6 se presentaron las curvas y velocidades de desplazamiento polar Cenozoicas de África, América del Sur, América del Norte, India y Australia; todas ellas presentan la característica que la velocidad del desplazamiento polar disminuye apreciablemente para el fin del Cenozoico; este rasgo común puede ser una manifestación de un cambio en el mecanismo que gobierna los movimientos de los bloques de litósfera. La dilucidación de este problema requiere la realización de estudios paleomagnéticos y oceanográficos combinados, efectuados preferentemente en las zonas de las dorsales submarinas.

En el modelo de movimientos relativos de los diferentes bloques de litósfera obtenidos a partir de la teoría de la propagación del fondo de los océanos, utilizado en este trabajo, hay dos aproximaciones que juegan un rol importante en el análisis presentado; ellas son: 1º) los movimientos relativos Cenozoicos entre ambas Américas deben haber sido de pequeña magnitud; 2º) los movimientos relativos que existieron entre India y Australia serían anteriores al Mioceno. La primera de estas aproximaciones es sólo posible fundamentarla, por los datos paleomagnéticos disponibles, hasta los 20 m.a. (Vilas 1972); para un análisis más completo de esta aproximación se recomienda la determinación de polos paleomagnéticos de formaciones de América del Sur y América del Norte con edades comprendidas entre el Oligoceno y el Senoniano. La aproximación segunda sólo se pudo fundamentar, por medio de la información paleomagnética, hasta los 7 m.a. (Vilas 1972); para poder determinar por medio del análisis paleomagnético en qué época geológica finalizaron los movimientos relativos entre India y Australia, es necesario la determinación de polos geomagnéticos de formaciones Miocenas y Oligocenas de la India.

### Agradecimientos:

El autor desea agradecer a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas el haber hecho posible la preparación del presente trabajo.

### BIBLIOGRAFIA

- Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K., and Reynolds, J.M. (1966): Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern, Brazil; Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 30, 159-189.*
- Cordani, U.G. (1968): "Idade do vulcanismo no Oceano Atlantico Sul, Tese de doutoramento"; Faculdade de Filosofia, Ciencias e Letras da Universidade de Sao Paulo.*
- Creer, K.M., (1962): "Palaeomagnetism of the Serra Geral Formation"; Geophys. Vol. 7 1*

- Currie, R. G., Gromme, C. S. and Verhoogen, J. 1963: *Remanent Magnetization of Some upper Cretaceous granitic plutons in the Sierra Nevada, California*, *J. Geophys. Res.* v.68, p. 2263-2279.
- Chamalaun, F. M., 1968: *Paleomagnetism of Reunion Island and its bearing on Secular Variation*, *J. Geophys. Res.* v.73, p. 4647-4659.
- Doell, R. R. and Cox, A., 1965: *Paleomagnetism of Hawaiian lava flows*, *J. Geophys. Res.* v.70, p. 3377-3405.
- Fisher, R. A., 1953: *Dispersion on a sphere*, *Royal Soc. London Proc. Sec. A.*, p. 217.
- Gromme, C. S. and Merrill, R. T., 1965: *Palaeomagnetism of late Cretaceous granitic plutons in the Sierra Nevada, California, Further results*, *J. Geophys. Res.* v.70, p. 3407-3420.
- Hanna, W. T., 1967: *Paleomagnetism of Upper Cretaceous volcanics rocks of Southwestern Montana*, *J. Geophys. Res.* v.72, p. 595-610.
- Irving, E., 1964: *Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems*, *J. Wiley & Sons, Inc. New York.*
- Larochelle, A. 1968: *Paleomagnetism of the Monteregeian Hills, New results*, *J. Geophys. Res.* v.73, p. 3239-3246.
- Le Pichon, X., 1968: *Seafloor spreading and continental drift*, *J. Geophys. Res.* v.73, p. 3661-3697.
- Le Pichon, X. and Heirtzler, J. R., 1968: *Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading*, *J. Geophys. Res.* v.73, p. 2101-2117.
- McElhinny, M. W., 1968a: *Notes on progress in geophysics. Palaeomagnetic directions and pole positions-VIII. Pole numbers 8/1 to 8/186*, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, v.15, p. 409-430.
- McElhinny, M. W., 1968b: *Notes on progress in geophysics. Palaeomagnetic directions and pole positions-IX. Pole numbers 9/1 to 9/159*, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, v.16, p. 207-224.
- McElhinny, M. W., 1968c: *The northward drift of India-An examination of recent palaeomagnetic results*, *Nature, Lond.*, v.217, p. 342-344.
- McElhinny, M. W., 1969: *Notes on progress in geophysics. Palaeomagnetic directions and pole positions X. Pole numbers 10/1 to 10/200*, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v.19, p. 305-327.
- McElhinny, M. W. and Wellman, P., 1969: *Polar wandering and sea-floor spreading in the southern Indian ocean*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.6, p. 198-204.
- Morgan, W. J., 1968: *Rises, trenches, Great Faults, and crustal blocks*, *J. Geophys. Res.* v.73, p. 1959-1982.
- Nairn, A. E. M., 1964: *Palaeomagnetic measurements on Karroo and post -Karoo Rocks— a second progress report*, *Overseas Geol. Miner. Resour.*, v.9, p. 302-320.
- Richardson, A. and Watkins, N. D., 1967: *Paleomagnetism of Atlantic Islands: Fernando Noronha*, *Nature, Lond.*, v.215, p. 1470-1473.
- Valencio, D. A., 1970: *The significance of the paleomagnetic data from Mesozoic and Cenozoic rocks of South America*, *Proceeding of the Second Symposium on the Stratigraphy and Paleontology of the Gondwana System*, "in press".
- Valencio, D. A. y Fourcade, N., 1969: *Estudio paleomagnético y petrográfico de algunas formaciones Cenozoicas de las Islas Shetland del Sur*, *contribución del Instituto Antártico Argentino*, n° 25.
- Valencio, D. A. and Vilas, J. F. A., 1969: *Age of the separation of South América and Africa*, *Nature*, v.223, p.1353-1354.



- Verma, R. K. y Pullaiah, G., 1967: Palaeomagnetism of Tirupati sandstones from Godavary Valley, Indian, Earth planet. Sci. Lett. v.2, p. 310-316.*
- Vilas, J. F. A., 1972: Análisis paleomagnético de la deriva continental Cenozoica deducida de la propagación del fondo oceánico. Conferencia sobre Problemas de la tierra sólida, Buenos Aires, Octubre 1970, v.2, p. 319-330.*
- Watkins, N. D., 1965a: Paleomagnetism of the Columbia Plateaus, J. Geophys. Res., v.70, p. 1379-1406.*
- Watkins, N. D., 1965b: A palaeomagnetic observation of Miocene geomagnetic secular variation in Oregon, Nature, Lond., v.206, p. 879-882.*
- Watkins, N. D., Richardson, A. and Mason, R. G., 1968: Palaeomagnetism of the Macaronesian Insular region: The Cape Verde Islands, Geophys, J. R. Astro. Soc., v.16, p. 119-140.*



## ACERCA DE LA MARCHA DEL PROYECTO MAGNETOTELURICO

DEMICHELI, J. A., FEBRER, J. M. y ESPONDA, C.  
Departamento de Geofísica. Observatorio Nacional de Física Cósmica

**Este Departamento ha comenzado a desarrollar una línea de investigación en relación con la aplicación del método magnetotelúrico. Se describen brevemente las técnicas instrumentales involucradas en el mismo y se muestran las primeras experiencias realizadas utilizando instrumental para registro electrotelúrico.**

**This Department has commenced to develop a research line concerning the implementation of the magnetotelluric method. The instrumentation techniques involved are briefly described, as well as results of the first tests carried out employing instruments for electrotelluric records.**

## I. INTRODUCCION

Las determinaciones actuales de la resistividad en la tierra sólida pueden alcanzar profundidades del orden de los 1000 km. y aportan datos básicos de considerable importancia para los estudios sobre la estructura geológica profunda.

Teniendo en cuenta la utilidad de este tipo de investigaciones, comenzamos a desarrollar un programa para la aplicación del método de prospección magnetotelúrico en la Argentina. Para este programa se consideraron las recomendaciones de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía en relación al proyecto del Manto Superior, y las recomendaciones segunda y tercera de la Comisión de Geomagnetismo, Seminario de Planeamiento Andino, de la Conferencia sobre problemas de la Tierra Sólida, que tuvo lugar en Buenos Aires durante el mes de Octubre de 1970.

Con esta finalidad hemos previsto la instalación de tres estaciones para el registro de corrientes telúricas en distintas zonas del país, con posibilidad de obtener registros simultáneos de las variaciones geomagnéticas.

Una de dichas estaciones será instalada en el Observatorio Magnético de Trelew, según convenio con el Observatorio Nacional de La Plata, complementando nuestras observaciones con los registros magnéticos de dicho Observatorio.

Se preve la instalación de otra estación en la localidad de El Barreal, Prov. de San Juan. La tercera estación ha comenzado a ser instalada en la Prov. de Buenos Aires, en la localidad de Solís.

