

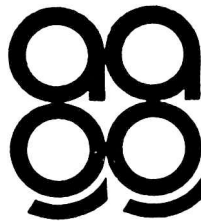
ISSN 0326-7237

1985

G E O A C T A

VOLUMEN 13

NUMERO 1



publicado por:

ASOCIACION ARGENTINA DE GEOFISICOS Y GEODESTAS

C. C. 106 - Suc. 28

1428 - BUENOS AIRES

COMISION DIRECTIVA

Presidente:

Contraalm. Dr. Rodolfo Panzarini

Vicepresidente:

Agrim. Rubén C. Rodríguez

Secretario:

Lic. Marcelo Perés

Tesorero:

Lic. Francisco Hirsch

Vocales titulares:

Ing. Pastor Sierra

Dr. José Manzano

Lic. Emilio A. Caimi

Ing. Antonio D'Alvia

Vocales suplentes:

Agrim. Raúl Malberti

Lic. Ricardo D. Miró

Lic. Raúl Perdomo

Ing. Carlos Marcelo Paterlini

SUBCOMISION DE PUBLICACIONES:

Ing. Oscar A. Parachu

Agrim. Rubén C. Rodríguez

Ing. Daniel A. Valencio

Dr. Otto Schneider

Ing. Rodolfo Martín

Ing. Carlos Novogrudsky

Dr. Alberto E. Giraldez

Dr. José Manzano

Ing. Roberto Quintela

Dr. José A. Hoffmann

Dr. Erich R. Lichtenstein

Ing. Fernando Vila

Ing. Simón Cershanik

Ing. Juan Castano

EDITORES:

Agrim. Mario Ornstein

Lic. María Luisa Altinger

**Colaboradores en la revisión de trabajos
que se publican en GEOACTA:**

Dr. Walter Fernández	(Universidad de Costa Rica)
Dr. Alberto Poppiano	(Universidad de Concepción, Chile)
Dr. Isidoro Orlanski	(Universidad de Princeton, USA)
Dr. Carlos Mechoso	(Universidad de California, USA)
Prof. Rafael N. Sánchez	(Universidad Laval, Canadá)
Ing. Eduardo Bustamante	(CONICET)
Dr. Gustavo Necco	(Universidad de Buenos Aires)
Dr. Vicente R. Barros	(CONICET)
Dra. Julia Paegle	(Universidad de Utah, USA)
Dr. Humberto Fuenzalida	(Universidad de Chile)
Dr. José Rutlant Costa	(Universidad de Chile)
Dr. Aldo Viollaz	(Universidad de Tucumán)

En este primer número del Volumen 13 de GEOACTA se publican trabajos presentados en la 13a Reunión Científica realizada en San Carlos de Bariloche, en noviembre de 1984.

Está en preparación el segundo número que también contendrá trabajos correspondientes a la mencionada Reunión.

La publicación del n.1, Volumen 13, de GEOACTA, ha sido financiada con un subsidio otorgado por la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC), la cual no se hace responsable de su contenido.

CONTRIBUCION ARGENTINA AL PROYECTO INTERNACIONAL MERIT/COTES

Raúl Perdomo y Rubén Rodríguez

Grupo de Trabajo de Geodesia Satelitaria

Buenos Aires - Argentina

RESUMEN

La definición de sistemas de referencia para astronomía y geodesia es el motivo principal de este trabajo. En la primera parte, se resumen los sistemas en uso y las técnicas clásicas y modernas para su determinación. A fin de hacer compatibles todos los sistemas, la Unión Astronómica Internacional (UAI) y la Unión Geodésica y Geofísica Internacional (UGGI) planificaron la campaña internacional MERIT que con la intervención de la Asociación Internacional de Geodesia (AIG) se convirtió en el grupo MERIT/COTES.

La Argentina se incorporó a la campaña MERIT/COTES con la creación de un Grupo de Geodesia Satelitaria que coordinó el rastreo intensivo de satélites Transit y está - ahora - analizando los resultados y proyectando diversas actividades vinculadas que contribuirán al desarrollo geodésico argentino.

ABSTRACT

The definition of reference systems in astronomy and geodesy is the principal subject of this paper. In the first part, the systems in use and the classic and modern techniques for its determination are summarized. To make all systems compatible, the International Astronomic Union (IAU) and the International Union of Geodesy and Geophysic (IUGG) have planned the MERIT INTERNATIONAL CAMPAIGN, which the intervention of the INTERNATIONAL ASSOCIATION OF GEODESY (IAG) became the MERIT/COTES Group.

Argentine joined the MERIT/COTES Campaign with a Satellite Geodesy Group which coordinated the tracking of Transit satellites. It is now analyzing the data and projecting several activities which will contribute to the Argentine geodetic development.

2 CONTRIBUCION ARGENTINA...

1. COMPONENTES DEL PROBLEMA Y PRINCIPIOS PARA SU SOLUCION

El problema de la definición y materialización de sistemas de referencia en Astronomía y Geodesia mantiene plena vigencia, renovada en los últimos años en que adquirieron relevancia técnicas no tradicionales. A raíz de esta situación se han llevado a cabo muy importantes campañas internacionales para replan-tear y resolver los distintos aspectos del problema fundamental.

Cuatro componentes principales pueden separarse en su planteo global. Estas componentes son independientes, aunque en la práctica están fuertemente relacionadas. Son ellas, la definición y materialización de un sistema inercial convencional (CIS: conventional inertial system), la definición y materialización de un sistema terrestre convencional (CTS: conventional terrestrial system), la vinculación entre ambos, dada por los parámetros que describen la orientación de la Tierra en el espacio (EOP: Earth orientation parameters), y finalmente, una escala de tiempo uniforme (en la práctica este aspecto puede considerarse resuelto mediante el empleo de la escala de Tiempo Atómico Internacional).

1.1. Sistema de referencia inercial

La definición astronómica clásica del CIS es esencialmente dinámica: el Ecuador medio de una época fija es el plano desde el cual se mide la coordenada latitudinal y la eclíptica media de la época interseca al plano ecuatorial en dos puntos (equinoccios) uno de los cuales es el origen de la coordenada longitudinal. La teoría dinámica de movimiento de estos planos fundamentales (precesión general y nutación) permite transformar posiciones del sistema verdadero de la fecha al sistema de la época (es decir, al CIS).

El sistema queda materializado por las posiciones de objetos exteriores a la Tierra: clásicamente un catálogo fundamental de posiciones medias y movimientos propios estelares, pero también puede ser una efemérides satelitaria o planetaria expresada en el CIS.

1.2. Sistema de referencia terrestre

Está definido por una terna de ejes fijos a la Tierra con origen en su centro de masa. El eje z está dirigido hacia un punto en las proximidades del eje instantáneo de rotación, y los otros dos ejes están en el plano ecuatorial.

Dicho sistema está materializado por las coordenadas de un conjunto de puntos sobre la superficie terrestre.

1.3. La orientación de la Tierra en el espacio

En un instante cualquiera, la relación que existe entre coordenadas de un

mismo punto referidas al sistema inercial (X, Y, Z) o referidas al sistema terrestre (x, y, z), depende de la orientación de la Tierra en el espacio. La transformación de coordenadas puede escribirse de la siguiente manera (Lambeck, 1971):

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix} = R(P + N) \cdot R(TSV) \cdot R(u, v) \cdot \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} \quad (1)$$

En esta expresión $R(P + N)$ es una manera simbólica de escribir la matriz de rotación que contiene los elementos que definen el movimiento del eje de rotación terrestre en el espacio (precesión y nutación). En principio, estos elementos se obtienen teóricamente y en consecuencia no constituyen elementos conflictivos en el planteo global del problema.

La matriz $R(TSV)$ representa una rotación en torno al eje instantáneo de rotación terrestre de magnitud TSV (tiempo sidéreo verdadero). Por medio de este giro el eje x queda dirigido al equinoccio verdadero de la fecha. TSV depende de la velocidad angular de rotación de la Tierra y contiene uno de los parámetros desconocidos en esta transformación: TUI - TUC. Este parámetro describe la diferencia entre la escala rotacional de tiempo (TUI) y una escala de tiempo uniforme derivada del tiempo atómico (TUC).

La matriz $R(u, v)$ produce las rotaciones necesarias para llevar a coincidir al eje z terrestre con el eje instantáneo de rotación. Es decir que u, v son las coordenadas del polo instantáneo de rotación en el sistema terrestre. Con estos parámetros se describe el llamado "movimiento del polo" y junto con TUI - TUC constituyen los tres parámetros desconocidos "a priori" de la transformación (1).

En efecto, estos parámetros (EOP), que describen el movimiento del eje de rotación dentro de la Tierra misma, y la velocidad angular de rotación, presentan irregularidades de carácter geofísico que imposibilitan su predicción teórica.

1.4. Los principios generales del análisis

Cualquiera sea la técnica utilizada para resolver los distintos elementos del problema, pueden encontrarse principios generales comunes.

La cantidad observada "O" se compara con la pronosticada "C" calculada teóricamente. Las diferencias "O - C" se interpretan como errores en "C" originados por el mal conocimiento de alguno de los parámetros de la teoría.

Por ejemplo, la teoría de movimiento de un satélite artificial desarrollada en un sistema inercial permite calcular su posición X, Y, Z para un instante

4 CONTRIBUCION ARGENTINA...

cualquiera. La transformación inversa de (1) transforma esas coordenadas inerciales en coordenadas terrestres x, y, z .

Si en el instante considerado, desde una estación terrestre de coordenadas conocidas, se realiza una determinación de la distancia al satélite (con disparos laser, por ejemplo) se dispondrá de todos los elementos para comparar la distancia observada con la que resulte del cálculo descripto.

Las diferencias " $O - C$ " pueden tener varios orígenes: errores en la teoría de movimiento del satélite (incorrecta materialización del CIS), errores en los parámetros utilizados en la transformación (1), o bien, en las coordenadas de las estaciones terrestres.

Según las características particulares del problema, podrán determinarse correcciones a algunos de los elementos mencionados aunque no a todos simultáneamente.

2. TECNICAS CLASICAS VS. NUEVAS TECNICAS

Las técnicas astronómicas clásicas son las técnicas de posicionamiento basadas en la observación de estrellas con una gran variedad de instrumentos. Las llamadas nuevas técnicas son básicamente tres: la radiointerferometría de larga base, las técnicas de rastreo satelitario (laser y Doppler) y la telemetría lunar (laser).

2.1. La radiointerferometría de larga base

Esta técnica opera con el siguiente principio: dos radiotelescopios observan la misma radiofuente y graban el producto de la observación con marcas muy precisas de tiempo. La longitud de la base (distancia entre antenas) varía desde algunos cientos hasta varios miles de kilómetros, por lo que existe una diferencia de camino entre las señales que arriban a uno u otro extremo de la base.

Esta diferencia de caminos se traduce en una diferencia de fase medible que es función de la longitud de la base, de la frecuencia de la señal y del ángulo entre la base y la radiofuente (Elsemore, 1979).

El resultado de la observación se consigue cuando las señales grabadas en los extremos de la base se correlacionan mediante las marcas de tiempo mencionadas.

Las radiofuentes materializan al CIS y en ese sentido presentan una formidable ventaja sobre otros sistemas, puesto que pueden seleccionarse radiofuentes extragalácticas cuyo movimiento propio es verdaderamente despreciable. Dicho de otro modo, este sistema está realmente fijo en el espacio.

En consecuencia, de la observación puede deducirse la evolución de la línea de base en el espacio (y de ella, los parámetros de la rotación terrestre) y

también la longitud de la base (que permite establecer coordenadas relativas entre los extremos).

2.2. Rastreo satelitario

Las dos técnicas de rastreo satelitario más precisas son: la medición de distancias por disparos laser, y la determinación de la variación de distancias mediante la medición del desplazamiento Doppler de una señal de frecuencia fija emitida por el satélite.

Las efemérides satelitarias se calculan en un sistema inercial y de la comparación de las posiciones observadas y calculadas se obtienen los parámetros de la rotación terrestre conjuntamente con 6 parámetros orbitales que equivalen a una corrección en la posición y la velocidad iniciales del arco orbital observado.

El ajuste se realiza en base a las observaciones obtenidas por un conjunto de estaciones terrestres de coordenadas conocidas. Típicamente, el arco orbital ajustado es de unos pocos días, dado que las fuerzas perturbadoras no son perfectamente conocidas. (Smith et al, 1979).

Una vez ajustado el arco orbital y determinados los parámetros de la rotación terrestre, deducidos a partir de las observaciones realizadas desde estaciones con coordenadas conocidas, las nuevas efemérides pueden utilizarse para dar coordenadas a estaciones de posición desconocida. Estas coordenadas están referidas al sistema terrestre materializado por las estaciones conocidas.

2.3. Determinación de distancias Tierra-Luna

La determinación de distancias Tierra-Luna por disparos laser permite, en principio, seguir el mismo procedimiento descrito para los satélites. En este caso el sistema inercial está materializado por la efemérides de la Luna.

Sin embargo, en la práctica existen importantes diferencias con las técnicas satelitarias. La primera de ellas se refiere a que la Luna agrega nuevos parámetros a considerar: las posiciones selenocéntricas de los retroreflectores que devuelven los disparos laser. Naturalmente, también la rotación lunar juega un papel semejante al de la rotación terrestre. Como contrapartida, la órbita lunar es mucho "menos perturbada" que las órbitas satelitarias.

En segundo lugar, desde el punto de vista práctico, esta técnica es muy compleja. Requiere gran potencia de disparo, muy baja dispersión del haz laser, y un alto rendimiento en el receptor para detectar, entre otras cosas, el pulso reflejado.

A raíz de esta situación solamente dos o tres estaciones han funcionado con cierta regularidad, sin embargo, ellas han contribuido a mejorar notablemen

6 CONTRIBUCION ARGENTINA...

te el conocimiento del movimiento lunar (Mulholland, 1980).

2.4. La Astronomía clásica

Las técnicas astrométricas determinan los parámetros de la rotación terrestre midiendo las variaciones locales de tiempo y latitud en cada estación. Los resultados individuales son enviados a dos centros internacionales: el Bureau International de l'Heure (Francia) y el International Polar Motion Service (Japón).

Las determinaciones locales se hacen en base a la observación de estrellas que materializan el CIS. En general, "el sistema inercial" no está libre de rotaciones residuales debidas a la rotación galáctica.

Las coordenadas medias de las estaciones, determinadas sobre largos períodos de tiempo, materializan la orientación del sistema terrestre (un polo medio de una época origen y el correspondiente meridiano de longitud cero).

El sistema astrométrico ha mantenido este servicio en forma ininterrumpida desde fines del siglo pasado. En la actualidad, unas setenta estaciones contribuyen con sus observaciones.

3. PRIMERO MERIT, LUEGO MERIT/COTES

La descripción sintética de las distintas técnicas que se acaba de hacer, muestra hasta qué punto el panorama se ha enriquecido, como así también, complejado. Cada técnica utiliza distintos sistemas de referencia, tanto exteriores como terrestres. La forma en que determinan la rotación terrestre también difiere sensiblemente entre ellas.

La necesidad de proveer información homogénea con fines comparativos que permita determinar las diferencias sistemáticas entre los sistemas, obtener los parámetros de la rotación terrestre con la máxima precisión posible, etc., llevó a la Unión Astronómica Internacional (UAI), conjuntamente con la Unión Geodésica y Geofísica Internacional (UGGI), a planificar y recomendar la campaña internacional MERIT (Monitor Earth Rotation and Intercompare Techniques).

La primera fase de MERIT fue una campaña observacional con participación de todas las técnicas, que se desarrolló exitosamente desde agosto a octubre de 1980. Los resultados del análisis de esta campaña corta fueron muy satisfactorios (Wilkins and Feissel, 1982) y condujeron al replanteo de la campaña principal MERIT (desarrollada entre setiembre de 1983 y octubre de 1984).

En efecto, se estableció un grupo de trabajo conjunto con miembros de la UAI, de la UGGI y de la AIG (Asociación Internacional de Geodesia) que se denominó MERIT/COTES (Conventional Terrestrial System).

El grupo MERIT/COTES se constituyó con el objeto de reorganizar la fase

principal de la campaña MERIT, de manera que sus resultados contribuyeran eficazmente para el establecimiento de un nuevo sistema terrestre de referencia.

Las resoluciones internacionales más trascendentes, respecto de este proyecto, fueron aprobadas por la Reunión General de la AIG (Tokio, 1982) y auspiciadas por la Asamblea General de la UAI (Patras, 1982), y de la UGGI (Hamburgo 1983). Las resoluciones 1 y 2 pueden resumirse de la manera siguiente:

Res. 1: Considerando que los resultados obtenidos durante la campaña principal MERIT serán beneficiosas para la Geodesia y sus aplicaciones, decididamente apóyanse las proposiciones de los grupos de trabajo MERIT y COTES en el sentido de realizar una campaña intensiva por un período limitado durante el cual se superpongan más de una técnica en sitios apropiados, urgiendo a los países involucrados a apoyar el proyecto.

Res. 2: Considerando que las determinaciones y resultados obtenidos de este proyecto deben extenderse y relacionarse con todos los servicios existentes lo más pronto y precisamente posible, se urge a la utilización de sistemas satelitarios Doppler en las estaciones de otras técnicas, así como en un mayor número de sitios bien distribuidos en todo el mundo.

Estas resoluciones pueden interpretarse del modo siguiente: la colocación de técnicas distintas en un mismo sitio permite relacionar los distintos sistemas y obtener exactitudes sin precedentes. La vinculación de todos los otros sistemas mundiales con el que surja de la campaña, puede hacerse rápida y precisamente utilizando Doppler, que es sin duda la técnica más extendida y accesible.

La contribución argentina a la campaña MERIT se desarrolló, desde 1980, en el marco de las técnicas clásicas. Cuatro estaciones astrométricas colaboran habitualmente con los servicios de rotación de la Tierra.

La ampliación de los objetivos de la campaña MERIT y la existencia de varios receptores Doppler en el país, condujeron a la proyección y concreción de la primera campaña argentina de rastreo Doppler intensivo.

4. GRUPO DE TRABAJO DE GEODESIA SATELITARIA

Las recomendaciones de la III Reunión Latinoamericana de Astronomía, sugiriendo la participación en la campaña MERIT/COTES, la recomendación del VI Congreso Nacional de Cartografía promoviendo los estudios e investigaciones de geodesia satelitaria y la vinculación de astrómetras y geodestas dio lugar a la constitución de un grupo de trabajo que se dedicara al tema. El grupo empezó a funcionar a partir de diciembre de 1983 en el Subcomité de Geodesia del Comité Nacional de la UGGI y está presidido por el Ing Angel A. Cerrato. Lo integran el Instituto de Geodesia de la Facultad de Ingeniería (UBA), el Instituto Geográfico Militar, la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas (UNLP), la Direc-

8 CONTRIBUCION ARGENTINA...

ción de Tránsito Aéreo, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, el Servicio de Hidrografía Naval, la Secretaría de Minería, la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, el Instituto Antártico Argentino y la Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología (UNT), quedando abierto a otros entes con posibilidades de contribuir al desarrollo de la tecnología. A partir de su constitución el grupo se reunió mensualmente coordinando la campaña argentina del proyecto internacional MERIT/COTES.

4.1. Campaña argentina MERIT/COTES

A fin de contribuir a los objetivos del programa internacional MERIT/COTES y realizar diversas experiencias de cálculo con datos provenientes de la campaña se proyectaron siete estaciones que deberían rastrear en forma permanente, durante el mes de mayo de 1984, todos los satélites Transit disponibles.

Tres estaciones - San Martín, San Juan y Río Grande - coincidían con la ubicación de otros tantos astrolabios de Danjon; una - Punta Indio - con un tubo cenital fotográfico (PZT) y las tres restantes eran ubicadas en puntos de la red geodésica fundamental o en posiciones con posibilidad de vinculación a la misma. La pretensión era lograr una distribución armónica sobre la red compatible con las posibilidades económicas de las entidades participantes y sin interferir substancialmente sus programas regulares.

La ubicación geográfica de las estaciones de rastreo y la configuración de la red geodésica se pueden apreciar en la fig. 1.

Respondiendo al proyecto la campaña se cumplió durante el mes de mayo y parte de junio de 1984. La tabla siguiente ilustra acerca del desarrollo de la campaña:

ESTACION	PERMANENCIA (días)	PASOS REGISTRADOS	EQUIPO UTILIZADO	ENTIDAD A CARGO DE LA ESTACION	VINCULACION A LA RED
1-San Martín	33	303	JMR 1	1	sí
2-Río Grande	31	466	JMR 1A	2	no existe red
3-Tartagal	32	220	JMR 4	3	pendiente
4-Punta Indio	40	257	JMR 4	4	pendiente
		153	Motorola	5	pendiente
5-San Juan	28	248	Motorola	5	pendiente
6-Córdoba	22	120	Magnavox	6	sí
7-El Maitén	23	150	Magnavox	7	pendiente

1 Instituto Geográfico Militar; 2 Yacimientos Petrolíferos Fiscales; 3 GEOMATTER S.A.; 4 Secretaría de Minería; 5 Servicio de Hidrografía Naval; 6 Dirección de Tránsito Aéreo (Fuerza Aérea Argentina); 7 Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (Fuerza Aérea Argentina).