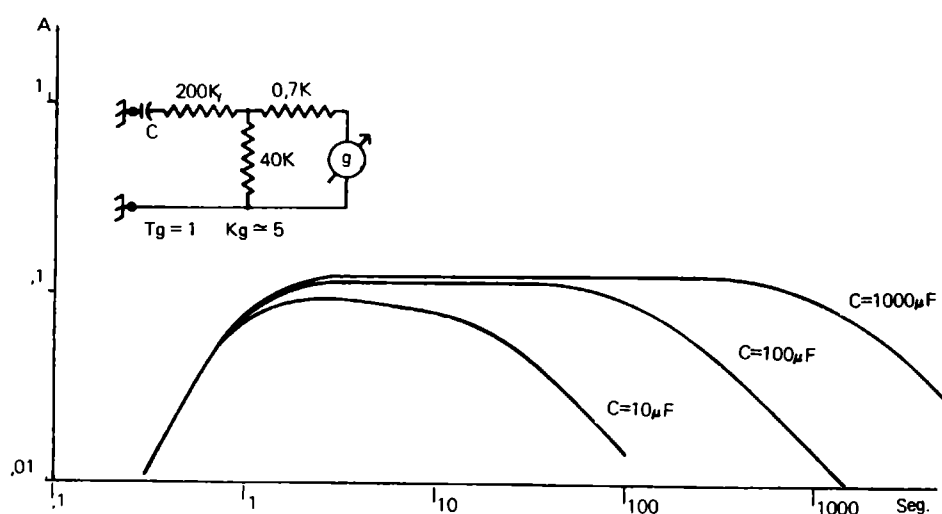
La situación de estas estaciones ha sido elegida con la finalidad de obtener información básica para diversas investigaciones. Desde el punto de vista de su aplicación al método que nos ocupa, se considera que la diferenciación de estas regiones en cuanto a su estructura geológica, no sólo superficial sino también en profundidad, permitirá obtener datos comparativos de interés que también resultarán de valor para la orientación de los trabajos futuros.

## II. INSTRUMENTAL

Las observaciones para aplicación del método magnetotelúrico, requieren el registro simultáneo de los vectores geomagnético y electrotelúrico horizontales. Se deben medir, con la mayor precisión posible, los valores del campo eléctrico y magnético sobre un extenso rango de períodos, desde las micropulsaciones, con períodos de pocos segundos, hasta variaciones lentas, del orden de la variación diaria. Para este tipo de trabajo es importante conocer las curvas de respuesta, en función del período, para cada uno de los instrumentos que serán utilizados.

Para períodos que se extienden más allá del minuto, los variómetros clásicos de imán suspendido, y los galvanómetros utilizados para el registro del potencial electrotelúrico, tienen respuesta plana y corrimiento de fase nulo.

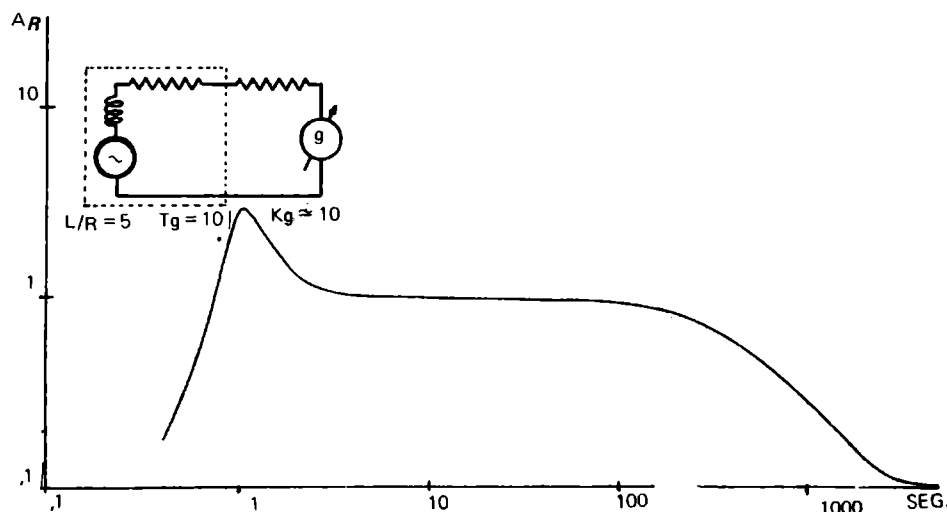
Cuando se desean registrar las componentes magnetotelúricas en el rango de períodos cortos, que aparecen generalmente con menor amplitud, ciertos tipos de instrumentos usuales tienen respuesta muy variable, tanto en amplitud como en fase, sobre todo en los extremos de su rango útil. Por ejemplo, los galvanómetros para el registro de corrientes telúricas que utilizan un filtro simple —un capacitor en serie con las líneas de tomas— tienen una curva de respuesta que cae para períodos cortos, a causa de la limitación impuesta por el período propio del galvanómetro, y para períodos largos a causa de la capacidad del filtro (Figura 1).



**Figura 1. Esquema del circuito registrador de corrientes telúricas y su curva de respuesta.**

Un caso análogo ocurre con los variómetros del tipo barra-fluxómetro. Este instrumento es un magnetómetro de inducción cuyo sensor consiste en una bobina de captación, con sus espiras devanadas sobre un núcleo cilíndrico de material ferromagnético de alta permeabilidad, de unos pocos centímetros de diámetro y aproximadamente dos metros de longitud. El núcleo produce una concentración de las líneas de fuerza del campo geomagnético.

Este campo crea un flujo a través de la bobina, y sus variaciones producen una fuerza electromotriz de inducción que se registra con un galvanómetro de período largo y fuertemente amortiguado (fluxómetro integrador) figura 2.



**Figura 2. Esquema del circuito registrador con barra-fluxómetro y su curva de respuesta.**

El pico que aparece aproximadamente a un segundo de período en la curva de sensibilidad de estos dispositivos, acompañado por un brusco desfase, es causado por la inductancia de la barra. De la inspección de la curva de sensibilidad puede observarse que este instrumento es útil para el registro de las variaciones magnéticas comprendidas entre los 2 y 200 segundos de período.

Las bobinas de captación de gran área, sin núcleo ferromagnético, tienen inductancia despreciable y por tanto no presentan estas particularidades tan bruscas en su curva de respuesta, pero son difíciles de transportar y montar y por esta razón las barras son más útiles para los trabajos de prospección.

Si la señal que provee la barra con núcleo permeable se amplifica y procesa electrónicamente, puede despreciarse la inductancia del circuito del sistema de captación frente a la alta impedancia de entrada del amplificador. De esta forma es posible obtener curvas de respuesta más suaves. Utilizando amplificación electrónica, las frecuencias de corte en la curva de respuesta pueden ser seleccionadas por medio de filtros adecuados dentro de límites relativamente amplios. Este sistema para registrar las variaciones magnéticas de período corto tiene un uso muy extendido en la actualidad.

### **LA ESTACION SOLIS**

La necesidad de contar con una estación magnetotelúrica que sirviera de punto de partida y como estación de base para el plan de prospección; que se encontrara además instalada en una región con una estructura geológica superficial simple, con bajo nivel de ruidos provocado por las corrientes artificiales y, no obstante estos requisitos, a una distancia razonable de la sede de nuestro Departamento de Geofísica, motivó la elección del lugar de su instalación en la localidad de Solís, Prov. de Buenos Aires, en el Km. 101 de la Ruta Nacional N° 8.

El lugar se encuentra suficientemente alejado de las fuentes de perturbación, principalmente de las vías electrificadas del servicio ferroviario.

Durante el mes de Diciembre de 1970 completamos la instalación de las tomas de potencial, separadas entre sí por una distancia de 700 metros, y de las líneas para el registro de la componente eléctrica NS.

Para albergue del instrumental se levantó una casilla de madera de 3 x 3 metros, considerando la posibilidad de instalar posteriormente variómetros magnéticos del tipo de campaña, los que no requieren recintos antimagnéticos ni otro tipo de instalación especial. Para las mediciones utilizamos un registrador Sefram con seguidor de haz, de doble pluma, y un sistema para anular la polarización de los electrodos y para la calibración del instrumento. La línea NS se conectó a uno de los galvanómetros de registro por medio de la fuente de contrapolarización, y al otro galvanómetro por medio de un capacitor de 50  $\mu$ f para el registro más sensible de las variaciones de período corto. La velocidad del papel es de 1 mm/min. figura 3.

Los primeros registros demostraron el bajo nivel de ruido industrial de la zona. figura 4. Una comparación entre los registros telúricos obtenidos en días de actividad magnética permitieron demostrar la sensibilidad del sistema de captación, figura 5 y 6.

También realizamos registros simultáneos en esta estación y en otra temporaria ubicada a unos 20 Km. del lugar. Los registros (figura 7 y 8), muestran la idéntica estructura morfológica de los fenómenos pero en ellos es posible observar la diferencia en la amplitud de los mismos, que resulta ser unas dos veces mayor para la estación de Solís.

Esa diferencia aparece en todos los períodos registrados, y se debe exclusivamente a la diferente constitución de las capas geológicas superficiales de una estación respecto de la otra. Este es un ejemplo de la influencia que tiene la estructura superficial del terreno en los registros de corrientes telúricas, factor que debe ser tenido en cuenta en la aplicación del método.

Las experiencias recogidas en esta primera etapa han sido de suma utilidad para el trabajo posterior.

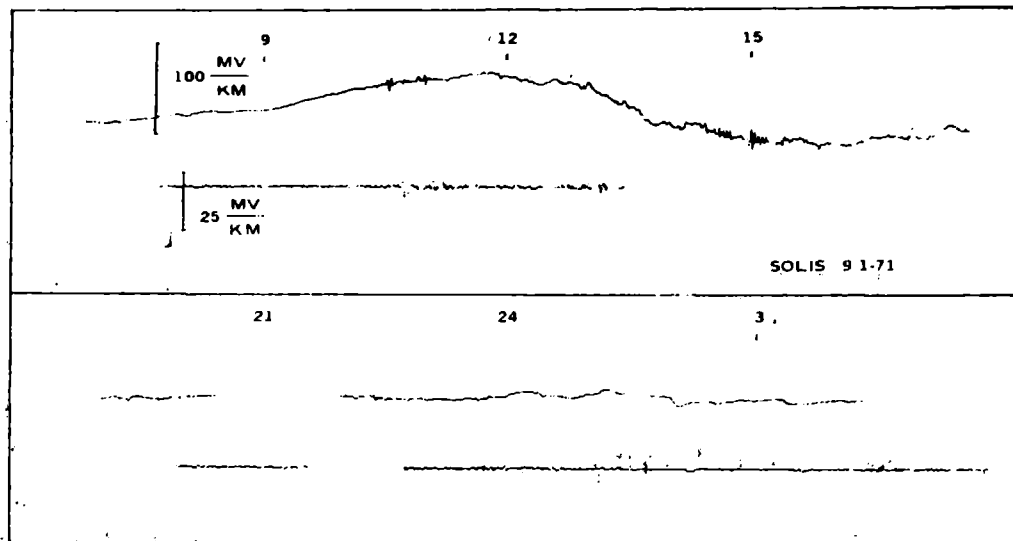


Figura 4. Registro de corrientes telúricas de un día calmo en Solís el día 9-1-71.

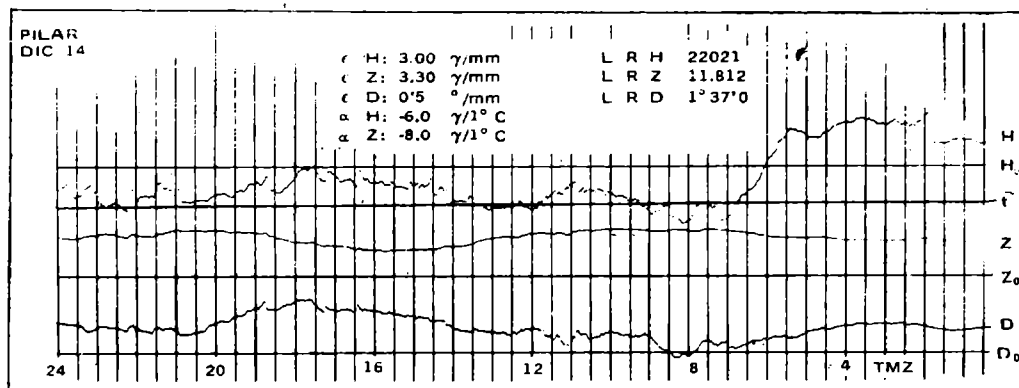


Figura 5. Registro de tormenta geomagnética obtenido en Pilar por el Servicio Meteorológico Nacional, el día 14-12-70.

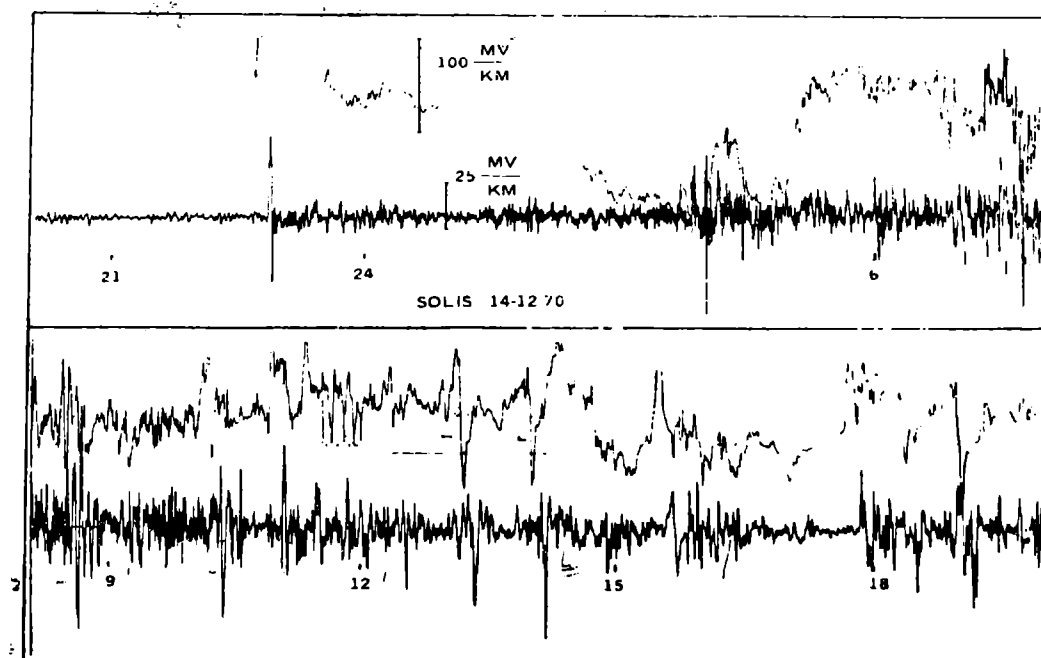


Figura 6. Registro de corrientes telúricas en el mismo día de la tormenta magnética del registro geomagnético de la figura anterior.



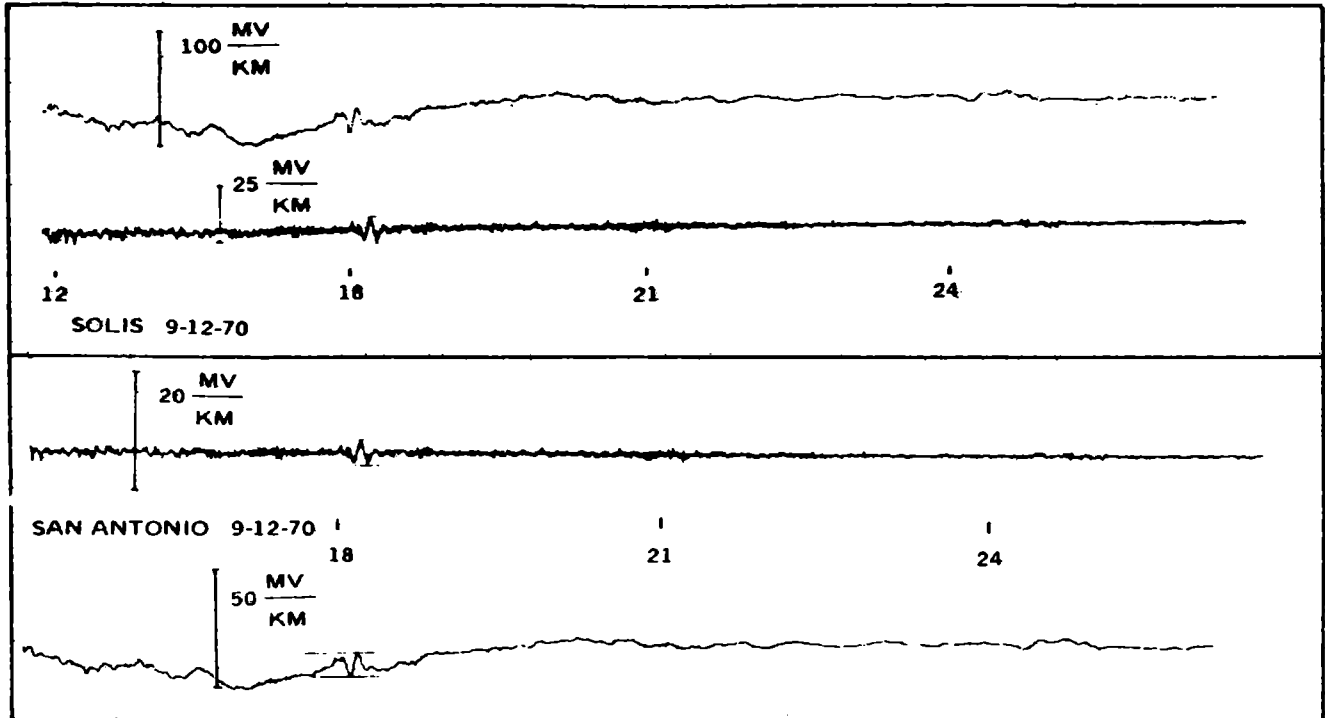


Figura 7. Comparación de registros simultáneos de corrientes telúricas en las localidades de Solís y San Antonio, el día 9-12-70.