4.2. Los primeros cálculos fueron la reducción de los datos con los microprocesadores a fin de evaluar la calidad de los datos y de la grabación, así como la colección de toda la información complementaria: datos meteorológicos de las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional próximas al lugar de rastreo, coordenadas terrestres existentes, vinculación a la red cuando fue efectuada, itinerario para el acceso al punto y su marcación, etc.

La información registrada mediante equipos JMR fue posible grabarla en cintas magnéticas compatibles con las computadoras digitales por intermedio del convertidor que pertenece a YPF y la participación de su Departamento de Topografía. Estos datos podrán ser calculados así mediante efemérides de precisión en la Agencia Cartográfica de Defensa de E.U.A.

5. PERSPECTIVAS FUTURAS Y USO DE LOS DATOS

El volumen de datos registrado en los 2000 pasos rastreados durante la campaña ofrece un amplio número de posibilidades de ensayos e investigaciones para el desarrollo de la tecnología dentro de nuestro país, que podemos resumir de la siguiente manera:

- 5.1. La remisión de los datos al coordinador del programa mundial permitirá la inserción argentina en dicho proyecto y recibir como contrapartida la experiencia internacional y los valores numéricos a aplicar en las transformaciones.
- 5.2. El análisis de la información recogida durante la campaña, su procesamiento total o parcial ofrece la posibilidad de adquirir una amplia experiencia propia en el tratamiento de datos satelitarios.
- 5.3. Estudio del fenómeno de refracción ionosférica y troposférica y su influencia en las observaciones, ajustando los modelos existentes al hemisferio sur o diseñando uno propio. El examen deparará también, como consecuencia de las perturbaciones originadas por los fenómenos atmosféricos, el conocimiento de las precauciones a tener en cuenta durante el proceso de observación.
- 5.4. Desarrollo de programas propios de traslocación y ajuste orbitales.
- 5.5. Definición del modelo de geoide correspondiente a nuestro país cuya importancia está dada por la necesidad de su conocimiento para la reducción de las observaciones geodésicas planimétricas y altimétricas, particularmente entre estas últimas las registradas con receptores satelitarios.

10 CONTRIBUCION ARGENTINA...

5.6. Compatibilización de las observaciones efectuadas con distintos equipos.

5.7. Recálculo de la red geodésica fundamental con elementos provenientes directa o indirectamente de la campaña.

5.8. Constitución de un banco de datos que brinde información a todos los usuarios del sistema nacional de coordenadas.

En definitiva una amplia práctica y la formación de los recursos humanos necesarios para abordar el empleo de la utilización de la actual constelación de satélites Transit y la que se encuentra en etapa experimental: el sistema de posicionamiento global (GPS).

BIBLIOGRAFIA

Elsemore, B., 1979: An Introduction to Radio Interferometric Techniques; International Astronomical Union, Symp. N° 82 "Time and the Earth's Rotation", 177-181.

Lambeck, K., 1971: Determination of the Earth's Pole of Rotation from Laser Range Observations to Satellites; Bulletin Géodésique, 101, 263-281.

Mulholland, D., 1980: Scientific Achievements from Ten Years of Lunar Laser Ranging; Rev. Geophys. Space Phys., 18, 549-564.

Smith, D., Kolenkiewicz, R., Dunn, P., Torrence, M., 1979: Determination of Polar Motion and Earth Rotation from Laser Tracking of Satellites; International Astronomical Union, Symp. N° 82 "Time and the Earth's Rotation". 231-238.

Wilkins, G., Feissel, M., editors, 1982: Project MERIT. Report on the Short Campaign and Graz Workshop with Observations and Results on Earth Rotation during 1980 August - October; Royal Greenwich Observatory, Herstmonceux.

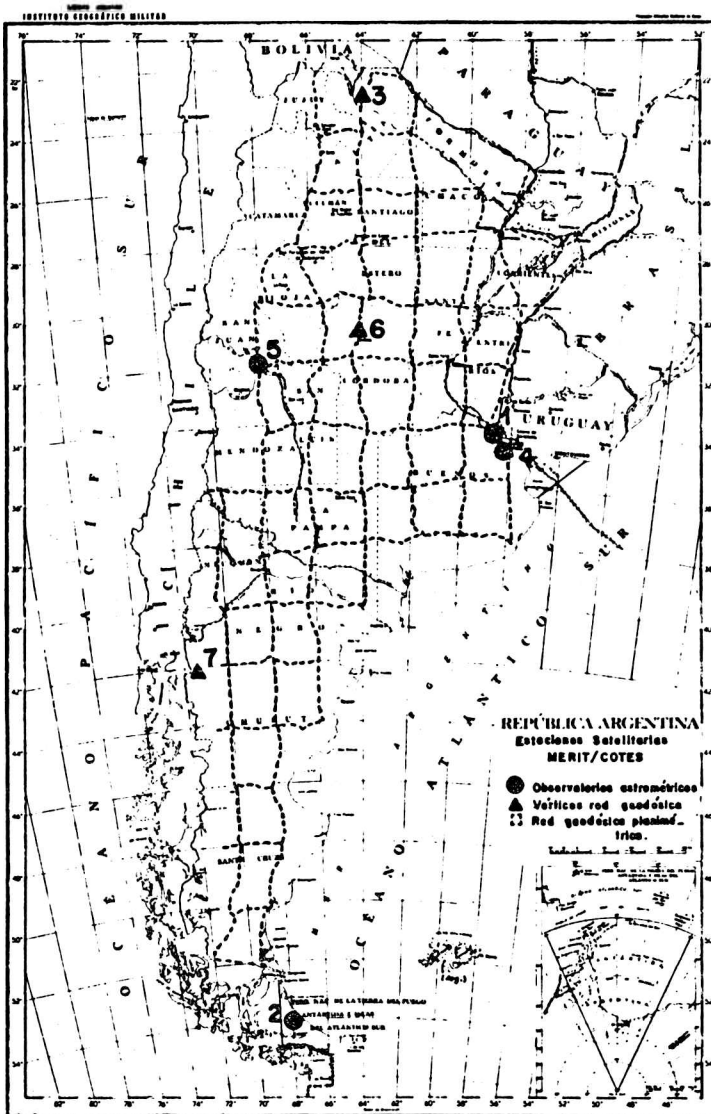


Figura 1

MODELO CLIMATICO SIMPLE PARA CONCEPCION

Nelson Saavedra

Departamento de Física, Facultad de Ciencias.

Universidad de Concepción

Concepción Chile

RESUMEN

Se expresan los valores medios mensuales de frecuencia de vientos N y SO, radiación global, horas de sol, nubosidad y frecuencia de lluvias para Concepción ($36,8^{\circ}\text{S}; 73,03^{\circ}\text{O}$) como función lineal de la posición del lugar de presión media mensual máxima en Chile (lpm). El error máximo relativo al valor medido de la estimación de las variables climáticas mencionadas, usando esta relación, es en la mayoría de los casos, del orden del 20%. En particular, para la radiación global es sólo del orden del 10%.

Los valores de estas variables pueden expresarse como función lineal que sólo depende del mes correspondiente, si se adopta una aproximación adecuada de la posición del lpm. El error máximo en este caso es del mismo orden que en los casos anteriores.

Finalmente se discute algunas implicaciones cualitativas del modelo propuesto y se establece un esquema muy simple para describir gran parte de las variables climáticas de Concepción.

ABSTRACT

Monthly mean values of N-and SW- wind frequency, global radiation, hours of sunshine, cloud amount and rainfall frequency at Concepción ($36,8^{\circ}\text{S}; 73.03^{\circ}\text{W}$) are given as a linear function of the location of maximum monthly mean pressure in Chile (lpm). Maximum error relative to the measured value of the estimated climatic variables, calculated using this relationship, is in most cases of the order of 20%. In particular, it is only 10% for global radiation.

Values of these variables can be given as a liner function of month only, when an appropriate approximation of the lpm location is adopted. Maximum error in this case is of the same order as in previous cases.

Finally, some qualitative implications of the proposed model are discussed and a simple scheme devised to describe most Concepción's climatic variables.

MODELO CLIMATICO SIMPLE PARA CONCEPCION

Introducción:

Dentro del esquema climático ya esbozado para la región Central de Chile (Saavedra,1983), y que se resume en considerar el clima como el resultado de la interacción media mensual entre el Anticiclón del Pacífico (AP), las Bajas Polares (BP), La Depresión Continental (DC) y la Profundización de la Depresión Continental (PDC) juega un rol determinante el lugar de presión media mensual máxima en Chile (lpm). Este divide esta región en dos sectores: dominio de las BP, al Sur del lpm, y dominio del AP modulado por la DC y/o la PDC, al Norte. No se toma en cuenta el dominio mismo de la cuña de alta que se reemplaza sólo por el lpm. En este esquema se ha mostrado (Saavedra,1983, 1980) que existe una correspondencia cualitativa importante para Concepción (36,8°S y 73,03° O), entre la posición y desplazamientos del lpm y la distribución anual de los valores medio mensuales de gran parte de las variables meteorológicas, en adelante denominadas variables climáticas, derivadas de las medidas sinópticas ordinarias. En efecto, se ha puesto de manifiesto, cualitativamente, esta correspondencia para: la frecuencia y dirección de los vientos dominantes (SO y N), presión, radiación global, insolación, nubosidad y frecuencia de precipitaciones. Esta correspondencia es muy marcada, en particular, para Concepción, debido a su ubicación privilegiada respecto a los desplazamientos del lpm. Los desplazamientos más rápidos del lpm de Sur a Norte y de Norte a Sur " pasan" por Concepción.

En grueso, nuestro esquema nos permite expresar cualitativamente lo siguiente: si el lpm se encuentra al Sur de Concepción, tanto Concepción, como toda la región al Norte del lpm tendrá características dominantes de lo que subjetivamente se denomina buen tiempo. Las variables climáticas tomarán valores tales que se tenga predominio de los vientos del SO, radiación relativamente alta referido al máximo posible, número de horas de sol relativamente grandes con referencia al máximo posible, nubosidad baja y frecuencia de lluvias baja. Si el lpm está al Norte de Concepción, entonces aquí y en la región al Sur del lpm el viento predominante será el viento Norte y las otras variables climáticas tomarán valores opuestos a los señalados anteriormente. La presencia del lpm en Concepción debe señalar la transición entre las dos descripciones indicadas.

En lo que sigue se darán las bases de un modelo climático simple para Concepción que vincula, cuantitativamente, las variables climáticas en función de la posición del lpm para posteriormente hacerlo en función del mes del año de que se trate. Se discutirá el modelo elaborado.

MODELO PROPUESTO

Fundamentos del Modelo

Primeramente supondremos que el valor de las variables climáticas más arriba mencionadas son proporcionales a la distancia del lpm de Concepción (aumentan o disminuyen con ella, según la variable de que se trate). Como la ubicación del lpm es el lugar (latitudinal) en donde éste se encontrará en media mensual, consideramos que esta posición es el lugar donde la probabilidad de encontrar el lpm es máxima. Esto supone que la distribución de la posición diaria mensual (para muchos meses) del lpm es normal en torno a su posición media mensual, hipótesis que podría comprobarse con un análisis más detallado de datos. Si consideramos, la posición latitudinal de Concepción como origen de nuestro sistema referencial ($x=0$), nuestra hipótesis de proporcionalidad, suponiendo una relación lineal para valores negativos y positivos, única, confirma el esquema esbozado en la introducción y hace indispensable el concepto de ubicación probabilística del lpm. Si por ejemplo, consideramos la frecuencia del viento N, ésta aumenta cuando el lpm se desplaza hacia el N (hacia las $x < 0$), pero cuando el lpm se desplaza hacia el Sur, en cualquier punto que se encuentre, la probabilidad de existencia del viento Norte no es nula sino que disminuye a medida que el lpm se aleja de Concepción hacia el Sur ($x > 0$). Como de hecho la variabilidad del viento en Concepción, en primera aproximación, sólo afecta a los vientos Norte y SO (Saavedra, 1983, 1980), estos vientos formarían un sistema en que uno crece a expensas del otro y viceversa, entonces Concepción ($x=0$) debe representar el lugar donde las probabilidades de existencia del viento N y del viento SO son aproximadamente iguales.

Otra consecuencia digna de destacarse es que se está suponiendo que el "pasaje" del lpm por Concepción es reversible, o bien que sólo la posición de éste determina los valores de la variable climática de que se trate. Aunque en rigor, esto no es efectivo (Saavedra 1983), ya que existe una asimetría bien marcada en la variación de las distintas variables climáticas en concordancia con el pasaje de S a N ó de N a S del lpm sobre Concepción. En particular, el pasaje de N a S va acompañado por la PDC o la DC que, aunque son bajas débiles en comparación a las BP, tienen asociados fenómenos que son más aleato-

rios que los claros y definitivos efectos de la irrupción de las BP, verbi gracia nubosidad, viento norte y aún ocasionalmente lluvia acompaña a la PDC o DC en no pocas ocasiones. Se espera entonces, que la hipótesis de proporcionalidad sólo represente una primera aproximación a ser corregida posteriormente.

Por último, agregaremos que se considera que los desplazamientos del lpm respecto a Concepción son mucho menores que los ordenes de magnitud de las dimensiones meridionales del AP y de las BP.

Especificación de la dependencia lineal de las variables climáticas en función del lpm.

La idea a desarrollar será simplemente ajustar las constantes de la dependencia lineal supuesta de las variables climáticas mencionadas en la introducción en función de la posición del lpm. Nótese que las variables de intensidad, excepto la radiación, son excluidas del modelo dado que dependen además de otros factores, que no tienen una vinculación directa con el lpm y sus desplazamientos. Es el caso por ejemplo, de la intensidad de vientos y de precipitaciones.

Si se grafican los valores de las diferentes variables climáticas debidamente normalizadas, en función de la posición del lpm, se obtiene una serie de puntos. Se trata de pasar una recta de regresión que mejor represente el conjunto de los valores de las variables climáticas en función de la posición del lpm. En la figura 1, y a vía de ejemplo, se da el valor de la frecuencia del viento norte expresado en % vs la posición latitudinal media del viento norte expresado en % de exceso o defecto de la latitud de Concepción, tomada como referencia. Se ha dibujado, además la recta de regresión correspondiente. Debe hacerse notar que sólo se conoce la posición media mensual del lpm y por lo tanto, no tiene mucho sentido hablar de posiciones intermedias entre un mes y otro. En el caso que nos preocupa debe estimarse que para la recta regresión tienen sentido todas las posiciones que pueda ocupar el lpm en su dominio de variación y las variables climáticas serán una función continua (lineal) de la posición de éste. En la figura N°2, como un ejemplo más, consignamos la radiación global media mensual de Concepción expresada en porcentaje sobre el máximo posible. De toda evidencia en este caso, por simple inspección, el ajuste es mejor que para el viento Norte. En general, el comportamiento de los otros parámetros es parecido a los anteriores.

La recta de regresión será en general de la forma:

$$y = A + Bx$$

y = valor de la variable climática

x = posición del lpm expresada en porcentaje de exceso o defecto relativo a la latitud de Concepción.

Los resultados obtenidos para las distintas variables climáticas se consig- nan en la Tabla 1. Se agrega además el coeficiente de regresión r para cada a- juste. Las posiciones del lpm para cada mes se indican en la Tabla N°2.

Tabla N°1: Constantes A y B y coeficiente de regresión para la aproximación lineal ($y = A+Bx$) entre el valor de la variable climática y la po- sición del lpm.

Variable climática	coeficiente de regresión		
y	A	B	r
Frecuencia Vto N(%)	25.1	-0.78	0.897
Frecuencia Vto SO (%)	18.6	1.35	0.915
Radiación (% sobre máx teorica del mes)	45.1	0,69	0,943
Insolac. (%sobre máx.possible del mes)	47.4	1.91	0.940
Nubosidad (% sobre máx.possible del mes)	55.7	-1.82	0,956
Frecuencia precipitaciones $\geq 0,1$ mm(%)	39.2	-2.18	0,946

Tabla N°2 Posición media mensual del lpm, relativo a la latitud de Concepción (Saavedra, 1983)

Mes	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
x	15	15	11	6	-5	-4	-5	-4	-1	8	8	9

Se ve que: $-5 \leq x \leq 15$

Con los valores de las constantes A y B de la tabla N°1 y los valores de la posición del lpm de la Tabla N°2, se construyó la Tabla N°3, que da los va- lores de las variables climáticas en consideración, calculadas según modelo lineal, se incluyen los valores observados en medidas tomadas sobre el perío- do 1965-1979 y los errores relativos a los valores observados.

Dependencia lineal de las variables climáticas en función del mes del año

Se puede obtener ecuaciones para calcular los valores de las variables cli- máticas sólo en función del mes, si se adopta una forma analítica simple pa- ra los desplazamientos medios mensuales del lpm mediante rectas adecuadas.

Tabla N°3 Variables climáticas para Concepción (36.8°S). Valores correspondientes al período 1965-1979 calculados según el modelo lineal y error relativo a los valores observados.

Variable climática	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Frecuencia Vto. N (%)	12.4	18.2	15.4	21.7	33.4	30.6	32.8	23.3	23.3	19.9	21.1	16.8
	14.1	14.1	17.2	21.1	29.7	29.0	29.7	28.9	25.6	19.6	19.6	18.8
Error	+13.7	-22.5	+11.5	- 2.7	-11	- 5.2	- 9.4	+24.0	+14.1	-1.5	-7.1	+11.9
Frecuencia Vto. SO(%)	42.7	33.6	30.2	18.0	11.9	10.5	9.9	15.6	21.0	30.7	31.5	39.0
	38.8	38.8	33.4	26.6	11.8	13.1	11.8	13.1	17.2	29.3	29.3	30.7
Error	- 9.1	+15.4	+10.5	+47.7	- 0.8	+24.7	+19.1	-16.0	-18.0	-4.5	-6.9	-21.2
Radiación (% sobre máx. teorí co del mes)	57.7	53.1	52.1	50.0	39.2	39.7	43.6	44.1	46.0	49.0	50.5	52.9
	55.4	55.4	52.7	49.2	41.6	42.3	41.6	42.3	44.4	50.6	50.6	51.3
Error	- 3.9	+ 4.3	+ 1.1	- 1.6	+ 6.1	+ 6.5	- 4.5	- 4.0	- 3.4	+3.2	+0.1	- 3.0
Insol (% sobre máx. posible del mes)	80.9	67.2	67.1	50.5	32.0	33.6	36.6	46.8	52.3	62.0	64.1	71.2
	76.1	76.1	68.4	58.8	37.8	39.7	37.8	39.7	45.5	62.7	62.7	64.6
Error	- 6.0	+13.2	+ 1.9	+16.4	+18.1	+18.1	+ 3.2	-15.1	-13.0	+1.1	-2.1	- 9.2
Nub. (% sq bre máx. posible del mes)	28.7	30.0	35.0	45.0	66.2	68.7	70.0	57.5	48.7	45.0	42.5	35.0
	28.4	28.4	35.6	44.8	64.8	63.0	64.8	63.0	57.5	41.1	41.1	39.3
Error	+ 1.0	- 5.3	+ 1.7	+ 0.4	- 2.1	- 8.2	- 7.4	+ 9.5	+18.0	-8.6	-2.3	+12.2
Frec. precipitación > 0.1 mm (%)	10.6	10.2	11.6	19.0	46.1	58.0	57.0	44.8	34.3	37.4	20.3	15.1
	6.3	6.3	15.1	26.0	50.1	47.9	50.1	47.9	41.3	21.6	21.6	19.9
Error	-40.5	-38.2	+30.1	+36.8	+ 8.6	-17.4	-12.1	+ 6.9	+20.4	-42.2	+6.4	+31.7

En la figura 7 se indica la posición del lpm para cada mes, según los valores consignados en la tabla N°2 junto con las rectas de regresión correspondiente a los meses de Febrero a Abril, de Mayo a Julio y de Agosto a Enero . Esta elección conserva las propiedades más importantes de la posición y desplazamientos del lpm discutidas en (Saavedra,1983). Con este antecedente una variable climática queda expresada en función del mes M como: $y = C + DM$.

Las constantes C y D están indicadas en la Tabla N°4. El número del mes M parte de M= 2 para Febrero y llega a M= 13 para Enero.

Tabla N°4 Constantes C y D para la aproximación lineal ($y = C+DM$) entre el valor de la variable climática y el mes del año. M=2, Feb.M=13, Enero

Variable climática	Feb-Abril		Mayo-Julio Constantes		Agost-Enero	
	C	D	C	D	C	D
Frec.Vto. (%)	6.9 +	3.5	29.4	0	50.5 -	2,8
Frec. Vto S(%)	51.2 -	6.1	12.3	0	-24.2 +	4,8
Rad.(% sobre el máx.posible)	61.7 -	3.1	41.8	0	23.2 +	2,5
Insol.(% sobre el máx.posible)	93.6 -	8,6	38.5	0	-13.0 +	6,8
Nub.(% sobre el máx. posible)	11.7 +	8,2	64.2	0	113.3 -	6,5
Frec. precipitaciones 0.1 mm(%)	-13.5 +	9.8	49,4	0	108.8 -	7,8

Los valores de las variables climáticas calculadas según estas ecuaciones y los observados se indican en la tabla N°5, similar a la tabla N°3.