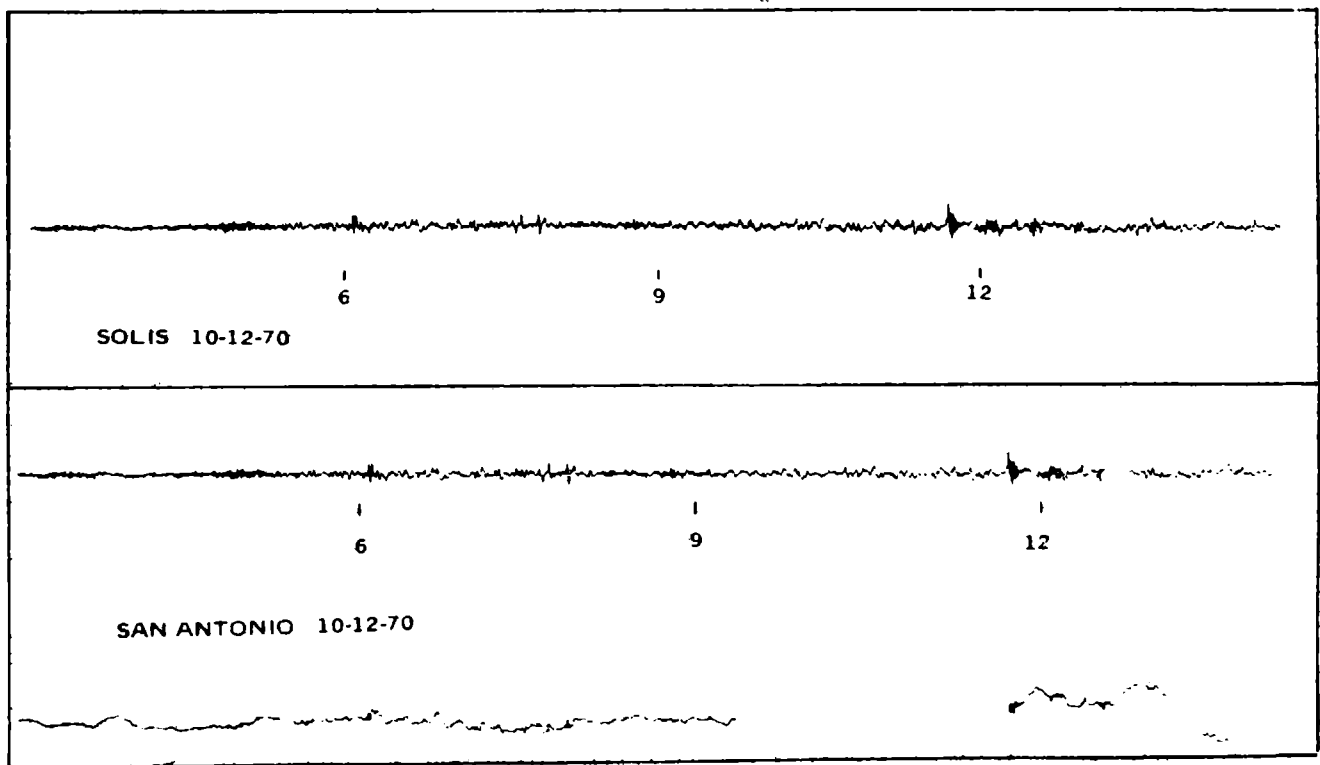


Figura 8. Comparación de registros simultáneos de corrientes telúricas en las localidades de Solís y San Antonio, el día 10-12-70.



## **SOBRE LA MEDICION DEL VECTOR ELECTROTELURICO Y SUS APLICACIONES**

J. M. Febrer, J. A. Demicheli, P. C. Esponda

Departamento de Geofísica. Observatorio  
Nacional de Física Cósmica

**En esta comunicación se comentan las aplicaciones de la información electrotelúrica en la investigación geofísica, y en particular su aporte a las determinaciones sobre la estructura interna de la corteza y el manto superior terrestre.**

**This report deals with the applications of electrotelluric information concerning geophysical research, and, particularly, its contributions to determinations on the internal structure of the terrestrial crust and the upper mantle.**

### **1. INTRODUCCION**

La medición de corrientes telúricas como medio de recoger datos sobre las variaciones del electromagnetismo terrestre, ha atravesado distintas etapas de evolución. Un detallado relato de esa evolución ha sido publicado por H. Fournier (1966). En la presente comunicación nos interesa mencionar algunas de las ideas que en torno al tema se han formulado en los últimos años, y en especial, aquellas sobre las que estamos trabajando actualmente.

## II. EL VECTOR ELECTROTELURICO

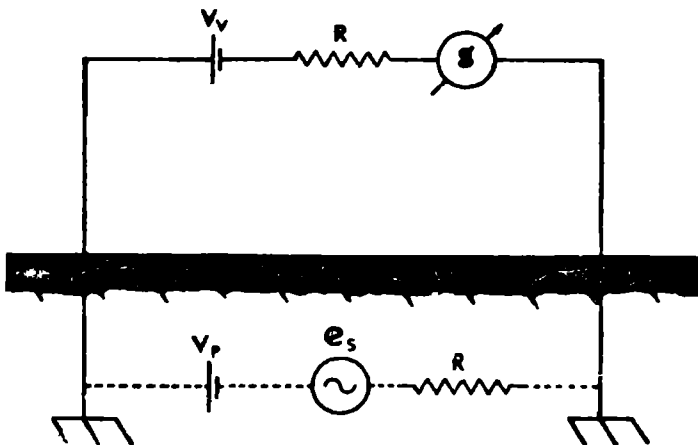
La presencia de un vector eléctrico en la superficie terrestre y la similitud morfológica de su variación con los registros de perturbaciones magnéticas, de ocurrencia simultánea, no fue bien entendida hasta alrededor de 1930, época en que se planteó el problema de la inducción electromagnética sobre la tierra sólida como una consecuencia de perturbaciones diversas que dan lugar a un movimiento de cargas en la ionósfera y magnetósfera.

El problema electromagnético así planteado consiste en una distribución de corrientes rodeando un cuerpo conductor sobre el que se produce inducción en volumen. Las mediciones que son tomadas sobre la superficie del conductor contienen información, en consecuencia, tanto de la naturaleza de la fuente primaria como de la estructura del conductor. Una de las metas del análisis de estos datos es distinguir entre ambas contribuciones.

El vector electrotelúrico es considerado como la parte eléctrica de una señal electromagnética, siendo entonces posible estudiar sobre él: la amplitud, la composición espectral, el estado de polarización, la coherencia de la señal y el desfase respecto del vector magnético.

La determinación del vector electrotelúrico, a través de medidas de diferencias de potencial sobre la superficie de la tierra, presenta dos dificultades: a) Las variaciones del potencial electroquímico en los electrodos de tomas; b) La influencia de la geología y topografía locales.

La primera de ellas marca un límite con respecto a la longitud de períodos en que pueden obtenerse registros confiables. Esto hace inadecuado el método para estudiar perturbaciones electromagnéticas de período relativamente largo (variación secular). Sin embargo, la experiencia ha demostrado que el uso de electrodos no polarizables y de correcciones adecuadas, permite estudiar las variaciones solares y lunisulares. El efecto de fluctuación en el estado de polarización de los electrodos es, por otra parte, despreciable para la variación diaria, y "a fortiori", para el estudio de micropulsaciones. Ver figura 1.



**Figura 1. Esquema de un registrador de potencial electrotelúrico.**

En cuanto a la influencia de la topografía y geología local, en la interpretación de los datos tomados en un lugar dado, puede ser determinada de varias formas, entre ellas, por el registro simultáneo en dos regiones relativamente cercanas, para comparar las distintas frecuencias presentes en una perturbación. También puede tenerse información al respecto, registrando el vector telúrico en una estación, según distintas direcciones, para detectar anisotropías en el terreno.

Estos datos pueden ser comparados con los resultados de una prospección de resistividad eléctrica utilizando una fuente artificial para crear una distribución de campo eléctrico, por ejemplo: sondeo vertical con el método de Wenner.

### **II.1. Aplicaciones de la medida del vector electrotelúrico:**

En la última década se ha renovado el interés en la medida del vector electrotelúrico, lo que en parte se debe al interés despertado por el estudio de las micropulsaciones y de la estructura fina de las perturbaciones geomagnéticas, especialmente en la banda de las frecuencias extra bajas.

El análisis de ambos factores da una información permanente del estado de perturbación de la ionósfera y magnetósfera, mostrando la aparición correlativa de fenómenos resultantes; por ejemplo, del arribo de flujos de partículas emanadas de las explosiones solares. En este sentido estos datos son un complemento eficaz de métodos de sondaje por muestreo, obtenidos actualmente por medio de satélites artificiales, pues al utilizarse la tierra misma como inductor se recibe información sobre una extensión mayor de estos fenómenos. El registro de corrientes telúricas en condiciones típicas es comparable al de un magnetómetro de elevada sensibilidad, superior a  $0,1\gamma$  como equivalente, sobre un rango extenso de frecuencias.

Por otra parte, el estudio de la geología profunda, arribando progresivamente al estado de una disciplina cuantitativa, se sirve cada vez más de todos los parámetros geofísicos disponibles, como lo muestra la mayoría de los resultados recientes y la resonancia que obtuvo el proyecto del Manto Superior en ese sentido.

Dentro de este marco, la determinación de la distribución de la conductividad eléctrica de la corteza y manto superior es considerada un valioso elemento para estimar el estado térmico del interior de la tierra y de allí explicar los inquietantes interrogantes de los mecanismos de formación de montañas.

El registro del vector telúrico aplicado en el método magnetotelúrico (MMT) de estimación de la conductividad de la tierra sólida, es otra de las posibilidades que han surgido y cuyo empleo se ha extendido considerablemente en la última década.