DISCUSION

En las figuras 3,4,5 y 6 se muestran los valores observados y calculados según las ecuaciones $y=A+Bx$, o en otras palabras, los gráficos de la tabla 3. Sólo nos referiremos a estos gráficos y a esta tabla, ya que los valores que dan la variable climática en función del mes difiere muy poco de éstos.

Se puede notar en primer lugar, por simple inspección, que tanto los valores observados como los valores calculados siguen en grueso la misma variación cualitativa (dada por el lpm), aunque cuantitativamente algunos pocos valores difieren notablemente. Nótese la buena coincidencia obtenida para los valores de la radiación (ver fig. N°4 y Tabla N°3), lo que no deja de llamar la atención, ya que ésta es una magnitud de intensidad. En efecto, una lectura a la tabla N°3 permite concluir que esta magnitud es la que mejor obedece al modelo. Tiene un error máximo menor que el 10% para cualquiera sea el mes considerado. Para la precipitación se producen errores relativos importantes para algunos

Tabla N°5 Variables climáticas para Concepción 36,8°S. Valores observados correspondientes al periodo 1965-1979, calculados según el modelo incluyendo rectas como aproximación para la posición del 1pm y error relativo a los valores observados.

Variable	climática	E	F	M	A	mes											
						M	J	J	A	S	O	N	D				
Frecuencia Vto.N (%)	observado calculado error	12.4 14.3 15.3	18.2 14.0 -23.1	15.4 17.5 13.5	21.7 21.0 -3.2	33.4 29.4 -12.0	30.6 29.4 -4.0	32.8 29.4 -10.4	23.3 28.2 21.0	15.9 25.4 9.0	19.9 22.7 14.1	21.1 19.9 -5.7	16.8 17.1 1.8				
Frecuencia Vto.50 (%)	observado calculado error	42.7 37.9 -11.2	33.6 39.1 16.4	30.2 33.0 9.3	18.0 26.9 49.4	11.9 12.3 3.4	10.5 12.3 17.1	9.9 12.3 24.2	15.6 13.9 -10.9	21.0 18.7 -11.0	30.7 23.5 -23.5	31.5 28.3 -10.2	39.0 33.1 -15.1				
Radiación (%) sobre máx.teórico del mes	observado calculado error	57.7 55.2 -4.3	53.1 55.5 4.5	52.1 52.5 0.8	50.0 49.4 -1.2	39.2 41.8 6.6	39.7 41.8 5.3	43.6 41.8 -4.1	44.1 42.9 -2.7	46.0 45.3 -1.5	49.9 47.8 -2.4	50.5 50.2 -0.6	52.9 52.7 -0.4				
Insol. (%) sobre máx posible del mes	observado calculado error	80.9 75.5 -6.7	67.2 76.4 9.2	67.1 67.7 0.9	50.5 59.1 17.0	32.0 38.5 20.3	33.6 38.5 14.6	36.6 38.5 5.2	46.8 41.4 -11.5	52.3 48.2 -7.8	62.0 55.1 -11.1	64.1 61.9 -3.4	71.2 68.7 -3.5				
Nub (%) sobre máx. posible del mes	Observado calculado error	28.7 28.8 0.3	30.0 28.0 -6.7	35.0 36.3 3.7	45.0 44.4 -1.3	66.2 64.2 -3.0	68.7 64.2 -6.6	70.0 64.2 -8.3	57.5 61.3 6.6	48.7 54.8 12.5	45.0 48.3 7.3	42.5 41.8 -1.6	35.0 35.3 0.9				
Frec. precipitación 0.1 mm(%)	observado calculado error	10.6 7.1 -33.0	10.2 6.1 -40.2	11.6 15.9 37.1	19.0 25.7 35.3	46.1 49.4 7.2	58.0 49.4 -14.8	57.0 49.4 -13.3	44.8 46.0 2.7	34.3 38.2 11.4	27.4 30.4 10.9	20.3 22.7 11.8	15.1 14.8 -2.0				

meses, sin embargo, esto se debe más bien a lo pequeño de las cifras para los meses en que llueve poco. Hacia el invierno (M, J, J, A) las cifras son más aceptables. Para las frecuencias de los vientos N y SO el error máximo es menor que el 25% salvo para el viento SO en el mes de Abril, en que es 47.7%. Sin duda, estos valores pueden ser mejorados aún, dentro de nuestras simplificaciones, por una corrección debido a la PDC que hace que cuando el lpm está al Sur de Concepción, no siempre exista viento SO, sino que a veces viento N.

La reversibilidad del pasaje del lpm "sobre" Concepción (punto $x=0$) en el modelo implica que los valores de variables climáticas complementarios, como el viento N y el viento SO, tienen ahí la misma probabilidad frecuencial, dada por el valor de A en la tabla N°1. Naturalmente, debido a la interpolación usada esto sólo se produce aproximadamente. Las curvas del viento N y SO correspondientes a valores observados deben cortarse cuando el lpm "pasa" sobre Concepción, según el modelo. Se ve en la Fig. N°3 que el punto de igual valor de la frecuencia del viento N y SO está muy próximo al pasaje Ab-My (S a N) del lpm. El otro valor idéntico se obtiene efectivamente para el pasaje Sep-Oct. (N a S) del lpm. En cierta medida esto confirma las aproximaciones y la concepción general del modelo. Las curvas derivadas del modelo se cortan naturalmente, de acuerdo a la reversibilidad, en el valor único 23%. Si se calcula el promedio de las frecuencias medias mensuales observadas de los vientos N y SO mes a mes, se constata que para los meses de Ab a Sep el promedio es bastante estable. En el resto de los meses este promedio crece constantemente desde Sep a Dic, y disminuye de Enero a Mayo. Sin duda, es el efecto de la PDC, que aumenta la frecuencia del viento N en el verano, como lo atestigua el lento descenso de la curva correspondiente en la figura N°3 a partir de Agosto.

Otras variables que aparecen como complementarias son la insolación y la nubosidad. Se puede extender para estas variables lo mismo que se dijo para las frecuencias de vientos N y SO. La diferencia es que en este caso las curvas correspondientes a los valores observados se cortan en Ab-My, de acuerdo al pasaje S a N del lpm por Concepción, y en Ag-Sep y no en Sep-Oct, que es el pasaje de N a S del lpm.

CONCLUSIONES

Si consideramos para Concepción, ($36,8^{\circ}\text{S}$ y $73,03^{\circ}\text{O}$), las variables climáticas: frecuencia de vientos Norte y vientos Sur, horas de sol, nubosidad y frecuencia de lluvias, se puede construir un modelo climático simple para ellas,

sobre la base de considerar todas estas variables dependiendo linealmente sólo de la posición del lugar de presión media mensual máxima en Chile (lpm). El error máximo que se comete, relativo al valor medido, es salvo raras excepciones, del orden del 20%. En el caso de la radiación global es sólo del orden del 10%. La variación mensual de estas variables sigue muy de cerca aquellas de la posición del lpm y conservan las características esenciales de las variaciones experimentadas por el lpm. La posición del lpm expresa bastante bien la interacción de los factores meteorológicos que determinan la climatología de las variables mencionadas, en cuanto a características que modifican, en segunda aproximación, las circadianas.

Agradecimientos: Al Ing. A.Hernández por hacer las figuras, al Dr. A Foppiano, por conversaciones útiles en la clarificación del texto y a la Dirección de Investigación de la Universidad de Concepción, quien lo patrocinó.

BIBLIOGRAFIA

- Saavedra N.1983 Algunos parámetros climáticos de Concepción y el desplazamiento del lugar de la presión máxima en Chile, Frontera Número extraordinario, 40-42
- Saavedra N.1980 La presión y la dirección del viento en Concepción. Tralka Vol 1, Nº2 153-162.

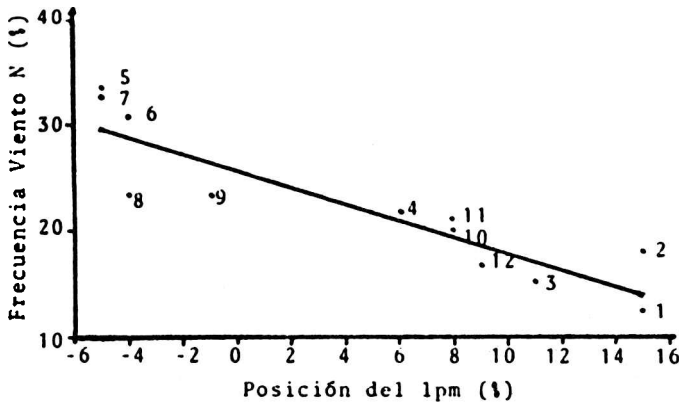


Fig. 1 Frecuencia media mensual del viento N en Concepción (36,8°S) vs latitud del 1pm relativa a Concepción.
 • Valores observados correspondientes al período 1965 - 1979
 — Recta de regresión

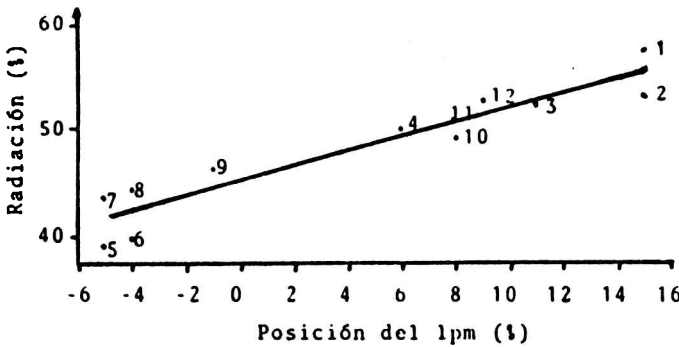


Fig. 2 Radiación global media mensual sobre máxima teórica de Concepción (36,8°S) vs latitud del 1pm relativa a Concepción
 • Valores observados correspondientes a período 1965-1979 (los números indican los meses)
 — Recta de regresión

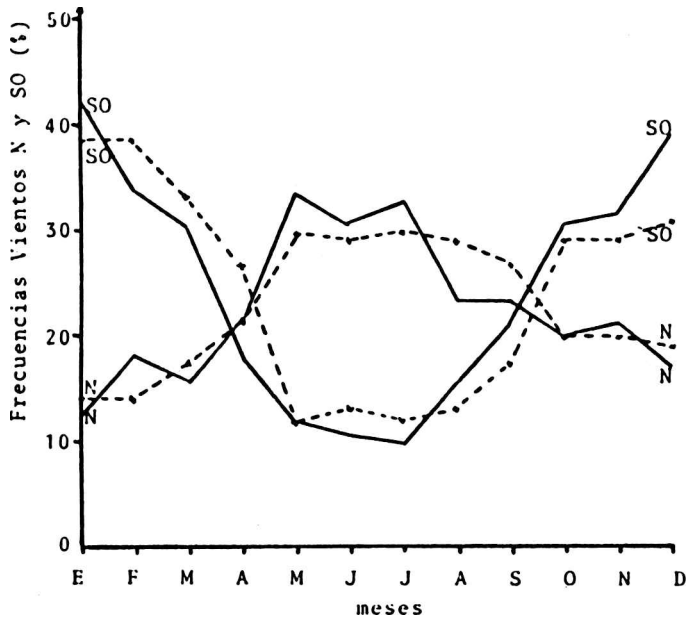


Fig. 3 Frecuencia media mensual de los vientos N. y SO para Concepción ($36,8^{\circ}\text{S}$)
 ——— Valores observados correspondientes al período 1965-1979 vs meses del año
 - - - - - Valores calculados según modelo lineal vs meses del año

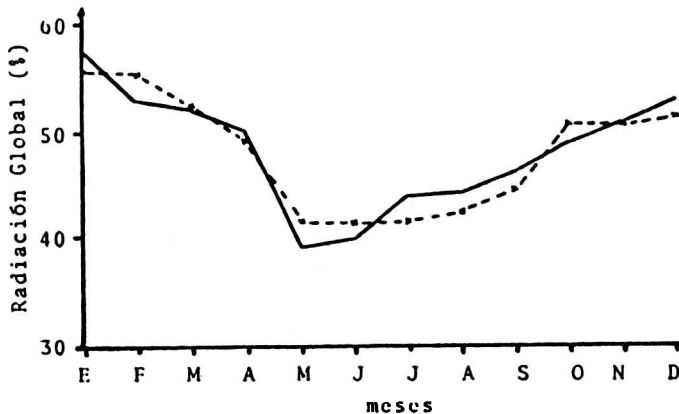


Fig. 4 Radiación global media mensual relativa al máximo teórico para Concepción ($36,8^{\circ}\text{S}$)
 ——— Valores observados correspondientes al período 1967-1979 vs meses del año
 - - - - - Valores calculados según modelo lineal vs meses del año.

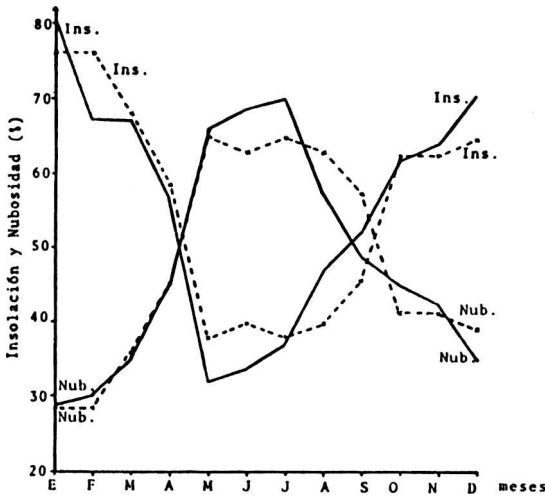


Fig. 5 Insolación y nubosidad media mensual relativa al máximo posible para Concepción (36,8°S)

— Valores observados correspondientes al período 1965-1979 vs meses del año
 - - - - - Valores calculados según modelo lineal vs meses del año.

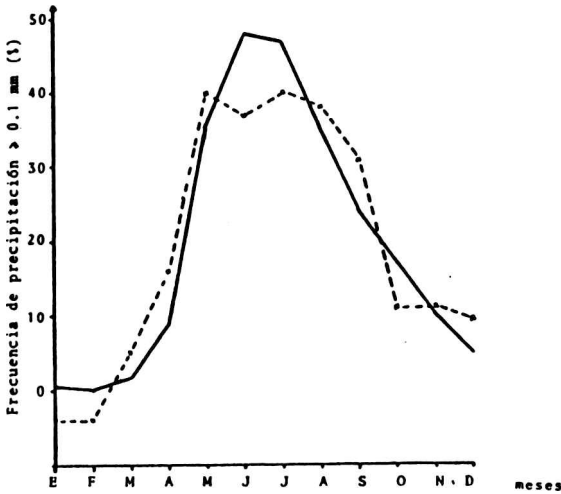


Fig. 6 Frecuencia media mensual de días con precipitación ≥ 0.1 mm para Concepción (36,8°S)

— Valores observados correspondientes al período 1965 - 1979 vs meses del año.
 - - - - - Valores calculados según modelo lineal vs meses del año.

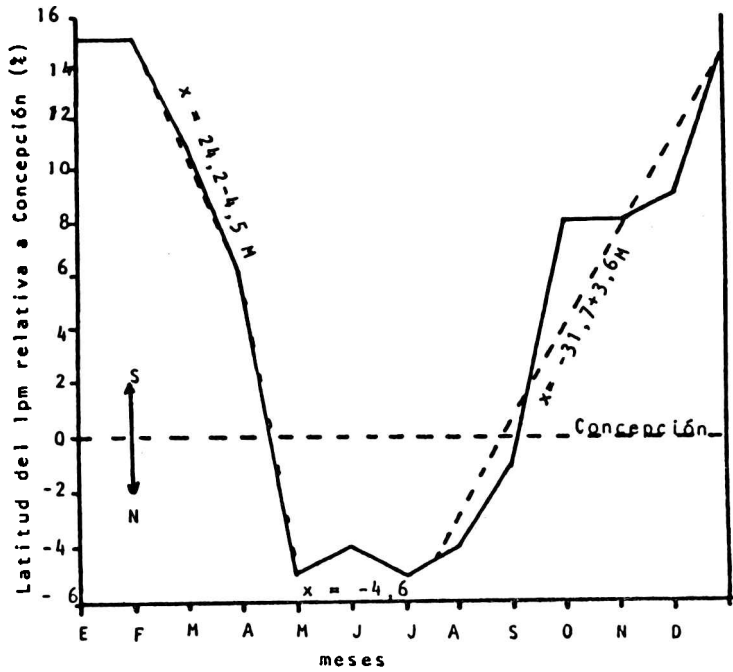


Fig. 7

- Posición media mensual del lpm tomando la latitud de Concepción (36,8°S) como referencia vs meses del año.
- Aproximación a la posición del lpm usando tres rectas:
 - Febrero a Abril $x = 24,2 - 4,5 M$; $M = 2$ al 4
 - Mayo a Julio $x = -4,6$
 - Agosto a Enero $x = -31,7 + 3,6 M$; $M = 8$ al 13

DETERMINACION DEL GEOIDE CON DATOS
HETEROGENEOS

Rafael Sosa Torres
Dirección General de Geografía
Instituto Nacional de Estadística,
Geografía e Informática
México

RESUMEN

La técnica de Ajuste de Superficie basada en Funciones Algebraicas Bidimensionales es aplicada en el problema de determinación del geoide a partir de datos heterogéneos: Astrodeflexiones de la Vertical; Anomalías de Aire Libre de la gravedad; Alturas Geoidales derivadas de las Posiciones Geocéntricas Tridimensionales de estaciones rastreadoras de Satélites Doppler y Alturas Geoidales obtenidas del Potencial Gravimétrico Terrestre derivado de datos dinámicos de satélites (perturbaciones orbitales). La calidad y compatibilidad de los datos. La precisión y calidad de la solución geoidal es analizada a la luz de los requerimientos de las redes geodésicas mexicanas.

ABSTRACT

The surface adjustment technique based on bidimensional algebraic functions is applied in the problem of determination of the geoid from heterogeneous data: plumb line astro deflexions; free air gravity anomalies; geoidal heights derived from tridimensional geocentric positions obtained from Terrestrial Gravity Potential derived from satellite dynamic data (orbital perturbations). Quality and compatibility of data. Precision and quality of the geoidal solutions is analyzed taking into account the requirements of mexican geodetic nets.

INTRODUCCION

Las necesidades actuales de posicionamiento geodésico altamente preciso, la densificación de las redes gravimétricas, la determinación del Geopotencial, las investigaciones geofísicas, la tecnología satelitar, etc., todas en formas diferentes, requieren del conocimiento del Geoide.

Aquí discutiremos la determinación del Geoide en relación al posicionamiento geodésico. Para apreciar la importancia del geoide permítase recordar que la posición de un punto terrestre se determina por coordenadas referidas a un sistema elegido. Generalmente las coordenadas horizontales son la latitud y la longitud geodésicas (ϕ , λ) y la coordenada vertical es la elevación (H) (Fig. 1). Estas coordenadas se obtienen sobre una superficie de referencia, usualmente un elipsoide de revolución, por cálculo a partir de datos medidos. Estos datos se obtienen sobre el terreno con instrumentos influidos por la gravedad y deben transferirse a la superficie de computación (el elipsoide). En este proceso es necesario conocer la altura geoidal (separación entre el geoide y el elipsoide) ya que la elevación se conoce con respecto al geoide (Fig. 2). Es un hecho bien conocido que hasta ahora sólo se reduce al nivel medio del mar (aproximación del geoide) las medidas de distancia (las direcciones y acimutes no son reducidas a parte alguna) ignorando la separación entre las dos superficies debido a la incertidumbre en el conocimiento del geoide. Los requisitos actuales de precisión, tanto pragmáticos como científicos han hecho evidente la necesidad de una redefinición de las redes referidas a un datum geodésico también redefinido.

El geoide, definido como la superficie equipotencial que pasa a través de la superficie oceánica media, tiene distintos roles que jugar. El geoide es:

- 1.- La Superficie Fundamental de Referencia para el Sistema Clásico de Alturas.
- 2.- Una superficie intermedia para la reducción de datos geodésicos.
- 3.- Esencial para un ajuste tridimensional.
- 4.- Esencial para comparaciones o combinaciones de ajuste de redes "clásicas" y "modernas".

TECNICAS Y DATOS PARA LA DETERMINACION DEL GEOIDE

Las fuentes tradicionales de datos para la determinación del geoide, son las desviaciones astrogeodésicas (ξ , η) y la gravedad (g). La técnica astrogeodésica se debe a Helmert:

$$N_i = N_{i-1} - \int_{i-1}^i (\xi \cos A + \eta \sin A) ds$$

Donde:

N_i = Altura geoidal de la i -ésima estación.

ζ, η = Componentes de la desviación de la vertical.