El MMT concurre como complemento y alternativa a otros métodos como es el denominado de sondaje geomagnético. Ambos métodos presentan una identidad teórica como ha sido señalado por varios autores (Furnier, 1970; Price, 1962).

Muy sintéticamente puede decirse que el MMT tiene mayor sensibilidad, mientras que el de sondaje geomagnético permite una mayor independencia respecto de las condiciones geológicas o topográficas netamente locales. La aplicación de uno u otro es así dictada por la conveniencia, en cuanto al lugar en que es aplicado y al tipo de estudio que quiere llevarse a cabo. En tal sentido cabe mencionar las resoluciones 2 y 3, en Geomagnetismo, de la Conferencia Internacional sobre Problemas de la Tierra Sólida, efectuada en Buenos Aires en 1970.

### III. EL METODO MAGNETOTELURICO

El comienzo de una aplicación extensa del MMT puede situarse "a posteriori" del trabajo de Cagniard (1953). Su desarrollo está basado esencialmente en la teoría del efecto pelicular (skin effect) de las corrientes alternadas en un conductor. Del propósito inicial (estudio de la conductividad eléctrica en capas relativamente superficiales de la corteza, orientado a la búsqueda de minerales), el método ha sido extendido y desarrollado para estudiar, además, la distribución de conductividad en la profundidad de la corteza y manto superior. Los datos que han de ser medidos en un lugar, en forma simultánea, son las componentes horizontales de los campos de variación geomagnética y electrotelúrico.

El análisis de Cagniard implica, en primer lugar, el análisis espectral de los registros. Las componentes espectrales de cada frecuencia pueden ser tratadas como una onda plana, monocromática, incidiendo sobre un medio conductor. Del tratamiento se extrae un escalar función experimental de la frecuencia denominada resistividad aparente  $\rho_{ap}(f)$ .

Esta función resistividad aparente es entonces comparada con funciones similares teóricas, calculadas con modelos compuestos de medios homogéneos e isotropos distribuidos en estratos planos. Si se observan similitudes entre las curvas empíricas y la curva para alguno de los modelos, se concluirá que en alguna aproximación, este modelo particular es representativo (uno u otro) de la distribución real en la tierra.

Para el caso simple de una onda plana incidiendo sobre una tierra considerada como un semiplano infinito, con conductividad uniforme  $\sigma$ , la impedancia superficial se define como la razón entre las intensidades —para una frecuencia dada— de los campos eléctricos E y magnéticos H, en la forma:

$$\frac{E_y}{H_x} = \frac{E_x}{H_y} = (\rho\omega\mu)^{1/2} e^{i\frac{\pi}{4}} \quad (1)$$

donde  $x$  e  $y$  son los dos ejes horizontales ortogonales en que se descomponen los campos  $\rho$  es la resistividad aparente en ohmios metro,  $\mu$  es la permeabilidad en henrios/metro,  $\omega$  la frecuencia angular en radianes. De la (1) podemos despejar:

$$\rho = \frac{T}{2 \pi \mu g} \left( \frac{E_x}{H_y} \right)^2$$

donde  $T$  es el período en segundos.

Si se calcula la resistividad, según (2), para los componentes espectrales medidas en un lugar para un período dado, obtendremos un valor que aproxima en forma integrada el efecto de la distribución real de la resistividad y puede interpretarse como si, para esa frecuencia, el subsuelo fuera un espacio semi-infinito con resistividad constante  $\rho$ . Por otra parte, dentro de la solución que conduce a (1) se encuentra la profundidad de penetración  $\delta$  (skin depth) de la onda en el medio, la cual se expresa:

$$\delta = \left( \frac{2 \rho}{\mu g \omega} \right)^{1/2}$$

y esta es la profundidad efectiva a la que se toma información.

El modelo teórico para dos capas de distinta conductividad  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$ , con espesor  $h$  para la primera capa, fue publicado por Cagniard (1956) junto con el correspondiente gráfico de la resistividad aparente en razón de la frecuencia. Modelos más completos han sido publicados por otros autores (Fournier, 1963; Fournier, 1968; Srivastava, 1967).

Cuando el método fue aplicado en sus comienzos, la aparición de resultados que no eran explicados por la teoría suscitó una serie de objeciones respecto de las condiciones de validez de la misma. La principal dificultad residía en el valor de la resistividad, que calculado según la ecuación (2) presentaba considerables fluctuaciones, para un mismo lugar, en días diferentes.

Un intento de explicar esta determinación en los valores fue dada por Price (1967), ver Fig. 2. Este autor plantea la teoría del MMT, en las condiciones más generales, introduciendo en su análisis no solamente la introducción en la tierra sólida sino también las características de la fuente de excitación (ionosférica-magnetosférica) en forma más detallada; tamaño, ubicación y magnitud. Esta interpretación, de aplicación más engorrosa, no alcanzaba sin embargo a explicar en forma satisfactoria las fluctuaciones mencionadas.

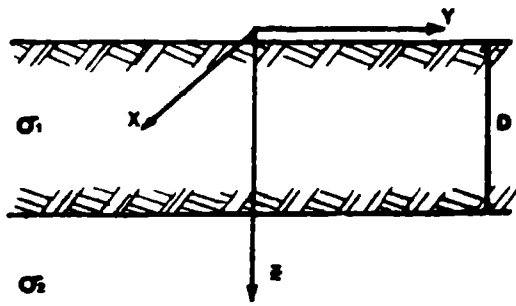


Figura 2. Modelo de dos capas propuesto por A.T. Price. La extensión lateral de la fuente ionosférica resulta muy significativa en el cociente  $E/H$  para  $D \times 30$  km.

Por otra parte, Cantwell y Madden, (1960) han demostrado mediante cálculos que la comparación del método de Cagniard y de Price revela diferencias insignificantes para modelos adaptados a distribuciones de conductividad de carácter realista.

Estos autores, calculando sobre el modelo propuesto por Cantwell y Mc. Donald, ver figura 3, han encontrado los intervalos de validez en frecuencia y dimensión de la fuente perturbadora para los cuales las teorías son equivalentes. Estos resultados muestran que, de acuerdo a los tipos de perturbación que han sido dosificados, en la gran mayoría de los casos puede aplicarse la teoría más simple de Cagniard, con suficiente aproximación.

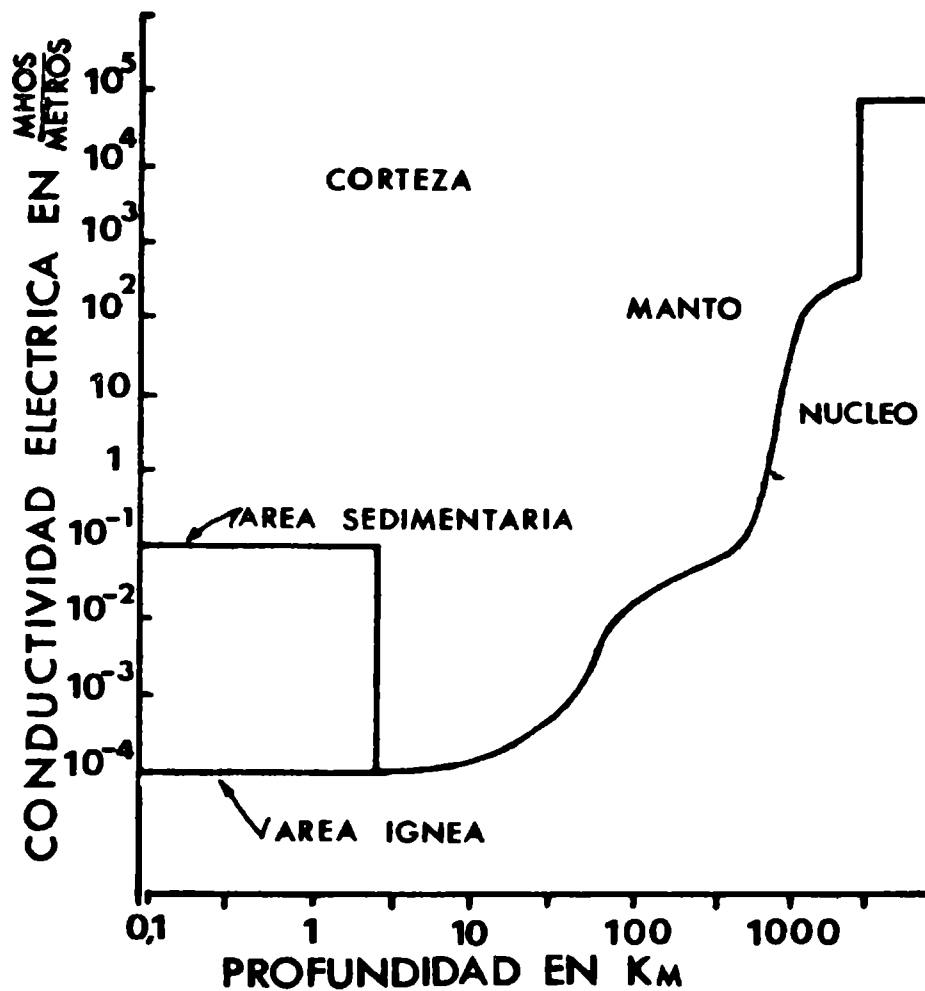


Figura 3. Modelo de conductibilidad eléctrica para el manto, tomado de Cantwell y Madden.