A = Azimut de la línea s que une a las estaciones $i-1$ con i

Por la naturaleza de los datos, el cálculo se hace a través de circuitos perfilares en las masas continentales. La exactitud de la solución es función del espaciamiento y distribución de las observaciones astronómicas. Actualmente contamos con unas 73 estaciones astronómicas, lo que hace imposible obtener en México un geoide de este tipo.

La técnica gravimétrica usa la magnitud de la gravedad en la fórmula de Cabriell Stokes:

$$N_G = N_0 + \frac{R}{4\pi\gamma} \int_{\sigma} \Delta g S(\Psi) d\sigma$$

Donde:

N_0 = Ondulación de orden cero.

R = Radio medio terrestre.

$S(\Psi)$ = Función de Stokes.

Ψ = Distancia esférica entre el punto de computación y donde la anomalía de gravedad Δg es conocida.

La evaluación práctica de la fórmula está limitada por:

- 1.- Falta de datos observados. En México existen 339 estaciones gravimétricas base y, estimativamente, otras 70.000 estaciones de más baja calidad.
- 2.- La expresión se hace infinita para el punto de computación.

La Técnica Astrogravimétrica se debe a Molodenskii quien usa las fórmulas de Vening-Meinesz para obtener desviaciones gravimétricas que combinadas con las astrogeodésicas producen el geoide astrogravimétrico, usando la fórmula de Helmert.

Ejemplos de otras técnicas son: "Estimación por Mínimos Cuadrados" (Colocación), "Nivelación Doppler" y la de "Altimetría de Radar por satélite".

Las nuevas fuentes de datos son dadas por técnica de posicionamiento Doppler y las técnicas para la determinación del Geopotencial.

Las coordenadas rectangulares geocéntricas Doppler, después de su transformación en coordenadas geodésicas curvilíneas $(X, Y, Z)_C \rightarrow (\phi, \lambda, h)$, en unión de la altura ortométrica de la estación H , sirven para derivar alturas geoidales (Fig. 2):

$$N_D = h - H$$

30 DETERMINACION DEL GEOIDE...

México cuenta actualmente con más de 250 estaciones Doppler.

La determinación del Geopotencial con datos satelitares y terrestres combinados brinda la oportunidad de derivar alturas geoidales N_g , utilizando funciones esféricas armónicas:

$$N_g = R \left[\sum_{l=2}^{\infty} \frac{1}{l} \sum_{m=0}^l \bar{P}_{lm}(\sin \phi) (\bar{C}_{lm} \cos m\lambda + \bar{S}_{l,m} \sin m\lambda) \right]$$

Donde:

C_{lm} S_{lm} son los coeficientes armónicos.

Estas alturas, corregidas con la Fórmula Diferencial de Vening-Meinesz, son útiles para fines geodésicos.

La solución del Geopotencial más reciente y comprensiva es el Modelo Terrestre de Goddard No. 10 (GEM 10C) desarrollado en el Centro de Vuelos Espaciales de Goddard (GSFC/NASA). Sin embargo en México sólo se cuenta actualmente con el Modelo GEM 8, el cual consiste de un conjunto normalizado de coeficientes de armónicos esféricos completos hasta el grado y el orden 25. Los datos satelitares y terrestres usados en la solución están condensados en la tabla siguiente:

DATOS SATELITARES

Observaciones	Número de Satélites	
	GEM 8	Año 1975
Modelo		
Satélites Ópticos	154 000	Ópticos 24
Satélites Electrónicos	332 000	Electrónicos 9
Satélites Laser	76 000	Laser 7
Arcos Orbitales Semanales	405	coeficientes 696
Armónica de más alto grado	25	

DATOS TERRESTRES

1652 $\bar{\Delta}g$ en bloques de 300 millas basadas en $\bar{\Delta}g$ de $1^\circ \times 1^\circ$ cubriendo el 39% de la Tierra.

El modelo proporciona información global sobre las características geoidales con longitudes de onda superiores a los 900 km. La exactitud de la solución se estima en 4,25 m.

Una solución más adecuada para el geoides se puede obtener si se usa apropiadamente una combinación de todos los datos disponibles.

En muchas instituciones científicas internacionales se está intentando es-

te tipo de solución, según la disponibilidad de los datos necesarios.

En México, en mayor o menor grado, todos los tipos de datos están disponibles, y se están usando como sigue:

Las alturas geoidales derivadas de Doppler, N_D , juegan el papel de puntos de anclaje ponderados, proporcionando así el marco maestro donde las ondas largas del geode son proporcionadas por la solución GEM 8, N_g ; las ondas medias vienen de los datos astrogeodésicos, N_j , y el detalle será dado por el campo gravitacional, N_G . El geode así calculado será compatible con la superficie de referencia para el posicionamiento horizontal, el que también en México es controlado por posicionamiento Doppler, de modo similar.

LA TECNICA ALGEBRAICA BIDIMENSIONAL

Un requisito importante para el geode es que N , ξ , η estén disponibles en todo lugar en la región de interés. Esto requiere fórmulas útiles. La exactitud debe asegurar la ausencia de efectos sistemáticos en la reducción de las observaciones. Por lo tanto, las fórmulas deben ser función de la posición del punto (ϕ, λ) . Esto nos deja con dos tipos de funciones:

- 1.- Armónicas Esféricas de Superficie.
- 2.- Funciones Algebraicas Bidimensionales.

Las primeras son más complicadas pero, debido a su ortogonalidad, muy útiles en representaciones globales, proporcionando versiones "suavizadas" del geode.

Las funciones algebraicas son adecuadas para representación regional (como se necesita en México) y muestran mejor las características locales del geode en virtud de que 300 coeficientes armónicos dan el mismo detalle que 300 funciones algebraicas, si ambas se refieren a la misma región. Pero éste no es el caso. Los coeficientes armónicos dan soluciones globales en tanto que las funciones algebraicas pueden ser locales. Una función algebraica de grado n detalla las ondulaciones geoidales A/n , donde A es la dimensión de la región. Sería necesario tener coeficientes armónicos de frecuencia compatible $2\pi/(s n)$, donde s es la superficie de todo el globo y $2\pi/s$ la longitud de onda compatible con A , para tener el mismo nivel de detalle; con lo que se puede concluir que se requiere un gran número de coeficientes armónicos para tener el mismo nivel de detalle dado por las funciones algebraicas. Esta técnica es muy práctica cuando se necesitan los valores de N , ξ , η para varios miles de puntos como es el caso aquí.

Otra ventaja muy apreciable es el hecho de que las expresiones matemáticas de ξ y η se obtienen fácilmente a partir de la expresión para N .

Desarrollo Matemático.- La solución se basa en un ajuste de superficie por míni

32 DETERMINACION DEL GEOIDE...

mos cuadrados en donde la altura geoidal, N_x , en el punto (X, Y) se representa por un polinomio algebraico bidimensional:

$$N_x(X, Y) \doteq P_n(X, Y) = \sum_{i,j=0}^n C_{ij} X^i Y^j$$

$$X = R(\phi - \phi_0); Y = R(\lambda - \lambda_0) \cos \phi$$

Donde:

R = Radio Medio Terrestre

(ϕ_0, λ_0) = Origen Arbitrario

(ϕ, λ) = Coordenadas Geodésicas

Puesto que la pendiente del geoido está dada por la desviación de la vertical, las ecuaciones siguientes son válidas para valores pequeños:

$$\frac{\partial P_n}{\partial x} \doteq \frac{\partial N_x}{\partial x} = -\tan \xi \doteq -\xi$$

$$\frac{\partial P_n}{\partial y} \doteq \frac{\partial N_x}{\partial y} = -\tan \eta \doteq -\eta$$

Donde:

$$\xi = \phi - \phi_0; \eta = (\lambda - \lambda_0) \cos \phi$$

(ϕ, λ) = Coordenadas astronómicas.

Los coeficientes C_{ij} se encuentran de modo que la expresión

$$\rho = \sum_{k=1}^m \left[\left(\frac{\partial P_n}{\partial x} + \xi_k \right)^2 W_{\xi_k} + \left(\frac{\partial P_n}{\partial y} + \eta_k \right)^2 W_{\eta_k} \right]$$

sea mínima.

$$\text{Esto es: } \frac{\partial \rho}{\partial C_{ij}} = 0$$

Donde: W_{ξ_k}, W_{η_k} son las correspondientes matrices de pesos.

La solución de la expresión da el siguiente sistema de ecuaciones normales en forma matricial:

$$A \underline{C} = \underline{U} \quad (1)$$

Los coeficientes se obtienen por:

$$\underline{C} = \underline{A}^{-1} \underline{U}$$

Cualquier vector de alturas geoidales será:

$$N_{xi} = P_n(X_i, Y_i)$$

δ

$$\underline{N}_x = \underline{B}\underline{C}$$

Donde B es la matriz de funciones mezcladas de Vandermonde.

La limitación del modelo es que la altura geoidal inicial debe ser conocida.

Modelo Matemático para Datos Heterogéneos.- Alturas geoidales provenientes de otras fuentes (Doppler, GEM 8, etc.) se pueden incorporar directamente al modelo.

P.ej. : para K puntos Doppler con altura geoidal conocida: N_{Dk}

$$P_n(X, Y) = \sum_{ij=0}^n C_{ij} X^i Y^j = N_{Dk} + V_{Dk}$$

En notación matricial:

$$\underline{A}_D \underline{C} = \underline{N}_{Dk} + \underline{V}_{Dk}$$

Donde \underline{V}_{Dk} es el vector de discrepancia.

Conociendo la correspondiente matriz de pesos:

$$\underline{W}_D = \underline{\Sigma}_{N_{Dk}}^{-1}$$

($\underline{\Sigma}_{N_{Dk}}$ es la matriz de varianzas y covarianzas de los puntos N_{Dk}), la aplicación del criterio de mínimos cuadrados da:

$$\underline{A}_D^T \cdot \underline{W}_D \cdot \underline{A}_D \cdot \underline{C} = \underline{A}_D^T \cdot \underline{W}_D \cdot \underline{N}_D$$

Esta ecuación normal es compatible para la suma con la ecuación (1), por lo que:

$$\underline{A}_D^T \cdot \underline{W}_D \cdot \underline{A}_D + \underline{A} \cdot \underline{C} = \underline{A}_D^T \cdot \underline{W}_D \cdot \underline{N}_D + \underline{U}$$

34 DETERMINACION DEL GEOIDE...

La solución de los coeficientes será:

$$\hat{C} = (A_D^T \cdot W_D \cdot A_D + \Lambda)^{-1} (A_D^T \cdot W_D \cdot N_D + U)$$

o bien:

$$\hat{C} = N_T^{-1} U_T$$

Lo mismo se puede hacer con los otros tipos de alturas geoidales. La adición de esta información sirve de ajuste refinado en la determinación de los coeficientes del polinomio que representa la superficie geoidal en una región dada.

CALIDAD ACTUAL DE LOS DATOS

Antes de mostrar algunos resultados permítase discutir las clases de errores que pueden distinguirse en los datos:

1.- Errores en las coordenadas astronómicas

a) Por técnica de observación

$$\sigma_\phi \doteq 0'',5; \sigma_\Lambda \doteq 0'',6$$

b) Diferencias entre catálogos por posiciones estelares

$$\sigma_\phi = \sigma_\Lambda = 0'',3 \quad (\text{sistemática})$$

c) Errores por desprecio de la curvatura de la línea de plomada. (omisión de reducción de los datos astronómicos al geode antes de la evaluación de la desviación de la vertical). El error es despreciable en zonas planas pero en zonas montañosas puede llegar a valores mayores a los 10".

d) Omisión de la "Reducción al Polo Medio de 1900-1905".

$$\sigma_\phi \geq 0'',4$$

La corrección en la longitud astronómica está dada por la fórmula:

$$\Delta\Lambda = -(X_p \text{ sen } \Lambda + Y_p \text{ cos } \Lambda) \tan \phi$$

La distancia entre los polos instantáneos y el polo promedio es típicamente de 0'',2. Para puntos al norte de México ($\phi > 28^\circ$) la corrección puede ser de 0'',1.

2.- Errores en las coordenadas geodésicas.

- a) Errores en la red por selección del punto inicial del Datum

$$\sigma_{\phi} = \sigma_{\lambda} = K^{1/3} / 17\ 500$$

K = Distancia en km

- b) Inadecuada técnica de reducción de datos.

$$\text{Para distancias: } \sigma_{\phi} = \sigma_{\lambda} = 0'',5$$

- c) Método de ajuste no riguroso.

$$\sigma_{\phi} = \sigma_{\lambda} = 1''$$

3.- Errores en Posicionamiento Doppler.

- a) De las 3 coordenadas curvilíneas (ϕ , λ , h) la altura elipsoidal es la de menor precisión debido a los efectos atmosféricos, incertidumbre orbital y del centro de la antena.
- b) Otra fuente es el hecho de que la altura ortométrica H, es conocida sólo aproximadamente.

Todos los errores contribuyen al error total en la solución geoidal. Los errores accidentales pueden minimizarse usando adecuados esquemas ponderados. Los errores sistemáticos, si no son corregidos, ponen limitaciones prácticas a la confianza de la solución.

RESULTADOS

La ejecución de un proyecto encaminado a conocer la forma geoidal en el territorio mexicano fue establecido en 1981 por la Dirección General de Geografía con las metas siguientes:

- 1) Formación de Recursos Humanos.
- 2) Análisis de los datos existentes, determinando su precisión y exactitud, calidad, cobertura adecuada, peso y compatibilidad.
- 3) Establecimiento de metodologías para determinaciones geoidales con datos heterogéneos.
- 4) Resultados preliminares.
- 5) Resultados definitivos.

El proyecto pretendió desde un principio realizar la capacitación bajo el

criterio de "aprender haciendo". Se dedicaron dos personas a este propósito.

Del análisis y evaluación de los datos se llegó a la conclusión que la información astronómica existente además de escasa era poco confiable. Asimismo, los datos de gravedad, que habían sido recopilados de diversas fuentes desde 1934, mostraron inconsistencias que no han permitido hasta la fecha establecer su calidad y precisión. Por esta razón y con propósitos de satisfacer fines múltiples, desde fines de 1981 se estableció un programa de levantamiento gravimétrico a través de las líneas de nivelación de primero y segundo orden existentes en el país. El avance actual es de más de 10 000 estaciones integradas a la Red Internacional de 1971 para la Estandarización de la Gravedad, cubriendo del paralelo 24°N hacia el Norte del país. Se pretende tener cubierto el país para 1990.

La metodología empleada ya ha sido probada en otros estudios, sin embargo su implementación en la Dirección General de Geografía requirió de 10 programas de cómputo para el procesamiento de los diversos tipos de información y de otros 3 programas específicos para el tratamiento de la información de gravedad que se está levantando.

La Carta Geoidal presentada, Figs. 3a y 3b (reproducción parcial), se basa en los datos de 52 estaciones Doppler que sirvieron de amarre para la solución y alturas geoidales derivadas del GEM 8 en una cuadrícula de 1/3° x 1/3° de latitud y longitud.

Las alturas geoidales de esta carta están referidas al Datum para Norteamérica de 1927 (NAD 27). Los parámetros de transformación entre las soluciones geocéntricas y el NAD 27 fueron derivadas de 17 estaciones Doppler establecidas sobre vértices de triangulación.

CONCLUSIONES

Algunas de las metas del proyecto se han cumplido:

- Se cuenta con personal altamente capacitado para determinaciones geoidales.
- La metodología de cálculo geoidal se encuentra implementada.
- La solución aquí presentada nos permitió determinar que las alturas geoidales existentes en México no son nada despreciables, para el NAD 27 van desde -45 m hasta 40 m, por lo que deben ser tomadas en cuenta si se desean reducir las distorsiones existentes en las redes geodésicas.
- Se puede calcular la altura geoidal y deflexiones de la vertical en

cualquier punto del país con una precisión de alrededor de 4 m y de 2" respectivamente.

- Cuando se termine el levantamiento gravimétrico se confía en lograr un incremento en la precisión de la solución geoidal al poderse incorporar las variaciones geoidales locales.

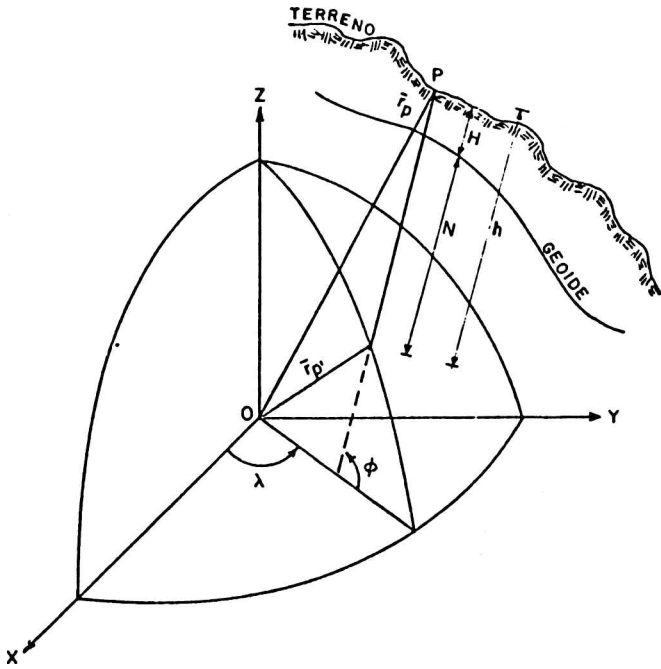
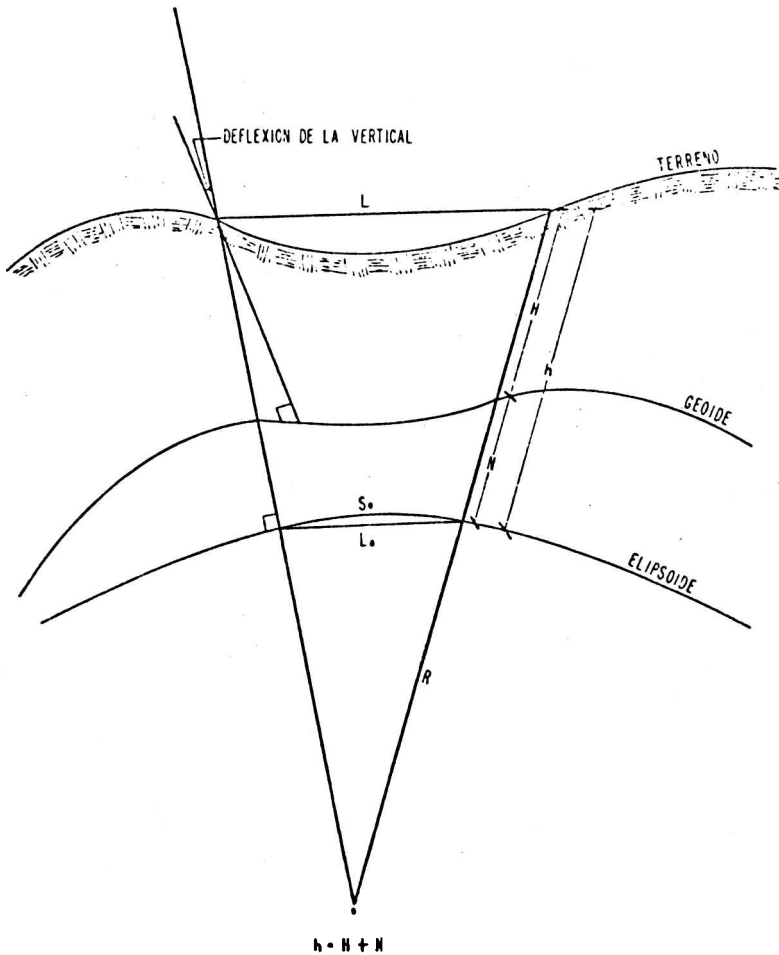