Pero, a través de otra línea de ideas, se ha encontrado una explicación para las fluctuaciones de la resistividad antes mencionadas. Los modelos de conductividad subterránea hasta aquí indicadas suponen una distribución de conductividad en forma estratificada con propiedades de homogeneidad e isotropía en cada capa. Aparentemente estas hipótesis simples fueron motivadas por el deseo de preservar la sencillez en los cálculos más bien que por las condiciones reales, ya que la condición de isotropía no parece ser la más adecuada para tratar situaciones en la corteza, donde se encuentran, netamente diferenciadas, zonas de distintas características en sentido horizontal (Ej.: Sobre la costa de mar).

La introducción de un ente tensorial para representar las propiedades del cociente E/H en relación a la frecuencia (Smith, Bostick, 1962), permite el tratamiento en forma efectiva de modelos teóricos que, si bien conservan la geometría estratificada, proveen la posibilidad de estudiar las anisotropías en las propiedades eléctricas, mediante la sugerencia de que las componentes espectrales de las fluctuaciones de los campos magnéticos y eléctricos horizontales están relacionados por medio de un tensor de admitancia:

$$H_i = Y_{ij} E_j \quad i, j, = 1,2 \quad (4)$$

De este modo, a partir de la medición de los campos eléctrico y magnético, se trata de determinar las componentes del tensor  $Y_{ij}$  como función de la frecuencia de las perturbaciones. Las fluctuaciones que de un día a otro fueran observadas en la determinación de la resistividad aparente escalar, quedan explicadas en el contexto de esta teoría, que las predice como función del ángulo entre los ejes de la anisotropía y la dirección de polarización de la onda incidente.

En el caso que se trate de estudiar distribuciones profundas de conductividad, la influencia de la geología y topografía superficial puede ser un factor de disturbo cuya contribución a de ser separada.

La dependencia del tensor de admitancia con la frecuencia puede informar hasta que profundidad están presentes las anisotropías e inhomogeneidades de las primeras capas.

**3.1. Aplicaciones del Método Magnetotelúrico:** Una de las ventajas del uso del MMT es que, en principio, permite inferir la distribución de conductividad debajo de un dado lugar, a partir de medidas tomadas en una sola estación.

Sin embargo debe tenerse muy en cuenta que este es el caso en la suposición de un modelo estratificado de capas. Cuando la estructura difiere de este modelo, como puede ser el contorno de una transición océano-continente o en el borde de un área diferenciada, como un basamento sedimentario, es necesario llevar la medición sobre un conjunto de estaciones distribuidas sobre el área que se desea explorar. En otras palabras, si se encuentran presentes variaciones no horizontales de la conductividad el método no queda invalidado pero será necesario el uso de modelos de distribución más complejos y un adecuado cubrimiento geográfico.

El tipo de distribuciones de conductividad que han sido estudiados con este método pueden clasificarse en dos grandes categorías:

- i) Anomalías regionales de conductividad
- ii) Existencia global de capas intercaladas, de conductividad diferenciada.

En los trabajos del primer tipo se han llevado a cabo numerosos estudios zonales que han dado lugar a la ubicación de comportamientos anómalos de la conductividad (respecto de un modelo de capas horizontales). Algunas de ellas son de carácter superficial como puede ser una cuenca sedimentaria muy conductora sobre un basamento cristalino, o inversamente un afloramiento basáltico dentro de un depósito sedimentario.

Por otra parte, para explicar las anomalías atribuidas a causas profundas han sido propuestos canales de conductividad diferenciada, tales como el propuesto por Rikitake-Whitham (1964). Compuesto de un cilindro de generatriz horizontal y de elevada conductividad a una cierta profundidad. Este ha sido uno de los modelos intentados para explicar la anomalía magnética y telúrica de Alert, Canadá.

Ha sido sugerido por varios autores (Rikitake, 1969) que la existencia de estas anomalías de conductividad pueden ser mejor explicadas si los datos geomagnéticos son complementados con el estudio paralelo de la distribución geotérmica en esas regiones, debido a la gran sensibilidad a la temperatura de las propiedades conductivas de algunas rocas. Dentro del rango de 1000 a 1300° C, un pequeño incremento de temperatura puede dar lugar a considerables variaciones de la conductividad, en contraste con las propiedades elásticas de las mismas, que permanecen casi invariables.

En cuanto al segundo tipo de distribución de conductividad, nos referiremos al extenso trabajo de H. Fournier (1970). Reuniendo una considerable cantidad de datos magnetotelúricos procedentes de por lo menos cuarenta y dos estaciones diseminadas en Europa, Asia y América del Norte, este autor ha propuesto la existencia de una capa de baja conductividad intercalada en el manto superior. Esta capa tendría una existencia casi global a una profundidad de entre 50 a 70 Km. con un espesor aproximado de 30 Km. (ver figura 4).

Tanto en la profundidad como en el espesor de la capa se observan variaciones locales susceptibles de interpretación por correlación con otros parámetros geofísicos, como el gradiente geotérmico en las zonas de fuerte actividad tectónica.

Esta capa parece identificarse con la capa de baja velocidad sísmica (Low Velocity Layer-LVL), a partir de la comparación con los resultados obtenidos, en los mismos lugares, con métodos de la Sismología.

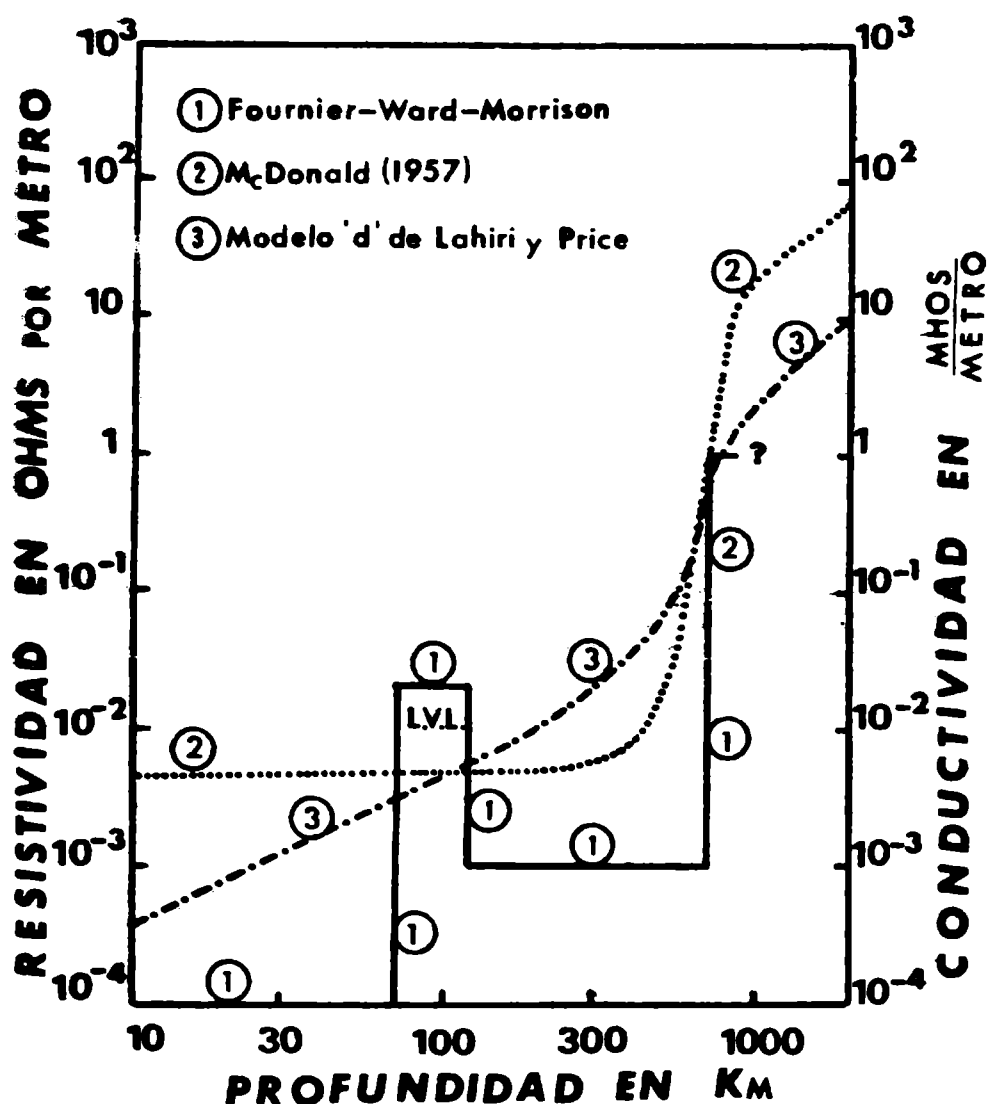


Figura 4. Modelo de conductibilidad eléctrica para el manto, tomado de H. Fournier.

En el estado actual de la técnica magnetoteléfica, se estima que el límite de la profundidad a que puede obtenerse información confiable está alrededor de los 1000 Km., fijando el límite de los períodos máximos que deben registrarse para alcanzarla, en el orden de la variación diaria. Los datos magnetotélicos de muchos autores (Fournier et al, 1963; Caner, Auld, 1968) muestran el comienzo de un notable incremento de la conductividad a esas profundidades. Fournier denomina a esta región "la capa conductora última" Dado que ese incremento de la conductividad parece atribuible al incremento de temperatura, esta región podría contener en su interior la energía responsable de la gran tectónica.

Para finalizar, transcribimos un párrafo tomado del trabajo de Fournier (1970):

"Se puede asimismo imaginar que la LVL y la capa conductora última son en parte responsables de la transmisión de las fuerzas mecánicas necesarias para la edificación de las cadenas de montañas. Estas capas (relativamente) conductoras de la electricidad dependen en cuanto a sus propiedades del estado térmico y la composición cristalográfica de los constituyentes profundos. La oscilación de estas capas en el tiempo y el espacio pueden aparecer a consecuencia de la variación de algún parámetro, como la temperatura, y de allí la importancia de los estudios de gradiente geotérmico"

## IV. CONCLUSIONES

Los trabajos que hemos analizado nos permiten concluir que las determinaciones de conductividad eléctrica en la tierra sólida prometen, en el estado actual de su desarrollo, la posibilidad de alcanzar un mejor conocimiento de la estructura del interior de la tierra y de los mecanismos tectónicos. En especial debe mencionarse la perspectiva de usar la medición de la conductividad eléctrica —junto al estudio de la química del interior de la tierra, que provee la relación necesaria entre conductividad y temperatura— como un termómetro indirecto para acceder a profundidades que pueden alcanzar los 1000 Km.

Debe tenerse presente que estos trabajos han de ser coordinados con los resultados de la Sismología y la Geotermia, así como con los de la Geología, hasta alcanzar la formulación de modelos consistentes con todos los datos disponibles.

El método magnetotelúrico y el sondaje geomagnético deben ser considerados como concurrentes para el estudio de conductividad y debe tenderse en lo posible a su aplicación conjunta, señalándose que, encarado el desarrollo de uno de ellos, la ejecución del otro sólo requiere un esfuerzo adicional relativamente pequeño.

Por otra parte, el desarrollo de modelos teóricos bi y tridimensionales, que resulten matemáticamente manejables, es recomendado por la mayoría de los especialistas en el tema.

Este quizá sea el camino para dar respuesta a los interrogantes planteados por el origen de las anomalías de conductividad que han sido detectadas y a cuya comprensión completa aún no se ha arribado (Rikitake, 1969).

## BIBLIOGRAFIA

- Cagniard, L., 1953: Basic theory of magnetotelluric of geophysical prospecting; Geophysics, v.18, p. 605-35.*
- Cagniard, L., 1956: Electricité Tellurique; Handbuch der Physik-Geophysik, v.1, p.407-69.*
- Caner, B. y Auid, D. R., 1968: Magnetotelluric determination of upper mantle conductivity structure at Victoria; Can. J. Earth Sci., v.5 p. 1209-1220.*
- Cantwell, T. y Madden, T., 1960: Preliminary report on crustal magnetotelluric fields; Journ Geoph., Res. v. 65, p. 4068-72.*
- Fournier, H., Ward, N. y Morrison, H. F., 1963: Magnetotelluric evidence for the low velocity layer; series n. 4, n. 76, Univ. of California.*
- Fournier, H., 1966: Essai d'un historique des connaissances magnetotelluriques; Note 17-Inst. de Physique du Globe.*
- Fournier, H., 1968: Proposition d'une methode pour déterminer la structure du premier millier de kilomètres de la terre d'après la resistivite apparente; Acta Geophysica Polonica, v.16, n. 3.*
- Fournier, H., 1970: "These". Comunicación del autor.*
- Price, A. T., 1962: The theory of Magnetotelluric method when the source field is considered; Journ. Geoph. v.67, n. 5.*

## **EVOLUCION DE LOS TRABAJOS GEODESICOS DEL INSTITUTO GEOGRAFICO MILITAR EN EL AÑO 1972**

LUIA MARIA MARTINEZ VIVOT  
Instituto Geográfico Militar

**Presenta un informe de los progresos realizados por el Instituto Geográfico Militar (IGM) en sus actividades geodésicas, nuevos métodos desarrollados e instrumental incorporado; su participación en la ejecución de trabajos de vinculación internacional con los países limítrofes. También presenta la contribución del IGM a las tareas desarrolladas por los Comités de Geodesia del Instituto Panamericano e Historia y la Unión Geodésica y Geofísica Internacional.**

**A report is given of the progress obtained by the Instituto Geográfico Militar (IGM) in their geodesic activities, new methods developed and instrumentation incorporated, his sharing in works with limiting countries of international linking. The report also presents the IGM contribution to the works developed by the Geodesic Committe of the Instituto Panamericano de Geografía e Historia, and the International Unión of Geodesy and Geophysics.**

Se destaca a continuación, en una breve síntesis, la evolución que han sufrido los distintos métodos y procedimientos utilizados en estas tareas y un resumen de las labores realizadas fuera del ámbito de la Ley de la Carta propiamente dicha, aunque en algunos casos directamente vinculadas a la misma.

**2) *Reemplazo en la triangulación fundamental del cuadrilátero con doble diagonal como figura base, por la del triángulo simple con todos sus lados y ángulos medidos.***

En los trabajos de medición de las cadenas de triangulación, el IGM adoptó durante muchos años el método clásico de estructurar esas cadenas con cuadriláteros a doble diagonal.

De los estudios técnicos realizados sobre los errores longitudinales y transversales de las mediciones existentes, y la influencia de los forzamientos de las cadenas sobre las mallas, se resolvió reemplazar la figura básica del cuadrilátero a doble diagonal por el viejo esquema del triángulo simple, como sistema combinado de triangulación y trilateración.

**1) *Reemplazo de la triangulación de II, III y IV orden por una red de poligonales.***

En función de las experiencias realizadas sobre un cuadrilátero de la cadena D(5-6) cercano a la localidad de Pinedo, Provincia del Chaco, se determinó que la precisión en las posiciones de los puntos de densificación geodésica por medio de un sistema de poligonales, apoyadas en los puntos trigonométricos de 1er. Orden, satisfacían y superaban en general a las obtenidas por el método convencional de la triangulación.

Dejando de lado pues, los aspectos técnicos del problema, restaba lograr un esquema, método y organización del trabajo, que reportase asimismo ventajas de orden económico.

Nuevas experiencias realizadas permitieron obtener mayores elementos de juicio, en cuanto a la calidad técnica del trabajo, y demostraron que se podía lograr una economía de costo de aproximadamente un 40 % con respecto al método clásico de levantamiento razón por la cual el procedimiento mencionado fue aplicado con todo éxito hasta la fecha.

Asimismo, se está experimentando al mismo tiempo el comportamiento de los cuatro trozos de cadena de borde, con la medición de los lados perimetrales internos, mediante la comparación de los nuevos valores que se obtengan con los ya procesados anteriormente.

4) ***Apoyo geodésico a las obras del Complejo Zárate – Brazo Largo***

A requerimiento de las empresas contratistas se midieron lineal y angularmente dos cuadriláteros con doble diagonal, para dar el control planimétrico básico a las obras de ingeniería.

5) ***Homogeneización de los sistemas geodésicos argentino y paraguayo en la zona de influencia del complejo Yaciretá – Apipé***

Con las cadenas geodésicas de Argentina y Paraguay que rodean los saltos Yaciretá-Apipé, y las vinculaciones planimétricas existentes, se calculó, mediante nuestros programas de compensación, un anillo de unos 40 vértices para el apoyo fundamental del proyecto.

6) ***Empleo del helicóptero en el desarrollo de los trabajos geodésicos.***

Tal como se esperaba, el ingreso del helicóptero como principal apoyo de una comisión de reconocimiento de triangulación dio resultados positivos, a pesar del costo que representa operar con una máquina de esas características.

La comisión de reconocimiento organizada en base al uso de un helicóptero, efectúa la tarea a un costo similar al de una comisión clásica pero el tiempo empleado para la misma es cuatro veces menor, lo que produce un beneficio que importa un óptimo aprovechamiento del personal y equipos.

En contraposición a lo expresado, se ha experimentado que el tiempo de uso de este aparato se ve limitado a un 35% ó 40% del total disponible por inconvenientes meteorológicos y por mantenimiento.

No obstante, existen perspectivas fundamentadas que permiten esperar un mayor rendimiento.

7) ***Trabajos de geodesia satelitaria***

En 1971 el IGM colaboró con los técnicos del Comando Topográfico del Ejército de los EE.UU. (U.S. TOPOCOM) que determinaron, por el Sistema DOPPLER, las coordenadas del observatorio de Villa Dolores, en Córdoba y del punto Conesa, en Río Negro.

Se está efectuando el cálculo de distancia y acimutes para analizar los resultados obtenidos, comparando valores DOPPLER con valores geodésicos clásicos.

8) ***Utilización de un nivel automático en la red geodésica de nivelación***

En la medición de la red de nivelación fue introducido el uso del nivel automático N<sub>i</sub> 1 de Zeiss, cuyas características técnicas permiten encuadrarlo dentro de las exigencias que debe satisfacer una red altimétrica de alta precisión.

La práctica de las mediciones con este instrumento puso de manifiesto un incremento del rendimiento del orden del 30%, y una economía en los costos.