Figura 1: Sistema geodésico de coordenadas



h - ALTURA ELIPSOIDAL
 H - ALTURA CRTOMETRICA
 N - ALTURA GEOIDAL
 S₀ - DISTANCIA REDUCIDA

R - RADIO ELIPSOIDAL
 L - DISTANCIA MEDIDA
 L₀ - CUERCA ELIPSOIDAL

Figura 2: Elementos para la reducción de observaciones al elipsoide

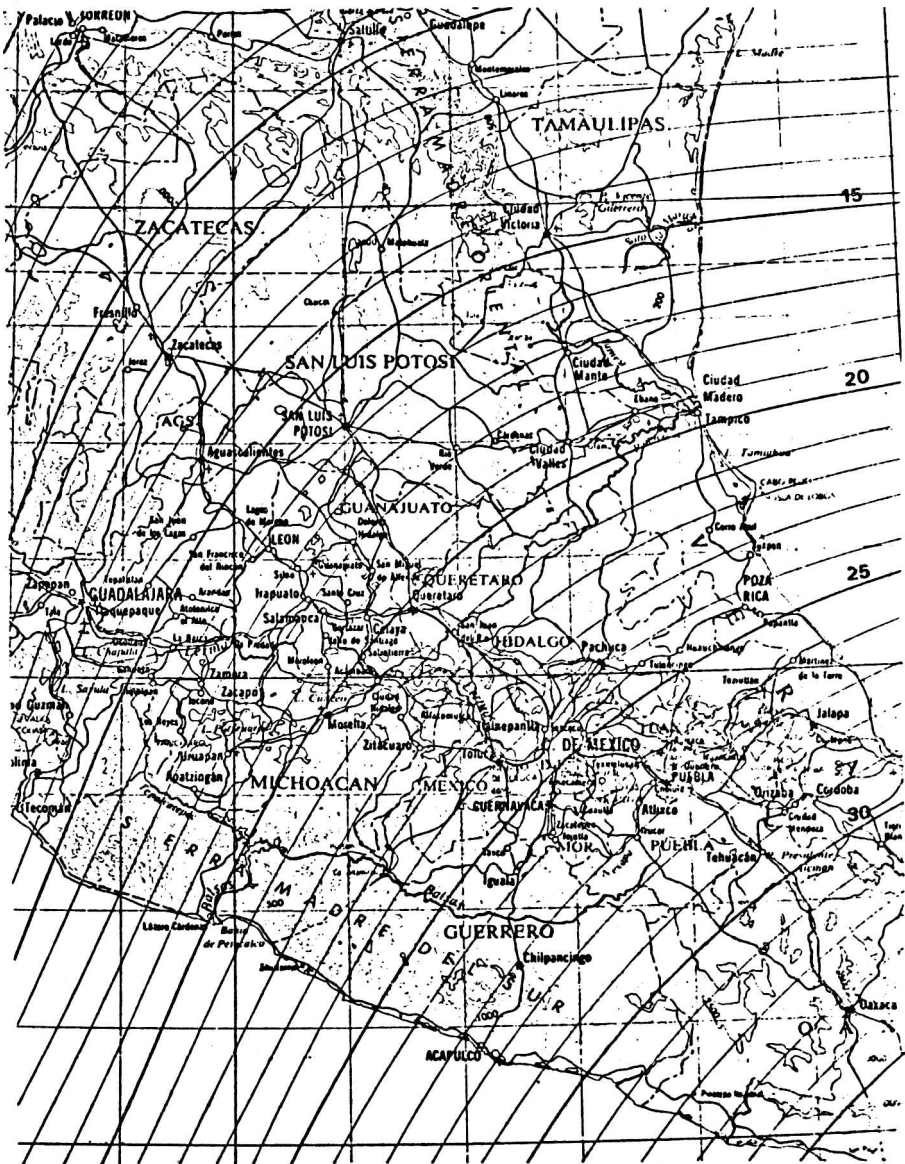


Figura 3a: Carta Geoidal (NAD 1927), reproducción parcial

SIGNOS CONVENCIONALES

CURVA GEOIDAL ACOTADA EN METROS	
CURVA GEOIDAL ORDINARIA	
CURVA DE NIVEL ACOTADA EN METROS	
CURVA DE NIVEL ORDINARIA	
LIMITE INTERNACIONAL	
LIMITE ESTATAL	
LIMITE DE LA ZONA ECONOMICA EXCLUSIVA	
CAPITAL DE ESTADO	
ASENTAMIENTOS HUMANOS	
CARRETERA PAVIMENTADA	
TERRACERIA TRANSITABLE EN TODO TIEMPO	
TERRACERIA TRANSITABLE EN TIEMPO SECO	
FERROCARRIL	
AEROPUERTO: INTERNACIONAL, LOCAL	
RIO, LAGUNA PERENNE	
PRESA	

SOLUCION DIRECCION GENERAL DE GEOGRAFIA DEL TERRITORIO NACIONAL BASADA EN EL MODELO NASA GEM 8 DE 1976 Y DATOS DE 52 ESTACIONES DOPPLER.

ESCALA



EQUIDISTANCIA ENTRE CURVAS GEOIDALES 1 METRO
EQUIDISTANCIA ENTRE CURVAS DE NIVEL 500 METROS

ELIPSOIDE	CLARKE DE 1866
DATUM DE REFERENCIA	NORTEAMERICANO DE 1927
PROYECCION	CONICA CONFORME DE LAMBERT
PARALELOS BASE	17°30' Y 29°30'
REFERENCIA DE COTAS GEOIDALES	ELIPSOIDE CLARKE DE 1866
REFERENCIA DE COTAS	NIVEL MEDIO DEL MAR
PRIMERA EDICION	1981
PRIMERA IMPRESION	1981
AUTORIDAD	DIRECCION GENERAL DE GEOGRAFIA DEL TERRITORIO NACIONAL

LOS LIMITES ESTATALES FUERON TOMADOS DE OTRAS FUENTES

Figura 3b: Referencias de la figura 3a

**ALGUNOS METODOS ESTADISTICOS PARA TIPIFICACION DE SITUACIONES SIROPTICAS:
DISCUSION METODOLOGICA**

Rosa Hilda Compagnucci

Instituto Argentino de Nivología y Glaciología

Conicet, Mendoza

Luis Fornero

Universidad Nacional de Cuyo

Walter Mario Vargas

Departamento de Meteorología - F.C.E.y N.- UBA

Conicet, Buenos Aires

RESUMEN

Se realiza una discusión metodológica comparativa de algunos de los métodos estadísticos conocidos, utilizables para la clasificación, tipificación y zonación de variables meteorológicas. Para ello se tomaron como referencia los estudios realizados para una serie de campos de presión de julio (5 años) en la región sud de Sudamérica. Los métodos involucrados son: componentes principales, Lund (método de correlación) y McQuitty (análisis de encadenamiento simple). Los resultados mostraron que componentes principales, a pesar de una mayor complejidad, tiene mejores perspectivas de éxito en análisis (objetivo) de tipos de situaciones sinópticas.

ABSTRACT

A comparative methodological discussion comparing some of the known statistical methods, used for classification, clustering and map typing of meteorological variables. The references taken were the studies made on a series of pressure fields in the southern part of South America in July (5 years). The methods used were principal components, Lund (correlation method) and McQuitty (simple linkage analysis). It can be expected that the principal components method, in spite of its complexity will show better results when objectively analyzing different types of synoptic situations.

1. INTRODUCCION

Un problema involucrado en la climatología sinóptica es la obtención y construcción de prototipos o modelos de la distribución de variables meteorológicas. En Barry y Perry (1973) se encuentra una revisión exhaustiva de metodologías apropiadas para este fin. Los métodos están divididos en tres clases: de correlación, de "linkage" o encadenamiento simple y múltiple, y análisis de factores o componentes principales (CPs).

Este trabajo surgió de la necesidad de determinar el método apto para clasificar los campos béricos de superficie, para luego asociarlos a fenómenos significativos. Cabe señalar resultados de carácter metodológico previamente obtenidos. Vargas y Compagnucci (1982) discutieron la utilización de matrices de entrada del modo-S y modo-T con el fin de tipificar campos béricos, concluyendo que el modo-T es más ventajoso para este fin. Vargas y Compagnucci (1983) analizaron la red de estaciones a usarse en el caso de tipificar campos reales para el cono sur de Sudamérica. Esta resultó ser redundante, pues los tipos obtenidos no variaron al reducir el número de estaciones en aproximadamente el 50%. Asimismo, se infirió que no variarían los resultados al interpolarse los datos no consignados en algunas estaciones, en especial al hacerlo en base al campo bérico. Estas conclusiones fueron tenidas en cuenta en el desarrollo del presente trabajo.

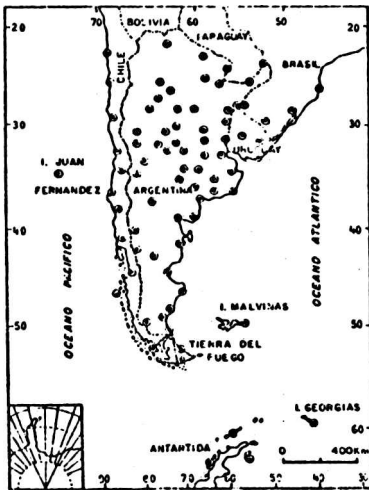
Es imposible presentar aquí todos los resultados que se obtuvieron de la aplicación de los métodos de McQuitty (1957), Lund (1963) y CPs no-rotadas, no obstante se incluyeron algunos de ellos para ejemplificar las conclusiones. Asimismo, se incluyó una breve reseña de los métodos y un análisis de las ventajas y desventajas que los mismos ofrecen. Por otra parte, se describió la metodología empleada por Blasing (1975) y se discutió su aplicabilidad, aunque la misma aún no ha sido utilizada por los autores.

2. DATOS Y CONSIDERACIONES SOBRE LA MATRIZ DE ENTRADA

Se utilizó una muestra de mapas de presión de superficie de la hora 12Z (9 H.O.A.) del Servicio Meteorológico Nacional para los 186 días del mes de julio de 1972 a 1977. Se formó así la base de datos a partir de los valores de presión de 81 estaciones de la red. Esta fue utilizada por Vargas y Compagnucci (1983), con la inclusión en esta circunstancia de las estaciones de Antártida y de algunas islas.

Respecto a la base de datos y a la medida de similitud empleada, cabe señalar lo siguiente:

a) Frente a la posibilidad de una red regular cuyos datos son valores interpolados, se optó por un enrejado formado con estaciones de la red meteorológica existente. Esto significa una densidad de información y medidas de similitud sesgadas debido a distintos "pesos" por áreas. Lo último se aceptó como un error me-



Mapa 1: Enrejado

nor que el que se ocasionaría usando una red regular, pues la medida de similitud se vería afectada por las interpolaciones subjetivas del campo bórico o por las aproximaciones fuertes dadas por un análisis de contorno a través de "puntos fijos" o datos de las estaciones. Por otra parte, los analistas de las oficinas de pronóstico generan los modelos de los campos diarios de presión en base a datos de una red que en su mayor parte es la aquí considerada.

b) Para construir la matriz de entrada procesada por los métodos de clasificación se pueden usar distintas medidas de similitud, Barry y Perry (1973) señalan como factibles a coeficientes de asociación,

de correlación y diversas medidas de distancia. De todos ellos, se decidió utilizar el coeficiente de correlación.

c) En general, para cualquier método de clasificación, es posible tener seis formas de modos distintos como matriz de entrada (Fig. 1, de Green, 1978).

La discusión metodológica encarada en este trabajo está basada en los resultados obtenidos al aplicar los métodos de clasificación a dos de ellas, el modo-T y el modo-S. Sin embargo, las conclusiones obtenidas podrán en su mayoría generalizarse para los otros modos y diferentes tipos de datos.

3. METODOLOGIAS

Se define como grupo al conjunto de casos que se consideran "conceptualmente" similares, y como tipo al modelo teórico o al caso real de la muestra, que "representa" o define al grupo.

3.a Método de correlación - Lund (1963): utilizó el método de correlación para hallar tipos de campos de presión sobre el nivel del mar. Por este método los prototipos obtenidos son casos de la muestra. A partir de su identificación, y por otro proceso matemático, se generan grupos para cada tipo identificado. En síntesis, el desarrollo es el siguiente:

- i. Obtención de la matriz de correlación.
- ii. Determinación del nivel de tolerancia o valor umbral de r (Lund utilizó un coeficiente de correlación $r \geq 0.7$).
- iii. Localización del día para el cual hay mayor cantidad de casos con correlación igual o superior al nivel de tolerancia.
- iv. Ese día es denominado Tipo-A, y se lo extrae de la matriz de correlación al

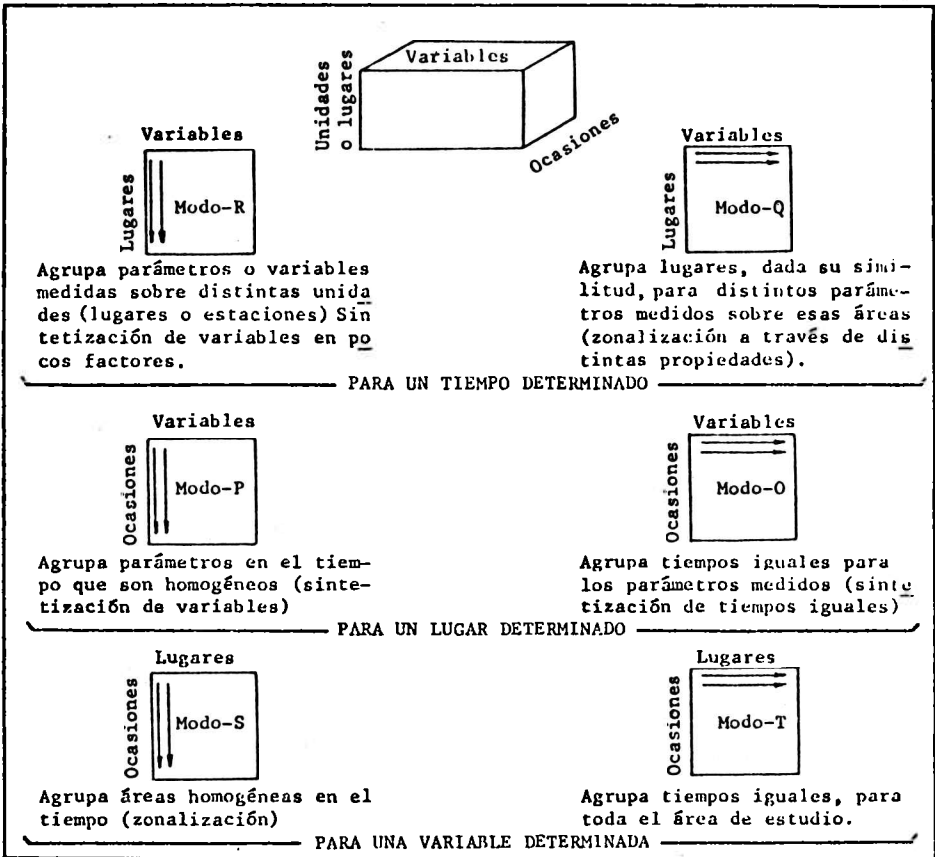


Fig. 1: Se ilustran los seis modos de presentar la matriz de entrada de datos, las flechas indican el sentido en que son tomados los pares para calcular los coeficientes de similitud.

igual que todos aquellos que están correlacionados con él, en mayor o igual valor que el umbral.

- v. Para la matriz restante se localiza el siguiente día con mayor cantidad de cantidad de casos correlacionados con él con un valor de $r \geq r_c$. Se lo denomina Tipo-B, y repitiéndose los pasos en forma sucesiva, hasta no hallar más tipos.
 - vi. Los días que se relacionen con valores menores que r_c con todos los casos, quedan sin agrupar y se los extrae de la matriz formando la clase de los no-agrupados.
 - vii. Se reagrupan los casos restantes de vi, buscando para cada uno de ellos cuál es el tipo con el cual tienen correlación mayor, se los agrupa bajo ese tipo.
- Características inferidas del método de Lund: en la Fig. 2 se muestra la canti-

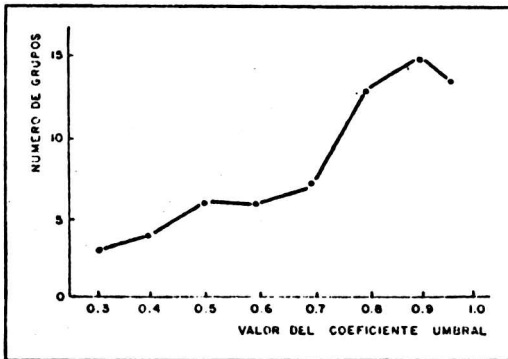


Fig. 2: Número de grupos en función de r_c .

muestra. Como se podría suponer, la cantidad de días no-agrupados, aumenta al aumentar el valor de r_c .

Este método puede ser aplicado a cualquiera de los seis modos de matriz de entrada. Compagnucci y Vargas (1984a) lo utilizaron para regionalizar las variaciones de presión donde la matriz de entrada fue del modo-S.

El tipo es un caso real que depende del valor del nivel de tolerancia y del tamaño de la muestra tomada. Posiblemente se obtendrían distintos tipos si se agregan casos a la muestra y surgirán por ende, distintos grupos. En este sentido es el más inestable de los métodos de clasificación. Para obviar este inconveniente Barry y Perry (1973) sugirieron calcular los tipos a partir de una muestra inicial y luego manteniéndolos como modelo de base, agregar los nuevos casos en los grupos correspondientes de acuerdo a la mayor correlación.

El valor de tolerancia elegido queda a criterio del investigador, con lo cual se introduce un factor de subjetividad. Algunos autores como Hartranfvej y otros (1970) sugirieron un $r_c \geq 0.7$ para campos de presión de superficie y $r_c = 0.9$ para los mapas de altura.

Cada uno de los casos de la muestra es ubicado en forma precisa dentro de alguno de los grupos o no se clasifican, no habiendo casos ambiguos en donde el investigador deba decidir la pertenencia a algún grupo. Sin embargo, es posible encontrar para algunas muestras casos agrupados bajo algunos tipos que tengan en realidad su mayor correlación con casos de otros grupos. Esto significa un factor de ambigüedad en el método. No se puede garantizar la independencia de los grupos pues los tipos o modelos no son necesariamente ortogonales.

Es posible obtener, a partir del número de casos de cada grupo, el porcentaje relativo respecto del total aunque esto no es igual que determinar la varianza que explica cada uno de ellos. El método es de aplicación simple y no requiere gran capacidad de cálculo ni procedimientos complejos de computación.

dad de tipos que se formaron aplicando la metodología antecedente a los 186 días del mes de julio de 1972 a 1977 (con el modo-T) usando diversos niveles de tolerancia. Se puede ver que el número de tipos aumenta de tres (para $r_c = 0.3$) hasta quince ($r_c = 0.9$) disminuyendo luego a trece ($r_c = 0.95$). Podemos inferir que existe un valor máximo en la cantidad de grupos para algún valor de r_c , dependiendo esto de las características de la

Terence Blasing (1975): utilizó un método de correlación basado en el de Lund al cual aplicó modificaciones. Analizó la misma área y grupos de datos para los cuales Kutzbach en 1970 calculó las componentes (CPs) principales. Concluyó que la obtención de tipos mediante el método de correlación parecería tener ventajas sobre el análisis de CPs cuando es utilizado con propósitos descriptivos, en oposición a lo que ocurre cuando se utiliza con propósitos predictivos.

Por medio de esta metodología se obtienen los tipos (modelos teóricos) y asignan los casos a cada grupo, mediante los procedimientos siguientes:

- i. Se calcula la matriz de correlación.
- ii. Igual que en el método de Lund, se examina la matriz para determinar qué días están correlacionados con valores iguales o mayores que un r_c .
- iii. Si de esta manera se logra en la matriz más de cinco tipos que a su vez formen grupos de más de cinco casos, ese r_c es usado como valor crítico, y se repite la prueba hasta que el número de grupos y la cantidad de elementos en cada uno de ellos sea aceptable.
- iv. Una vez fijado el r_c se analiza por filas en la matriz de correlación cuáles son los días que tiene un valor de r mayor o igual que el r_c . Para cada una de las filas se promedian estos coeficientes así elegidos obteniéndose, entonces, tantos r promedios como filas tenga la matriz.
- v. Se identifica la fila que tenga el valor de r promedio mayor, el día correspondiente a esa fila y se promedia con los otros cinco días más correlacionados con él, formando así el primer modelo o mapa patrón. La cantidad de días a promediar para formar los tipos, es arbitraria (Blasing utilizó 5) y depende del número de casos que formen la muestra y del grado de resolución que se desee en los tipos.
- vi. Se correlaciona el mapa tipo así obtenido, con todos los casos de la muestra y se incluye dentro de un grupo a todos aquellos que tengan un coeficiente de correlación mayor o igual que el crítico previamente fijado. Efectuado lo anterior se los extrae de la matriz para repetir el proceso.
- vii. Se reitera el paso iii para el mismo valor de correlación crítica. Si no se logra que el número de grupos y de integrantes para cada uno de ellos sea aceptable se baja el valor de r_c y se repite hasta definir un nuevo r_c . A continuación se realiza nuevamente el proceso completo hasta formar todos los modelos y grupos asociados que hay en la muestra.
- viii. Una vez obtenidos los modelos, de acuerdo a lo anterior, se redefinen los grupos asociados, correlacionando nuevamente cada caso con todos los modelos semiteóricos. A posteriori se asignan los casos al grupo representado por el modelo con quien tenga la mayor correlación.

Características indefinidas del método de Blasing: el tipo obtenido mediante esta metodología no es un caso real de la muestra sino más bien un modelo semi

teórico (promedio de casos reales). Al aumentar o disminuir el tamaño de la muestra, se altera el modelo teórico resultante en una medida menor que en el caso de Lund. Los r_c están elegidos arbitrariamente así como también la cantidad de casos a promediar para obtener el tipo. Los valores de r_c que se elijan definirán, como en el caso de Lund, la cantidad de grupos que se formen. A valores más altos de r_c mayor será la cantidad de grupos y la posibilidad de que sus tipos sean similares. Los casos de la muestra son agrupados, de acuerdo al tipo con el cual están más altamente correlacionados, lo que disminuye la ambigüedad en la clasificación. Los tipos no son necesariamente ortogonales, con lo cual los grupos no son independientes. También en este caso es posible obtener el porcentaje de casos por grupo, pero no la varianza explicada por cada uno. El método iterativo aunque no requiere una gran capacidad de memoria es más complicado que el de Lund en cuanto a su programación.