9) **Trabajos para la Comisión Nacional de la Cuenca del Plata**

En virtud de un contrato celebrado entre el IGM y la Dirección de Construcciones Portuarias y Vías Navegables, se vincularon los hidrómetros del Ministerio de Obras y Servicios Públicos, ubicados en los ríos Paraná, Iguazú y Paraguay, en todo su recorrido dentro del territorio argentino, mediante ramales de líneas de nivelación de alta precisión.

10) **Disponibilidad de un programa de compensación para la red geodésica y topográfica de control horizontal.**

Con el regreso de los Estados Unidos de dos profesionales pertenecientes a la institución, y luego de un período de adaptación, se comenzó a utilizar el programa elaborado por los mismos en todo el proceso de cálculo y compensación de la red geodésica-topográfica del IGM.

Este programa está confeccionado de manera tal que tiene aplicación a cualquier tipo de red, y permite el agregado de nuevas unidades geodésicas a medida que se procede a la medición de las mismas.

11) **Creación de un banco de datos.**

Se encuentra en elaboración el banco de datos, que permitirá obtener rápidamente la información geodésico-topográfica que sea procesada y archivada en él, tanto de coordenadas pertenecientes a puntos medidos por el IGM, como de los correspondientes a otros organismos que hayan efectuado trabajos afines.

12) **Utilización de un reloj atómico, e instalación del Astrolabio de Danjon en el Servicio Internacional de la Hora.**

El Servicio de la Hora del IGM dispone en la actualidad de un reloj atómico que se caracteriza por su excepcional estabilidad, que no excede el millonésimo de segundo por día.

Es comparado diariamente con la red de estación Omega mediante enlace por VLF, y es comparado anualmente con los relojes atómicos del Observatorio Naval de los EE.UU., mediante el transporte de la hora con reloj portátil de esa Institución, lo que ha permitido comprobar una diferencia de estado con aquellos, producida en ese intervalo, del orden de los cuatro microsegundos. Ello representa una estabilidad muy superior a la prevista originalmente por sus fabricantes.

La incorporación del reloj atómico y la incrementación del número de observaciones astronómicas, ha permitido que el Bureau Internacional de la Hora (BIH), en su Informe Anual, asigne peso 5 a nuestro servicio en lugar del peso 1 que corresponde para instrumentos de paso.

Próximamente será instalado un Astrolabio de Danjon para las observaciones astronómicas de tiempo y latitud, lo que permitirá al Servicio de la Hora colaborar con mayor aporte de datos al BIH y también al Servicio de Latitudes, y participar asimismo en la corrección de catálogos de estrellas.

13) **Trabajos Geodésicos en la frontera argentino-chilena.**

El IGM ha continuado desarrollando esas tareas, en colaboración con las Comisiones Argentinas-Demarcadoras de Límites Internacionales, de conformidad con la programación aprobada por las respectivas Comisiones Mixtas.



#### 14) *Actividades del Comité de Geodesia del IPGH a través del IGM.*

##### 14.1 *Base de contraste para distanciómetros electro-ópticos y electromagnéticos.*

Relacionado con la recomendación N° 8, inciso 5, del Comité de Geodesia, aprobada en el IV Congreso de Cartografía efectuado en Mendoza, en el año 1969, se ha designado un grupo de trabajo compuesto por representantes de varios organismos nacionales, cuya integración se efectuó en una reunión celebrada el 1° de marzo de 1972, presidiendo dicho grupo en Ing. CERRATO de la Universidad de Buenos Aires.

En la actualidad, y luego de una serie de reuniones, se ha elaborado un anteproyecto que contempla utilizar la Base Geodésica Arrecifes del IGM, debidamente prolongada para las necesidades de futuros contrastes a realizar, y encara el problema de tareas a ejecutarse.

Este anteproyecto está siendo analizado por los miembros del Grupo que deberán tomar una resolución definitiva a la brevedad.

##### 14.2 *Contribución al Grupo de Trabajo para el Datum Sudamericano.*

Con la determinación de 13 estaciones astronómicas, se densificó la Línea de unos 1000 Km de recorrido que en territorio argentino une Campo Inchauspe con Chuá, con el objeto de construir un perfil del geoide en estas latitudes.

##### 14.3 *Glosario de Términos Geodésicos.*

El IGM participó activamente en la confección del anteproyecto del Glosario que será discutido en la próxima reunión de Consulta de la Comisión de Cartografía del IPGH.

##### 14.4 *Vinculaciones geodésicas con los países vecinos.*

Como consecuencia de las tratativas realizadas se llevaron a cabo las siguientes uniones altimétricas.

###### *Con Brasil.*

Paso de Los Libres – Uruguayana; Puerto Iguazú – Puerto Meira.

###### *Con Uruguay*

Monte Caseros – Villa Unión; Concordia – Salto.

###### *Con Paraguay*

Candelaria – Campichuelo; Puerto Pilcomayo – Itá Enramada; Formosa – Alberdi.

###### *Con Chile*

Paso Pehuenche.

La mayoría de estos trabajos implican el cruce de un ancho río, aunque debemos destacar que la longitud máxima alcanzada (1000 m) corresponde al cruce del Río Paraná-Guazú, entre Zárate y Puerto Constanza, en territorio argentino. En planimetría se concretaron las vinculaciones con Paraguay (en Itatí), con Chile (en Paso Pehuenche) y con Brasil (en Paso de los Libres).



## INDICE DE AUTORES

	Página
AFFOLTER ,Hugo Roberto : Representación analítica de la variación anual de la declinación magnética en la República Argentina.	95
MARTINEZ VIVOT ,Luis María : Evolución de los trabajos glodésicos del Instituto Geográfico Militar en el año 1972.	155
VILAS ,Juan F.A. : Las curvas de desplazamiento polar cenozoicas de América del Sur, América del Norte, Africa , India y Australia.	113
FEBRER ,J.M.;DEMICHELI ,J.A.;y ESPONDA ,P. : Sobre la medición del vector electrotelúrico y sus aplicaciones .	143
LINARES ,Enrique : Aplicación de los métodos glocronológicos en la Argentina .	1
HERRERA CANO ,José ; y ZAMARBIDE ,José : Analisis espectral de acelerogramas registrados en San Juan ,Mendoza , La Rioja y Catamarca.	73
GERSHANIK ,Simón : Acerca del desfase de la respuesta de los sismógrafos electromagnéticos .	45
VOLPONI , Fernando ; y QUIROGA ,Milton : Sobre la definición de la anomalía cronométrica.	87
VALENCIA , Daniel Alberto : Los datos paleomagnéticos de rocas del Paleozoico Superior de América del Sur : su aporte a la magneto -estratigrafía y a la historia de la fragmentación del Gondwana	103
DEMICHELI ,J.A.;FEBRER J.M.;y ESPONDA ,C. : Acerca de la marcha del proyecto magnetotelúrico .	135
GEBSHANIK, Carlota: Programa para ubicar fenómenos sísmicos mediante el método de Geiger.	59
BURIEK, Víctor: Una proyección cilíndrica secante equivalente derivada de la Carta de Lambert.	35
QUINTELA M., Roberto: Panorama actual de los actuales hidrometeorológicos.	27
VOLPONI, Fernando: La sismicidad del territorio Argentino, en relación con las ideas de la Tectónica Global.	15

**CONTENIDO**

**INFORMES**

- Aplicación de los métodos geocronológicos en la Argentina.**  
**ENRIQUE LINARES** 1
- La sismicidad del territorio Argentino, en relación con las ideas de la Tectónica Global.**  
**FERNANDO VOLPONI** 15
- Panorama actual de los estudios hidrometeorológicos.**  
**ROBERTO M. QUINTELA** 27

**COMUNICACIONES**

- Una proyección cilíndrica secante equivalente derivada de la Carta de Lambert.**  
**VICTOR BURIEK** 35
- Acerca del desfasaje de la respuesta de los sismógrafos electromecánicos.**  
**SIMON GERSHANIK** 45
- Programa para ubicar fenómenos sísmicos mediante el método de Geiger.**  
**CARLOTA GERSHANIK** 59
- Análisis espectral de acelerogramas registrados en San Juan, Mendoza, La Rioja y Catamarca.**  
**JOSE HERRERA CANO y JOSE L. ZAMARBIDE** 73
- Sobre la definición de la Anomalia Cronométrica.**  
**FERNANDO VOLPONI y MILTON QUIROGA** 87
- Representación analítica de la variación anual de la declinación magnética de la República Argentina.**  
**HUGO ROBERTO AFFOLTER** 95
- Los datos paleomagnéticos de rocas del Paleozoico Superior de America del Sur: su aporte a la magnetoestratigrafía y a la historia de la fragmentación del Gondwana**  
**DANIEL VALENCIO** 103
- Las curvas del desplazamiento polar Cenozoicas de América del Sur ,América del Norte ,Africa ,India y Australia.**  
**JUAN F.A. VILLAS** 113

**COMUNICACIONES DE ACTIVIDADES**

- Acerca de la marcha del proyecto magnetotelúrico**  
**J.A. DEMICHELI, J.M. FEBRER y C. ESPONDA** 135
- Sobre la medición del vector electrotelúrico y sus aplicaciones.**  
**J.M. FEBRER, J.A. DEMICHELI y C. ESPONDA** 143
- Evolución de los trabajos geodésicos del Instituto Geográfico Militar en el año 1972.**  
**LUIS MARIA MARTINEZ VIVOT** 155