3.b Análisis de encadenamiento simple - McQuitty (1975): describe, discute y utiliza un método de encadenamiento simple o análisis de linkage, para la agrupación de individuos en base a valores obtenidos de la aplicación de distintos "tests". El mismo método es usado por Racine y Raymond (1973) para regionalización urbana.

En este método se definen los grupos dentro de los cuales se podría considerar como tipos al par de casos recíprocos que son el núcleo del grupo. La aplicación se puede describir mediante los pasos siguientes:

- i. Obtención de la matriz de correlación o asociación.
- ii. Determinación del mayor valor de correlación para cada columna (variable) de la matriz de entrada.
- iii. Definición del primer par recíproco. Será aquel para el cual ambas variables tengan el mayor valor de correlación, una en la otra y viceversa, que coincide con el máximo valor en la matriz.
- iv. Se genera el primer grupo a partir de este par recíproco, buscando por fi las cuáles son las variables que tienen su correlación mayor con las del par y la unión con éste, forma el primer nivel de encadenamiento.
- v. Se buscan ahora las variables que tienen su mayor correlación con algunas de las pertenecientes al primer nivel de encadenamiento y se las une a éstas, formando el segundo nivel de encadenamiento. Se continúa hasta no hallar variables que permitan formar un nuevo nivel.
- vi. Se eliminan de la matriz las variables que constituyen este primer grupo de encadenamientos y con la matriz restante se repite el proceso descrito en iii, iv, v y vi, hasta hallar todos los grupos dentro de la muestra.

Características indefinidas del método de McQuitty: el método en sí no determina tipos sino grupos dentro de los cuales hay una jerarquización de relaciones. Es posible, sin embargo, considerar como tipos a uno de los dos integrantes

del par recíproco o a un promedio de ambos. Se podrían obtener agrupaciones distintas si se varía el tamaño de la muestra, obligando a una continua re-clasificación.

Se objeta del método que en algunos casos, el mayor coeficiente de correlación de alguna variable puede ser inferior a un valor significativo, incluyéndose igualmente en alguno de los grupos cuando, en realidad, es independiente de todos. Para evitar esto los autores tomaron un coeficiente de correlación como límite y si los valores para alguna variable estaban debajo de este mínimo, se la consideraba no agrupada e independiente.

Los casos son agrupados en forma precisa, una variable sólo puede pertenecer a un grupo. Los mismos tienen una gran homogeneidad interna ya que los elementos que lo integran poseen dentro de él su máxima correlación y una relación menor con cualquier elemento de otro grupo.

Dentro de cada grupo hay una jerarquización y el número de ellos en una muestra es único. En este trabajo para el modo-T, 186 días como variables, quedaron definidos 31 grupos de dos o más integrantes y 6 casos quedaron sin clasificar, para valores de correlación mayores que 0.7. Según McQuitty (1957) los grupos así constituidos tienden a ser independientes, pero se pudo ver en este caso que los resultados no apoyaron esa inferencia. La independencia de los grupos dependerá de las características de la muestra. En el presente caso se encontró que dos o más grupos podrían a su vez reagruparse. Los máximos valores de correlación que determinan que las variables pertenezcan a un grupo, no impiden que esas mismas variables se correlacionen bien con los integrantes de otros grupos. Se puede concluir que, en general, este procedimiento genera mayor cantidad de "familias" que las existentes en la realidad.

Se puede obtener, una vez formados los grupos, el porcentaje relativo de casos en cada uno de ellos, pero no la varianza explicada. El método es de aplicación simple y rápida y una vez realizada la matriz de asociación, la elaboración no requiere de cálculos complicados.

3.c Análisis factorial: el análisis por componentes principales, autovectores y autovalores, o de funciones ortogonales empíricas, fue ampliamente utilizado, en especial en los últimos años, para tipificar campos de variables meteorológicas continuas.

El método genera modelos teóricos y señala para cada paso de la muestra, cuanto explica el modelo correspondiente. En apretada síntesis, los pasos que se siguen son:

- i. Formación de la matriz de correlación (o de algún otro coeficiente de asociación).
- ii. Transformación de esta matriz en una matriz de factores a partir de la resolución de la siguiente ecuación:

$$\det | X - \lambda I | = 0$$

X es una matriz de $N \times N$

N = número de variables

con $i = 1, 2, \dots, N$

λ_i son los autovalores de la matriz

I es la matriz identidad

Los autovalores o factor loadings son las raíces de la ecuación polinomial correspondiente.

iii. De los autovalores se obtienen los autovectores por medio de:

$$X(\vec{F}_i) = \lambda_i(\vec{F}_i) \quad \vec{F}_i \text{ son los } i \text{ factores}$$

Obteniendo tantos factores como autovalores (o variables) se tenga.

iv. Resolviendo el sistema de ecuaciones dados por el paso iii se encuentran los multiplicadores o factor score, que expresan una representación de las variables originales en las nuevas componentes.

$$X = F \cdot M \quad M \text{ matriz de multiplicadores}$$

v. Según el modo usado, los factores brindan los prototipos o modelos.

Para los modos Q, O y T (Fig. 1) los factor scores son los que permiten la construcción de los tipos y los factor loadings analizar cómo esos tipos se manifiestan en el tiempo (modos T y O) o en el espacio (modo-Q). Para los modos R, P y S (Fig. 1), los factor loadings (o autovectores) permiten obtener los prototipos y los factor scores (o multiplicadores) ver cómo se manifiestan en el tiempo (modos P y S) o cómo se distribuyen los grupos de variables en el espacio (modo-R).

vi. Los autovalores dan una medida de la varianza que explica cada modelo.

Características del análisis por componentes principales: en este caso los tipos que están dados por los factores, son modelos teóricos. Los mismos no varían apreciablemente al agregar o quitar algunos casos de la muestra si la misma es representativa. Los modelos podrían no coincidir totalmente con una situación observada, aunque se puede ver que para el modo-T los tipos obtenidos por Compagnucci y Vargas (1984b) para 186 días de julio, se parecen en gran medida a casos reales. Los prototipos resumen la estructura común de la mayor cantidad de situaciones de la muestra, son ortogonales e independientes.

La cantidad de tipos teóricos significativos, que no representan ruido, se puede determinar a partir del valor de los autovalores mediante la aplicación de diversos tests, como lo son el diagrama de LEV descripto y analizado por Cattell (1966) y de Kaiser (1958).

Una vez determinados los modelos teóricos es posible generar los grupos como describieron Compagnucci y Vargas (1984b). La interpretación de la pertenencia o no de un caso a un grupo determinado, cuando no se tiene como resultado una estructura simple, es difícil. En otras palabras esto ocurre cuando algunos casos se pueden representar como una combinación de varios modelos. Es posible, sin em

bargo, obtener a veces una estructura simple mediante la aplicación posterior de rotación ortogonal u oblicua aunque se pierde la ortogonalidad de los modelos en esta última.

Con esta metodología es posible calcular el porcentaje de casos contenidos en cada grupo, además de la varianza explicada por cada modelo. El método es totalmente objetivo en cuanto a la construcción de los modelos, aunque tiene algún grado de subjetividad la asignación de algunos casos a los grupos (Compagnucci y Vargas, 1984b).

El caso de la muestra de campos béricos de julio de 1972 a 1977, para el modo -T, dio como resultado 11 modelos teóricos significativos según el test de Kaiser, 7 o 9 modelos según el diagrama de LEV y los "factors loading" mostraron que sólo 8 modelos tenían peso significativo en más de un día. En Compagnucci y Vargas (1984b) se pueden ver los modelos obtenidos y los grupos representados por ellos, los cuales dan un total de 16.

Esta metodología requiere un considerable tiempo de computación y la cantidad de memoria necesaria aumenta en forma cuadrática con el número de variables a considerar.

4. DISCUSION COMPARATIVA Y CONCLUSIONES

Los tres métodos empleados, Lund, McQuitty y componentes principales, dieron distintos resultados, tanto para el modo-T en los tipos de campos béricos, como para el modo-S en la regionalización del cono sur de Sudamérica para las variaciones de presión de superficie en el mes de julio, este último en Compagnucci y Vargas (1984a).

En la Fig. 3 se muestra un esquema de los tipos asignados a cada uno de los días según el método de Lund y componentes principales. Se puede ver que el tipo uno de componentes principales corresponde aproximadamente bien al tipo A de Lund. El tipo 2 de CPs se asemeja al tipo B de Lund y el tipo 3 ya difiere del tipo C, siendo los demás grupos distintos en un caso y otro. No se presenta el resultado de McQuitty, sólo se muestra el agrupamiento que mayor número de casos tiene. Se puede ver aquí la gran diferencia con el tipo 1 CPs y el A de Lund. Esta discrepancia aumentó en los restantes agrupamientos.

En la Fig. 4 sólo se presenta la zonalización producida por la aplicación de McQuitty y Lund, ya que la de CPs, es igual a la obtenida mediante Lund, Compagnucci y Vargas (1984a). Se puede constatar que las divisiones producidas por estos dos métodos son diferentes. En general el método de Lund para valores de tolerancia de 0.7 o menores, "subclasifica" o da el mismo número de clases que CPs y para mayor valor de tolerancia, deja muchos días sin clasificar. Por su parte, McQuitty "sobre-clasifica" en todos los casos.

Los métodos de Lund, Blasing y McQuitty no necesariamente generan grupos que sean independientes entre sí. Mientras que los tipos obtenidos por CPs no-rotación

DIAS	1972	1973	1974	1975	1976	1977	DIAS	1972	1973	1974	1975	1976	1977
1	1-15	1	1	10-14	1	1	1	B	A	A	C	A	A
2	2	1	1	4	1	1	2	F	A	A	C	A	A
3	3	1	1	4	1	1	3	A	A	A	C	A	A
4	4	3	1	3	1	1	4	C	B	A	A	A	A
5	4	3	1	1	1	1	5	C	B	A	C	A	A
6	5	1	1	1	1-4	1	6	A	A	A	A	A	A
7	7	1	1	1	1	1	7	F	A	C	C	B	A
8	11	4	1	1	1	1	8	F	C	A	C	B	A
9	1-7	1	1	1	1	1	9	A	C	A	C	B	A
10	1	1	1	1	1	8-13	10	A	C	A	A	A	A
11	1	1	1	3	1	8	11	C	A	A	A	A	A
12	2	5	1	1	1	8	12	A	A	A	A	A	A
13	1	1	1	4	1	10	13	A	B	A	A	A	A
14	1	3-16	1	5	1	10-13	14	C	A	A	C	A	A
15	2	2	1	5-16	1	3-5	15	F	D	A	E	A	A
16	1	3	1	3	1	2	16	A	A	A	B	A	E
17	1	3	1	1	1	11	17	A	D	A	A	C	C
18	1	3-6	1	1	1	6-13	18	A	B	A	A	A	F
19	9	6	1	1	1	6	19	A	A	A	A	A	B
20	9	3	3	1	1	8-10	20	A	D	E	A	A	A
21	1	10	3	1	1	8-13	21	A	D	B	A	A	C
22	1	7	3	1	1	4	22	A	A	B	A	A	G
23	1	1	3	1	1	5	23	A	A	B	A	A	G
24	1	1	1	3-5	1	4	24	A	A	B	E	A	A
25	1	1	1-10	3-7	1	4	25	A	A	A	B	A	C
26	1	1	1	6	1	4-12	26	C	A	A	A	A	C
27	4	1	1	1	1	12	27	C	A	A	A	A	C
28	14	1	1	1	1	4-8-16	28	C	A	A	C	A	C
29	14	1	1	1	3	5	29	A	A	A	C	C	A
30	8	9	1	1	3	10	30	A	A	A	A	C	A
31	8	1	1	1-10	3	1	31	C	A	A	A	C	A

Clasificación por componentes principales Clasificación según método de Lund

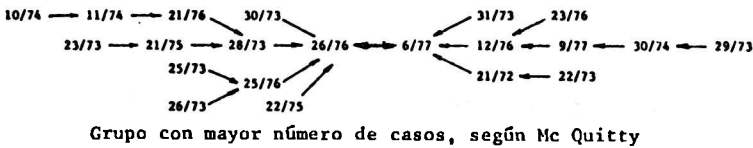


Fig. 3: Tipos obtenidos para los campos b̄aricos de superficie de 12 Z mes de julio, periodo 1972-1977.

das o rotadas ortogonalmente, son independientes. La falta de ortogonalidad entre los modelos puede ser una desventaja si posteriormente se desea realizar sobre ellos otros análisis estadísticos. Las técnicas que dan modelos ortogonales, permiten en cambio, que los resultados se puedan usar en otros análisis como por ejemplo, en la construcción de ecuaciones de predicción estadística. A su vez, el obligar a los modelos de respuesta a ser ortogonales puede ser una desventaja, si la naturaleza de los datos no se adaptan en realidad a ellos. Esta situación es la que hace necesaria en algunos casos una rotación oblicua para permitir que los resultados se correspondan con modelos físicos reconocibles. Esto no fue necesario en la muestra de 186 días de julio dado que los modelos resultantes se asimilaron satisfactoriamente a casos reales (Compagnucci y Vargas, 1984b). A veces CPs da como resultado, aun rotando oblicuamente, una estructura no-simple donde algunos casos son combinaciones de varios modelos. Lund, McQuitty y Blasing no presentan este inconveniente, ya que generan grupos donde no existen situaciones ambiguas. Aquí los casos se pueden representar por un único tipo o modelo.

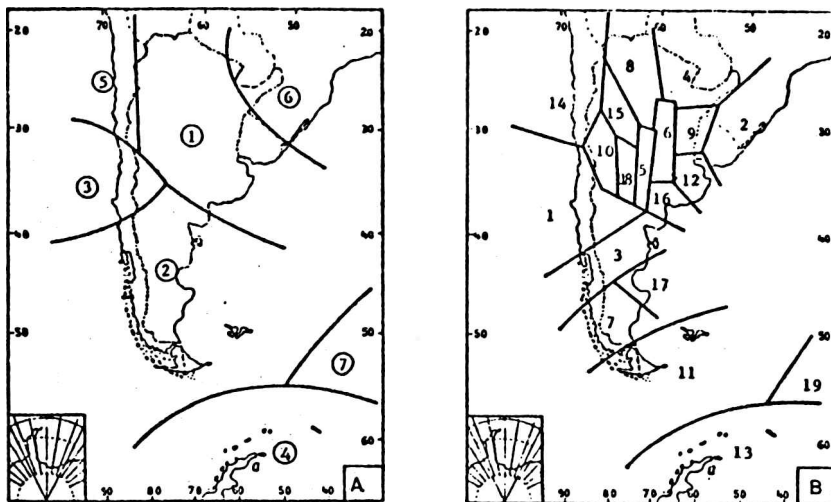


Fig. 4: Zonalización del campo de presión de superficie, mes de julio para el período 1972-1977, método de Lund (A) y método de McQuitty (B).

Las técnicas de Lund y Blasing contienen cierto grado de subjetividad en cuanto a la decisión del nivel de tolerancia y en Blasing, con respecto al número de casos a tomar para hacer el prototipo. McQuitty y CPs son, en cambio, técnicas objetivas.

Los modelos en el caso de Lund y McQuitty son casos reales de la muestra y varían en función del tamaño muestral. Blasing brinda un modelo cuasi-teórico que al ser un promedio de casos reales es bastante más "estable". Por su parte, CPs define modelos teóricos abstractos y "estables" frente a la variación del tamaño muestral. Estas asimismo permiten, al contener las características más sobresalientes de la muestra, obtener prototipos sinópticos útiles aún para comparar con casos ajenos a la muestra inicial. Se debe tener en cuenta, que en el caso de realizar estudios climáticos, es necesario tomar una muestra suficientemente extensa, de al menos 10 años.

A partir de las conclusiones anteriores se ve como más apto para la tipificación de situaciones sinópticas, el método de CPs, aún a pesar de la complejidad de su cálculo. En el caso de desear realizar una regionalización se piensa que sería necesario completar el análisis usando también Lund. Este último permite trazar límites más precisos y CPs explican mejor la varianza en cada área y la relación entre ésta y las otras de la zona de estudio.

Agradecimientos: los autores agradecen al Dr. M. Richman por sus valiosas sugerencias y comentarios, y al personal del Centro de Cómputos del CRICYT por su colaboración.

BIBLIOGRAFIA

- Barry, R.G. y A.H. Perry, 1973: Synoptic climatology Methods and applications; Methuen & Coltd., p.555.
- Blasing, T.J., 1975: A comparison of map-pattern correlations and principal components eigenvector methods for analyzing climatic anomaly patterns; Am. Met.Soc., Preprints "5th Conference Probability and Statistics", pp.96-101.
- Cattell, R.B., 1966: The screen test for the number of factors. Multivariate Behavioral Res., 1, 245-276.
- Compagnucci R.H. y W.M. Vargas, 1984a: Regionalización del campo de presión del mes de julio para la parte austral de Sudamérica; presentado en la 13° Reun. Cient. Arg. de Geofísica y Geodesia., Bariloche, Argentina (a publicar).
- _____, 1984b: Tipificación de los campos béricos de superficie para julio 1972 a 1977. Análisis por componentes principales no-rotadas; presentado en la 13° Reun. Cient. Arg. de Geof. y Geod. , Bariloche, Argentina (a publicar).
- Green, P.E., 1978: Analyzing multivariate data ; The Dryden Press, p.519.
- Hartranft, F.R., J.S. Restivo y R.C. Sabin, 1970: Computerized map typing procedures and their applications in the development of forecasting aids; 4th Weath. Wing, Aerospace Sci. Div., Tech. Paper 70-2, Ent. Air Force Base, Colo., 57pp.
- Kaiser, 1959: The application of electronic computers to factor analysis; Symp. on the application of computer to psychological problem. Am. Psy. Ass.
- Lund, 1963: Map-pattern classification methods; Journ.App.Met. 2 (1), 56-65.
- McQuitty, 1957: Elementary linkage analysis for orthogonal and oblique types and typal relevancies; Ed. Psy. Measurement, 17, p.207-229.
- Racine, J.B. y H. Reymond, 1973: L' analyse quantitative en géographie; Presses Univ. de France, pp.145-162.
- Vargas, W.M. y R.H. Compagnucci, 1982: Factibilidad de análisis de campos de presión en América del Sur mediante el uso de autovectores y autovalores; IV Congremet, Buenos Aires, Argentina (en prensa en la revista Meteorológica)
- _____, 1983: Tipificación de campos de presión usando autovectores y autovalores; Preprints 1st Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology, Am. Met. Soc., pp.206-209.

TIPIFICACION DE LOS CAMPOS BARICOS DE SUPERFICIE PARA JULIO 1972 A 1977.
ANALISIS POR COMPONENTES PRINCIPALES NO-ROTADAS

Rosa Hilda Compagnucci
Instituto Argentino de Nivología y Glaciología
Conicet, Mendoza

Walter Mario Vargas
Departamento de Meteorología - F.C.E.y N. - UBA
Conicet, Buenos Aires

RESUMEN

Se analizaron los resultados de la tipificación de campos de presión de superficie para 12Z en el cono sur de Sudamérica. La muestra usada correspondió al mes de julio para los años 1972 a 1977. La matriz de entrada fue del modo-T. Ocho factores fueron retenidos para analizar los modelos resultantes. A partir de ellos y sus inversos se obtuvieron 16 prototipos, los cuales representaron los grupos donde se incluyeron los campos diarios, previa clasificación. La solución que brindaron las componentes principales no-rotadas tendieron a configurar una matriz de estructura simple, dado que se dieron pocos casos clasificables en más de un grupo. El prototipo que explicó mayor cantidad de varianza es idéntico al campo medio, el siguiente en este orden es aquel en que un anticiclón penetra por la Patagonia y su influencia abarca el área de estudio.

ABSTRACT

The results of typing the surface pressure fields (12Z) in the south part of South America were analyzed. The set used corresponds to July, 1972-1977. The T-mode was selected for the input matrix. Eight factors were retained to analyze the resulting patterns; sixteen prototypes were obtained through them and their inverses, which represent the clusters with the daily fields, previously classified.

Due to the few classifiable cases in more than one cluster, the results given by the non-rotated PCs gave shape to a simple structured matrix. The prototype which explains most of the variance is identical to the mean field; the following one is that in which an anticyclone is over Patagonia and its influence covers the studied area.

1. INTRODUCCION Y DATOS

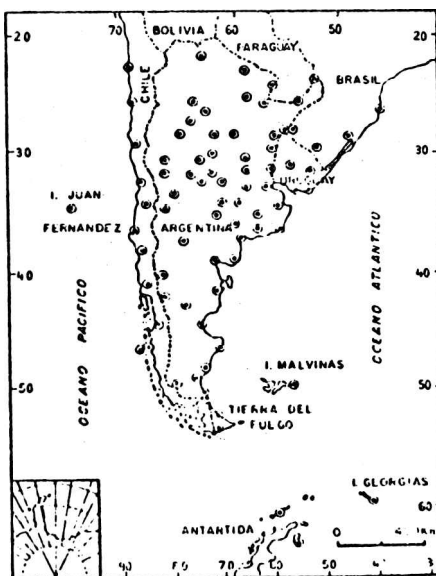
El objetivo de este trabajo es hallar y analizar los modelos de campos b́aricos de superficie para el mes de julio. Se presenta aqú el resultado de emplear componentes principales no-rotadas (CPs). Compagnucci, Fornero y Vargas (1984) discutieron diversas metodologías utilizables con este fin, y concluyeron que las CPs son las que mejor se adaptan al objetivo fijado.

La caracterizaci3n de las situaciones sin3pticas se realiza empleando una matriz de entrada del modo-T. Esto fue analizado en el trabajo de Vargas y Compagnucci (1983a) luego de estudiar los resultados de la aplicaci3n de CPs no-rotadas, a modelos de campos b́aricos, en dos formas de matriz de entrada, modo-S y modo-T.

Los datos utilizados en este trabajo fueron extraídos de los mapas sin3pticos de superficie (hora 12Z) elaborados en la Central de Análisis del Servicio Meteorol3gico Nacional. La muestra corresponde a 186 días pertenecientes al mes de julio, desde 1972 a 1977. En la elecci3n de los ańos, que resultaron ser consecutivos, se tuvieron en cuenta dos factores fundamentales: a) mayor informaci3n meteorol3gica disponible para estudios complementarios, tales como fotos de sat3lite, datos en la estaci3n Puente del Inca (importantes para la relaci3n con la nieve en cordillera) y radio sondaes; y b) variabilidad de las fenomenologías asociadas a la muestra, en especial las precipitaciones nivales. En el lapso 1972-1977 se registr3 en este fen3meno una gran variabilidad interanual.

La red de trabajo se form3 con las 81 estaciones de medici3n que figuran en el mapa 1. De esta manera, se construy3 una matriz del modo-T, de 186 variables (días) y 81 observaciones (valores en las estaciones).

Para los casos en los cuales no figura consignado el valor de la presi3n en la estaci3n, 3stos fueron interpolados a partir del campo b́arico. Vargas y Compagnucci (1983b) mostraron que la red estudiada proporciona informaci3n redundante. Debido a esto se consider3 que la interpolaci3n de valores en los casos de datos faltantes no modificaría en forma significativa los resultados, en espe-



Mapa 1: Enejeado

cial si aquélla se hace teniendo en cuenta la configuración b́arica.

2. METODO

Se utilizó como matriz de entrada, una matriz de correlación o covarianza normalizada (186 x 186) ya que de acuerdo con Richman (1981) la utilización de una matriz de covarianza (no normalizada) podría afectar la posición de los centros sinópticos al dar distinto peso a cada punto de la red (estación).

El cálculo de los "factor loadings" (f_{1s}) se realizó mediante el empleo de la subrutina OFPRI del sistema de "software" IMSL (1980). El cálculo de la matriz de los f_{1s} no-rotados resultó de esta manera acorde con el modelo de CPs. En síntesis, el método propuesto establece los siguientes pasos:

1) El ordenamiento de los autovalores e_i de modo que

$$e_1 > e_2 > \dots > e_{186} \quad i = 1, \dots, 186$$

2) $R \cdot q_i = e_i \cdot q_i$

R: matriz de correlación

Q: matriz de los autovectores (q_i) con $i = 1, 2, \dots, 186$

3) $A = Q D^{1/2}$

A: matriz de los f_{1s}

D: matriz diagonal de autovalores

Estos f_{1s} así obtenidos son ortonormales. En este caso (modo-T) cada f_{1s} está asociada a una serie de tiempo que explica en qué medida el modelo correspondiente a ese factor, representa la configuración de un día determinado.

El cálculo de los "factor scores" (fs_s) se realiza de la siguiente manera:

4) $Z = F \cdot A'$

F: matriz de Fs_s

A: matriz de los f_{1s}

Z: matriz de datos

La relación 4) en el caso de una matriz A cuadrada, donde se retienen todos los factores, se convierte en

5) $F = Z \cdot A$, ya que en este caso $A' = A^{-1}$

En los trabajos de Vargas y Compagnucci (1982, 1983a, 1983b) la forma utilizada para calcular los multiplicadores fue la 5), pero esto no es válido cuando se retienen sólo unos pocos factores que son los que se consideran significativos. En consecuencia, no se cumple 5) sino que es necesario resolver el sistema de ecuaciones dado por 4) para lo cual Tucker (1971) recomienda diversos métodos que se encuentran en las subrutinas OFCOEF del IMSL (1980). De éstos, es el método de regresión el que Richman recomendó en una primera comunicación personal. No pudo ser utilizado en este caso, por ser R (la matriz de correlación) una matriz casi singular. Debido a este problema Richman ana-

lizó el resultado de la aplicación del método de cuadrados mínimos y de regresión en la muestra de agosto de 1976, usando una computadora que permitió el cálculo de determinante de R a pesar de ser éste un valor muy pequeño. Verificó que ambos métodos pueden, para ese caso, considerarse idénticos. En consecuencia, aquí se utilizó el método de cuadrados mínimos para el cálculo de los f_{s_5} de media cero y desvío unitario. Esto último es esencial, pues permite hacer un análisis morfológico de los modelos resultantes habida cuenta no sólo de su forma, sino también de los gradientes. En otras palabras, constituye un método cualitativo y cuantitativo de comparación de sistemas. Los f_{s_5} que resultan en el modo-T, permitieron diagramar los modelos teóricos correspondientes a los tipos de situaciones sinópticas consideradas.

3. RESULTADOS

3.1 Prototipos significativos

En la tabla 1 se puede observar el orden de los autovalores, el valor de los mismos, la varianza que explican los factores y el porcentaje de varianza acumulado.

De acuerdo con el test de Kaiser (1959) son significativos aquellos modelos cuyo autovalor es mayor o igual que 1, por lo que se tendrían 11 factores que darían prototipos significativos.

Si se observa el porcentaje de varianza acumulada, se ve que los primeros nueve factores explican el 95,4% de la varianza. El noveno aporta sólo 0,9%

Tabla 1
Autovalores y porcentaje de varianza explicada

0	AUTOVALOR	VARIANZA%	VAR.ACUM.%
1	110.50	59.40	59.40
2	27.86	14.94	74.93
3	12.64	6.79	81.18
4	8.08	4.34	85.53
5	6.63	3.56	89.10
6	4.30	2.31	91.41
7	3.86	2.07	93.49
8	1.87	1.00	94.49
9	1.68	0.90	95.40
10	1.18	0.63	96.04
11	1.08	0.58	96.62
12	0.87	0.47	97.10
13	0.60	0.32	97.42

y los 8 primeros el 94.4% de la varianza. El 5% restante podría corresponder a "ruido". Ya que la muestra es de 186 días, un día representa el 0.53%; si un autovector acumula menos de esta cantidad ya no estaría explicando una situación completa. Si se tiene esto en cuenta, sólo habría que retener hasta el décimoprimer factor.

En cambio, de acuerdo con el diagrama de LEV, serían significativos 7 ó 9 factores.

Si se analizan las series de tiempo de los f_{s_5} , figuras 1 y 2, se observa que el factor 9 presenta un apartamiento no significativo del valor cero, para el año 1972, y en general no muestra diferencias en sus valores de un día a otro.

A los fines de este trabajo, que se limitó al análisis de los campos significativos, no ha sido necesario tener una precisión tan rigurosa como la dada por

un test de Montecarlo para definir los factores a retener. Ello podría ser necesario para realizar, posteriormente, una rotación.

Estas consideraciones permitieron tomar en cuenta 8 modelos teóricos distinguibles en la muestra, o sea 16 grupos (formados por los modelos y sus inversos) de situaciones diferenciables.

3.2 Descripción de los modelos

Para determinar los días correspondientes a cada uno de los grupos dados por los modelos, se procedió de la siguiente manera:

- Se asumió como hipótesis que el valor de cada autovalor corresponde a la cantidad de días explicado por el modelo correspondiente y su inverso.
- Se graficaron los f_{1s} o "series de tiempo", para ver en qué medida el campo bórico de un día se ve representado por el modelo teórico del factor correspondiente. Subsecuentemente se procedió a trazar intervalos de confianza entre $1 \pm |x|$, tal que en ambos intervalos, se encuentre el número de casos señalado por el autovalor.

La tabla 2 muestra la distribución de los números de grupo según los días

DÍAS	1972	1973	1974	1975	1976	1977
1	3-15	1	1	10-14	1	1
2	5	1	1	4	1	1
3	3	1	1	4	1	1
4	4	3	1	5	1	1
5	4	3	1	1	1	1
6	5	1	1	1	1-4	1
7	7	1	1	4	3	1
8	11	4	1	1	3	1
9	1-7	5	1	1	3	1
10	1	1	1	1	1	8-13
11	1	1	1	3	1	8
12	5	5	1	1	1	8
13	1	2	1	4	1	10
14	1	3-16	1	5	1	10-13
15	3	2	1	5-16	1	3-5
16	1	3	1	3	1	7
17	1	3	1	1	1	11
18	1	3-6	1	1	1	6-13
19	9	6	1	1	1	6
20	9	3	3	1	1	8-10
21	1	10	3	1	1	8-13
22	1	7	3	1	1	4
23	1	1	3	1	1	5
24	1	1	1	3-5	1	4
25	1	1	1-10	3-7	1	4
26	1	1	1	6	1	4-12
27	4	1	1	1	1	12
28	14	1	1	4	1	4-8-16
29	14	1	1	1	3	5
30	8	9	1	1	3	10
31	8	1	1	1-10	3	1

Tabla 2: Distribución de los números de grupos según los días

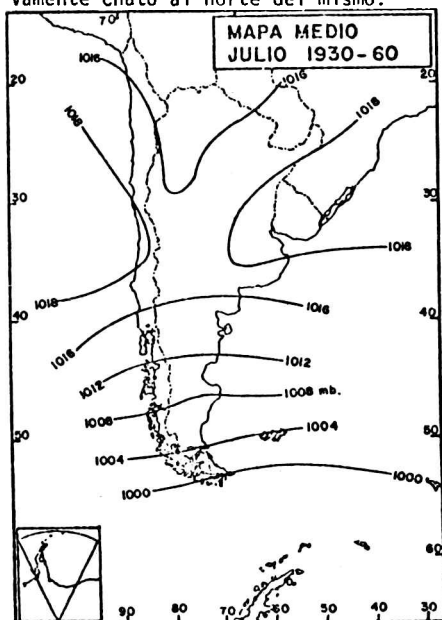
62 TIPIFICACION DE LOS CAMPOS BARICOS...

del mes estudiado. Se puede ver que quedaron inicialmente no agrupados 17 de los 186 casos, o sea el 9.13%.

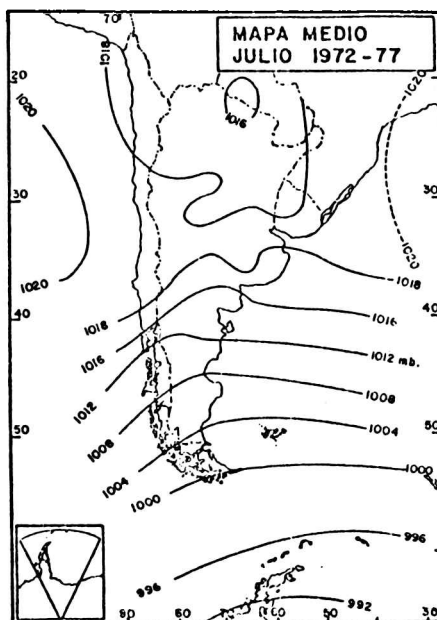
Los días reagrupados son aquellos que por no haber caído en ninguna franja de confianza son nuevamente analizados. Estos se colocaron en el grupo cuyo prototipo mejor los explicó. Para ellos se tuvo en cuenta la configuración bárica y el valor de los f_{1s} . En total fueron 17 días reagrupados y figuran con un subrayado en la Tabla 2.

3.2.1. Modelo 1 (Mapa 4 correspondiente al 1er factor). Acumula el 54.9% de la varianza.

Se caracteriza por un flujo zonal al sur del paralelo 40S y un campo relativamente chato al norte del mismo.



Mapa 2



Mapa 3

Grupo 1: formado por los días cuyos f_{1s} son negativos para el factor 1 (Fig. 1) en el intervalo de confianza de -1.0 a -0.8. Este caso correspondió al flujo zonal del oeste, y altas presiones al norte del paralelo 40S con respecto a los valores de presión al sur del paralelo 50S. Este prototipo tiene similitud con el mapa medio de julio, dado por J. Hoffmann para el período 1930-1960 (mapa 2), y una asimilación perfecta con el mapa medio para el período 1972-1977 (mapa 3). En este grupo quedaron incluidos dos casos, el que al norte del paralelo 40S tiene un anticiclón, como por ejemplo los días 3-7-1972 y 1-7-1976; el otro en el que se encuentra una baja presión relativa como la del día 14-7-1972.

Grupo 2: formado por los días cuyos f_{1s} son positivos para el factor 1

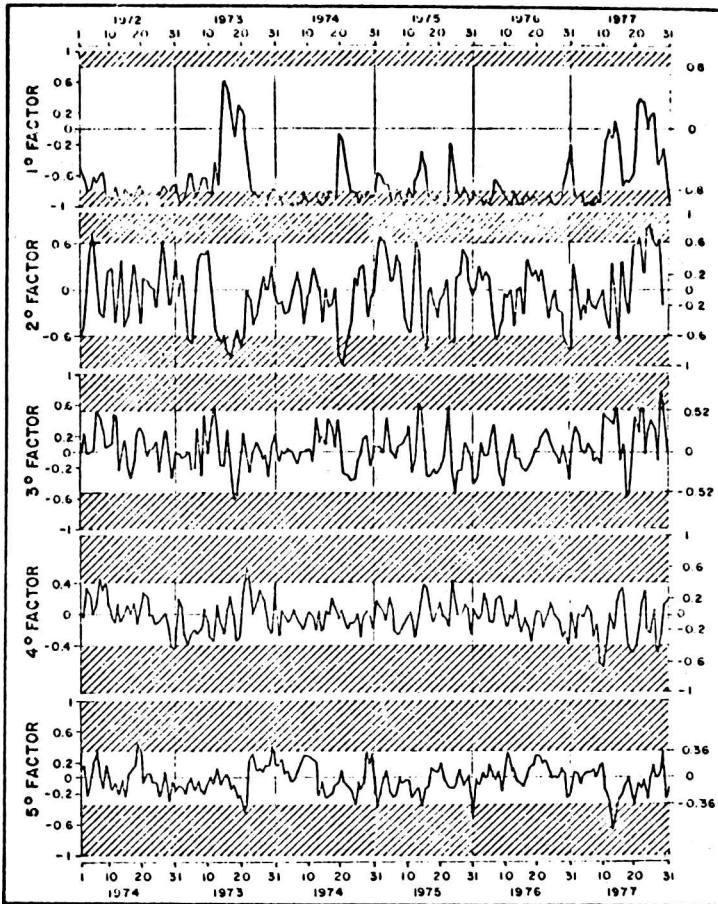


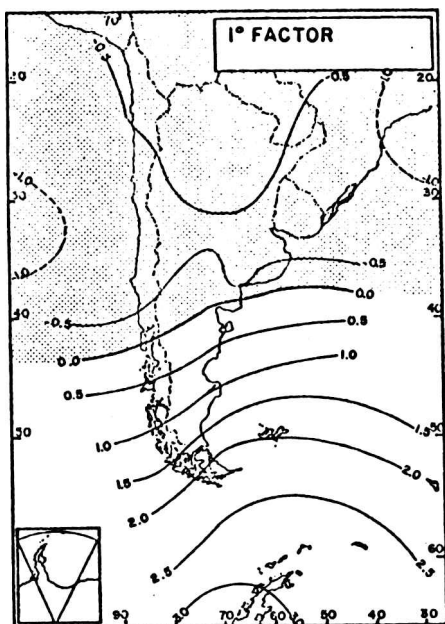
Fig. 1: Series de tiempo de los factor loadings para los factores 1ª a 5º

4, 8 y 16, éste es el 28.7.77. La situación sinóptica que mejor se asimiló es la correspondiente al día 25.7.77.

3.2.3 Modelo 3 (Mapa 6 correspondiente al 3er factor). Acumula el 6.8% de la va rianza y el intervalo de confianza fue tomado entre $|0.52|$ y $|1|$.

Representa a un sistema con dos centros cerrados que influyen el NE argentino, la costa E. del continente y Malvinas. Se suma a esto, una circulación meridional intensa en la parte occidental del área de estudio, y un débil gradiente al sur del paralelo 55°.

Grupo 5: formado por los días para los cuales los f_5 del tercer factor fueron positivos (Fig. 1). Aquí el sistema del NE argentino y Malvinas es de bajas pre siones.



Mapa 4

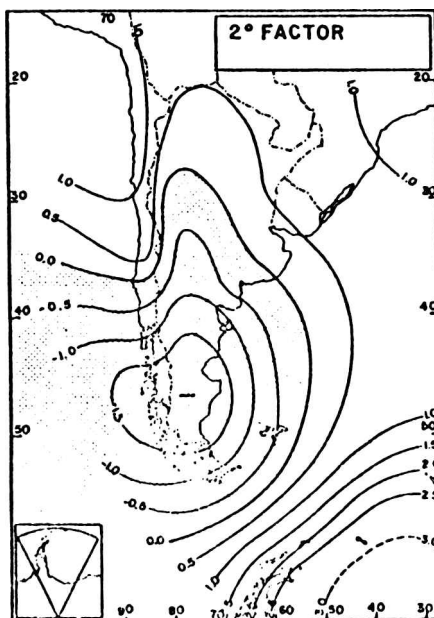
no.

Grupo 3: formado por los días cuyos fl_s son negativos para el factor 2 (Fig. 1). Es el caso de una alta presión entrando por el sur de la Patagonia. Los días explicados por este prototipo fueron 14, 6 días por la combinación de este modelo con otro, y 6 más los reagrupados. El día 21.7.74 resultó totalmente asimilable a este modelo teórico.

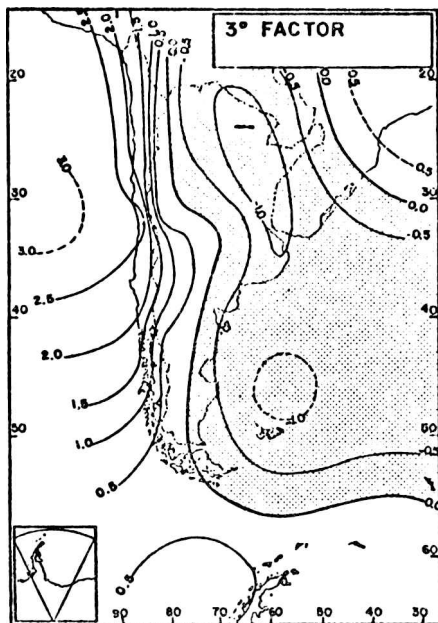
Grupo 4: formado por los días cuyos fl_s del factor 2 fueron positivos (Fig. 1). Corresponde a un centro de baja presión en la Patagonia. Los días explicados por este prototipo son 8, otros 2 días por la combinación con un modelo distinto. Un único caso dentro de esta muestra necesitó de la combinación de los prototipos

(Fig.1). En este caso el flujo zonal es del este y hay bajas presiones relativas, al norte del paralelo 40S con respecto al sur del paralelo 50S. Ningún día cayó en el intervalo de confianza 0.8 a 1.0, pero el día 15.7.73 tuvo el valor máximo de fl_1 , y a su vez no se encontró dentro de la franja de confianza correspondiente a ninguno de los otros modelos. Se asimila muy bien a éste, por lo tanto se lo agrupó aquí. Se podría decir que sólo un día presentó la situación inversa al campo medio.

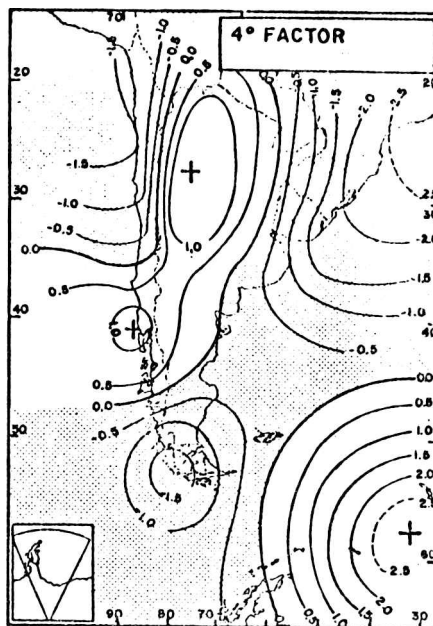
3.2.2 Modelo 2 (Mapa 5, correspondiente al factor 2). Acumula el 14.98% de la varianza y el intervalo de confianza utilizado fue [1.0] a [0.6]. Representa a un centro cerrado que abarca el extremo sur de la Patagonia y Chile, su influencia se extiende hasta el norte argenti-



Mapa 5



Mapa 6



Mapa 7

Este prototipo explica 5 días de la muestra (Tabla 2), dos días que resultaron ser explicados por otro modelo combinado con este y cuatro días que fueron reagrupados.

Los días 23.7.77 y 29.7.79 son los que mejor se asimilaron al prototipo de este grupo.

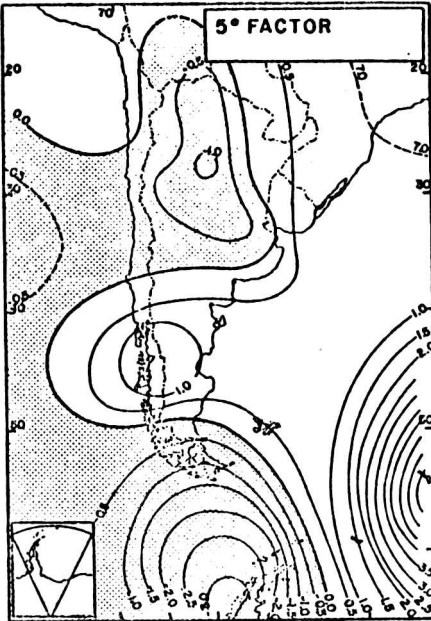
Grupo 6: los casos son determinados por los fl_s negativos del 3er factor (Fig. 1). Aquí el sistema del NE y Malvinas es de altas presiones. Tres días fueron explicados por este prototipo y dos días por la combinación con otro.

3.2.4 Modelo 4 (Mapa 7 correspondiente al 4to factor). Acumula el 4.35% de la varianza y el intervalo de confianza utilizado fue $\{0.4\}a\{0.1\}$

El modelo está formado por un sistema compuesto de:

- una zona orientada desde Punta Arenas hasta el este de la costa de Brasil, con centros en los extremos
- un centro cerrado de signo opuesto al anterior, que afecta el SE del área de estudio, y otros dos centros, uno al este de Puerto Montt y otro abarcando todo el norte argentino,
- un centro al NO del área de estudio del mismo signo que la zona Brasil - Punta Arenas.

Grupo 7: formado por los días de fl_s del 4to factor positivos (Fig.1). En este prototipo las altas presiones abarcan el norte y centro del país hasta Puer-



Mapa 8

país sobre el paralelo 35S, a la cual se suma un posible centro al oeste de la isla Juan Fernández, más otro sistema de gran magnitud que afecta el extremo sur de la Patagonia y la Antártida. Además el modelo contiene otra área de signo contrario con un centro al oeste de Comodoro Rivadavia, una zona con mucho gradiente entre Orcasadas y Georgias.

Grupo 9: formado por los días con fl_s del 5to factor positivos (Fig.1). Este es el caso en que el norte del país y Antártida tienen bajas presiones. Son tres los días pertenecientes a este grupo (Tabla 2).

Grupo 10: formado por los días con fl_s del 5to factor negativos (Fig.1). En este modelo las presiones al norte

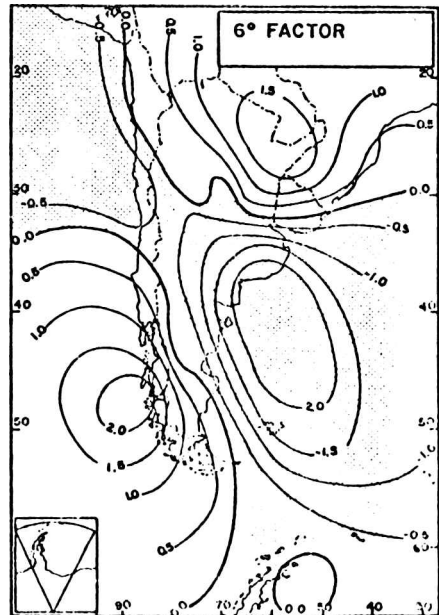
to Montt. Este modelo explica dos días, una combinación con otro modelo explica otros dos, y sólo un día fue reagrupado (Tabla 2).

Grupo 8: formado por los días de fl_s del 4to factor negativos para la serie de tiempo (Fig.1). Aquí hay bajas presiones en el centro del país y Puerto Montt.

Este modelo explicó cuatro días, otros tres días lo fueron por una combinación con el grupo 13, y el 28.7.77 necesitó tres modelos para ser explicado.

3.2.5. Modelo 5 (Mapa 8, 5to factor) Acumula el 3.56% de la varianza, los límites de la franja de confianza fueron $|0.36|$ y $|1.0|$.

El campo consta de dos áreas de distinto signo entre sí. Una definida por un centro que abarca todo el norte del



Mapa 9

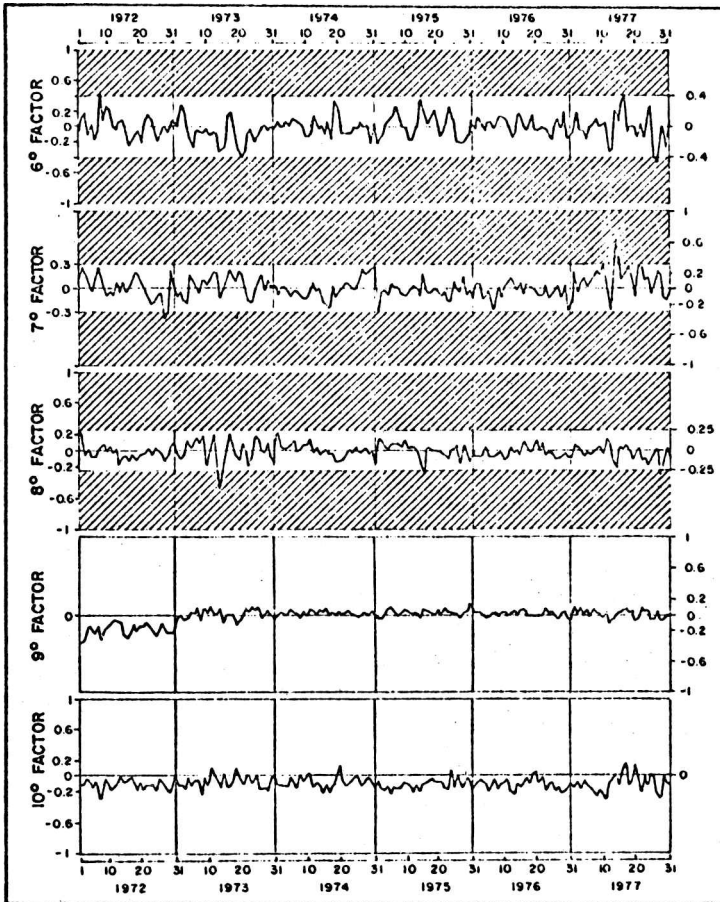


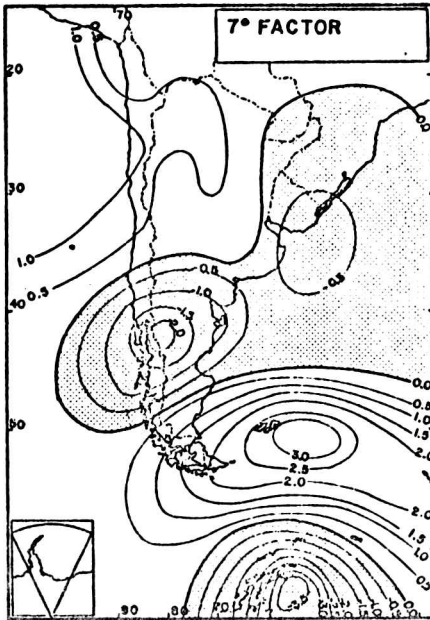
Fig. 2: Series de tiempo de los factor loadings para los factores 6° a 10°

del país y Antártida son altas. Dos días cayeron dentro de la franja de confianza y son explicados sólo por este modelo, cinco días por una combinación con otro y un día fue reagrupado (Tabla 2).

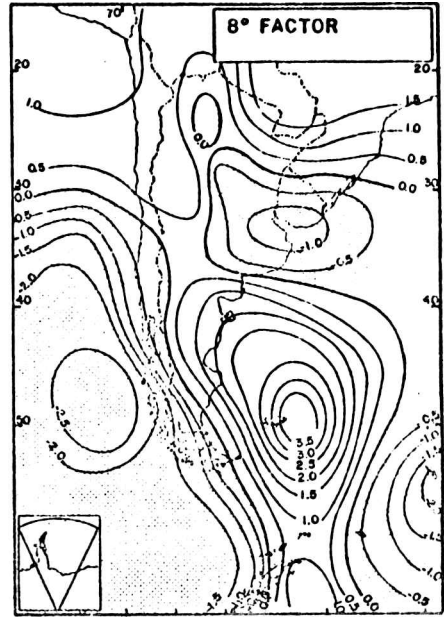
3.2.6 Modelo 6 (Mapa 9, 6to factor). Acumula el 2.31% de la varianza y el intervalo de confianza se eligió entre $|0.4|$ y $|1|$ (Fig.2, 6to factor).

Se compone de un área formada por dos grandes sistemas, uno al NE de la zona de estudio y otro al SO, sumándoseles un pequeño centro cerrado en el NE de la Antártida. Existe también una zona de distinto signo, cuya dirección es NO-SE, con un centro cerrado entre Malvinas y Buenos Aires.

Grupo 11: $(f)_s$ positivos del 6to factor, Fig. 2). Aquí la zona NO-SE es de bajas presiones. Sólo dos casos se explicaron por este modelo (Tabla 2).



Mapa 10



Mapa 11

Grupo 12: (f_{1s} negativos del 6to factor, Fig. 2). La zona NO-SE es de altas presiones. Sólo el día 27.7.77 fue explicado por este modelo y el día 26.7.77 por la combinación con el prototipo del grupo 4.

Modelo 7: (Mapa 10, 7mo factor), acumula el 2,06% de la varianza y la franja de confianza resultó limitada por $|10.4|$ y $|1|$ (Fig. 2, 7mo factor).

El séptimo modelo consiste en una zona con dos centros cerrados, uno en Patagonia y otro al sur de Uruguay, del mismo signo que el centro situado en Antártida. Otra zona de signo contrario en el NO del área de estudio, y un centro cerrado que afecta Tierra del Fuego, Malvinas y Georgias.

Grupo 13: formado por los días de f_{1s} del 7mo factor negativos (Fig. 2).

El norte de Patagonia, Buenos Aires, sur de Brasil y Uruguay tiene altas presiones. Ningún día es explicado en forma total por este modelo y cuatro días son explicados por la combinación con otro modelo.

Grupo 14: (f_{1s} del 7mo factor positivos, Fig. 2).

Aquí el norte de Patagonia, Buenos Aires, sur de Brasil y Uruguay tienen bajas presiones. Dos días son explicados por este modelo y el 1.7.77 es una combinación con el prototipo del grupo 10.

Modelo 8: (Mapa 11, 8vo factor), acumula el 1.00% de la varianza y los límites de confianza encontrados fueron $|0.208|$ y $|1|$ (Fig. 2, 8vo factor).

Consiste en un flujo zonal al norte del paralelo 30S, del mismo signo que un

centro cerrado en el Atlántico Sur que afecta Antártida, Malvinas y costa E de Patagonia. Además contiene otras áreas de signo distinto las cuales son: un centro cerrado sobre Rfo de la Plata, otro que afecta el centro y sur de Chile y un tercero en las Islas Georgias.

El modelo y su inverso no representaron ningún día de la muestra.

Grupo 15: (fl_s positivos del 8vo factor, Fig. 2).

Está caracterizado por un centro de baja presión sobre el Rfo de la Plata. El día 1.7.72 fue explicado por una combinación con el prototipo del grupo 3.

Grupo 16: (fl_s negativos del 8vo factor, Fig. 2).

El centro sobre el Rfo de la Plata es de altas presiones. Los días 14.7.73 y 15.5.75 se explican por combinaciones con otro modelo, y el 28.7.77 por combinación con otros dos modelos.

4. CONCLUSIONES

En principio los valores, pertenecientes a la zona de aceptación definida como la franja de confianza de los fl_s , permiten determinar la aceptación de un campo (de un día) al grupo del correspondiente prototipo. La franja de confianza conviene determinarla de manera tal que el intervalo $|1|a|x|$ contenga un número de casos igual al autovalor redondeado. Una medida cuantitativa de la "proporción" en que un prototipo de un factor explica un campo, está dado por la relación entre el factor correspondiente a esa fecha y $|1|$. Asimismo, es posible inferir que cuando el fl del día es igual o poco menor que el mínimo de la franja de confianza, el modelo teórico correspondiente representará las características generales del campo de la fecha, pero surgirán algunas discrepancias.

Se verificó que para explicar 17 campos fue necesario una combinación de dos modelos. Esta singularidad estuvo asociada a que los campos de esos días tuvieron fl_s situados dentro de la franja de confianza para dos factores distintos.

De acuerdo a la metodología seguida, el día 28.7.77 fue asimilable a tres grupos. Se infirió que la explicación del campo correspondiente está dada por una combinación de los tres prototipos respectivos.

Existieron 17 días para los cuales sus fl_s estuvieron en la zona de rechazo (fuera de las franjas de confianza) para todos los factores. Se reagruparon teniendo en cuenta la configuración de los mapas y su similitud con los prototipos, aunque significase la introducción de elementos de análisis subjetivo dentro del método.

De lo anterior se concluye que aunque las variaciones de una situación sinóptica a otra no se producen a "saltos" de tipos independientes, sino como un continuo, las CPs no rotadas calculadas para los días de julio de 1972 - 1988, anuparon

tipos bien definidos, a pesar de las pocas situaciones ambiguas. La solución que brindaron en este caso las CPs no-rotadas tendieron a configurar una matriz del tipo "estructura-simple". En otras palabras, si un día tuvo un valor grande de f_1 en módulo para un factor, el valor de los f_5 para los otros factores tendieron a ser pequeños.

A partir del valor de los autovalores se construyeron 16 grupos surgidos de 8 modelos teóricos y sus inversos. El prototipo que más varianza acumuló fue el correspondiente al campo medio. El siguiente en orden de frecuencia de casos y varianza fue el anticiclón entrando por la Patagonia en primer lugar y su inverso (baja) en segundo lugar. El tercero en el orden señalado fue un anticiclón en el Pacífico, costa de Chile, con bajas presiones en el NE argentino y Malvinas.

Agradecimientos: se agradece especialmente a M.B. Richman su valiosa colaboración, a L. Fornero la confección de los programas que fueron necesarios para realizar este trabajo, a E. Lichtenstein y D. Barrera sus sugerencias y comentarios.

BIBLIOGRAFIA

- Compagnucci, Fornero y Vargas, 1984: Algunos métodos estadísticos para tipificación de situaciones sinópticas: discusión metodológica; presentado en 13a. Reunión Cient.Arg. de Geof.y Geod., Bariloche (en prensa).
- Kaiser, 1959: The application of electronic computers to factor analysis; Sym. on the application of computers to psychological problems; Am.Psy.Ass.
- Richman, M.B., 1981: Obliquely rotated principal components: an improved meteorological map typing technique?; J.of Ap.Met., 20. 1145-1159.
- Tucker, L, 1971: Relations of factor score. Estimals to their use; Psychometrike, vol.36, 4, 427-436.
- Vargas y Compagnucci, 1982: Factibilidad de análisis de campos de presión en América del Sur, mediante el uso de autovectores y autovalores; presentado en CONGREGMET IV, sept. Bs.As., en prensa, vol.XIV, 1 y 2 de Meteorológica.
- _____, 1983a: Methodological aspects of principal component analysis in meteorological fields; Proc.II Int.Meeting on Statistical Climatology, Lisboa, sept. 26-30, Inst.Nac. de Meteorologia e Geofisica, pp.5.3.1.-9.
- _____, 1983b: Tipificación de campos de presión usando autovalores y autovectores; Preprints First Int. Conf.on Southern Hemisphere Meteorology, Sao Jose dos Campos, Brazil, July 30-August 6, Am. Met. As., pp.206-209.

REGIONALIZACION DEL CAMPO DE PRESION DEL MES DE JULIO,
PARA LA PARTE AUSTRAL DE SUDAMERICA

Rosa Hilda Compagnucci
Instituto Argentino de Nivología y Glaciología
Conicet, Mendoza

Walter Mario Vargas
Departamento de Meteorología - F.C.E.y N.- UBA
Conicet, Buenos Aires

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es encontrar posibles áreas donde las variaciones de presión de superficie tengan patrones similares. El término "regionalizar" es tomado como la acción de hallar zonas a las que es posible asociar inferencias sinópticas que explican su comportamiento.

Los resultados se obtuvieron aplicando diversos métodos de división o clasificación a una muestra de campos de presión de julio para el período 1972-1977. Se utilizaron los métodos de McQuitty, Lund y componentes principales, aplicados a una matriz de entrada del modo-S. Siete áreas quedaron definidas a partir de la aplicación de los dos últimos métodos. Las mismas fueron analizadas.

Este trabajo, junto con otros estudios de tipificación efectuados por los autores, están enmarcados dentro de una climatología sinóptica objetiva del cono sur de Sudamérica.

ABSTRACT

This paper shows a method to find possible areas where the surface pressure variations have similar patterns. The term "regionalize" is used for finding areas to which synoptic events are associated, that explain their behaviour.

The results were obtained through several cluster methods applied to a set of pressure fields for July during the 1972-1977 period. The methods of McQuitty, Lund and principal components were applied to an input matrix of the S-mode, therefore defining seven areas which were analyzed.

This paper, together with other typification of synoptic situations carried out by the same authors, constitutes an approach towards an objective climatology of the southern part of South America.

INTRODUCCION

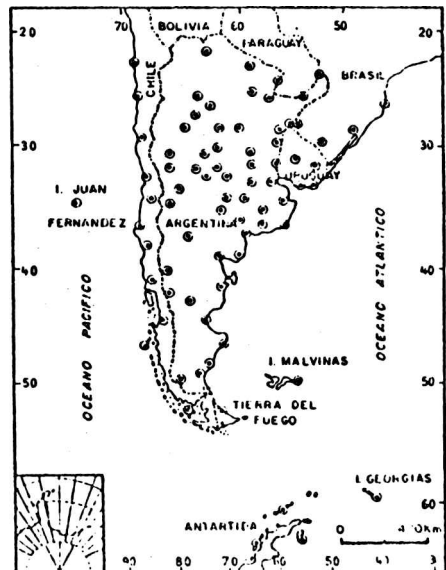
El objetivo de este trabajo es encontrar las áreas con similar comportamiento, frente a las variaciones de presión de superficie, durante el mes de julio. Esto se realiza a una matriz de entrada del modo-S, mediante la aplicación de técnicas de clasificación. De esta manera se intenta delimitar regiones homogéneas dentro de la zona del cono sur de Sudamérica, utilizando métodos objetivos. Estos resultados se complementan con los obtenidos en la tipificación de situaciones sinópticas de ese período, realizada por Compagnucci y Vargas (1984), a partir del empleo de una matriz de entrada del modo-T. Por otra parte se trata de comparar los resultados de la zonalización con los que se obtienen de otras metodologías utilizadas para discriminación.

DATOS Y METODOLOGIA

Se utilizó una matriz de datos compuesta por los valores de presión de superficie en 81 estaciones de la parte sur de Sudamérica y Antártida, para los 186 días del mes de julio de 1972-1977. Los datos se obtuvieron de los mapas básicos de 12z del Servicio Meteorológico Nacional. El mapa 1 muestra la ubicación de las estaciones.

La matriz de asociación utilizada para la aplicación de los métodos de clasificación es una matriz de correlación del modo-S en donde se consideran como variables las 81 estaciones y como observaciones los valores de presión de los 186 días, resultando una matriz de 81x81 donde cada correlación se realiza sobre 186 pares de datos. Asimismo, se aplicaron los métodos de Lund I.A. (1963) análisis de correlación; Mc Quitty L. (1957) análisis de linkage o encadenamiento simple y el análisis por componentes principales no rotadas (CPs); con el propósito de comparar los resultados. Estos métodos están descritos en Compagnucci, Fornero y Vargas (1984), donde se realiza la discusión sobre cada uno de ellos

y su aplicabilidad en distintos problemas de climatología-sinóptica. Allí se señala que Lund y Mc Quitty permiten hacer una regionalización mejor definida, mientras que CPs aportan por su parte una información más detallada de la relación de las distintas áreas entre sí.



Mapa 1: Enrejado

RESULTADOS

En el mapa 3 se observa la zonalización a partir de la aplicación del método de McQuitty. Aquí el área de estudio aparece dividida en 19 regiones, mientras que el mapa 2 es el correspondiente a la zonalización obtenida por medio del método de Lund, con un nivel de tolerancia de 0.7. El área está dividida en 7 zonas, cuyo orden en la numeración (de 1 a 7) corresponde a un porcentaje de mayor a menor, de estaciones incluidas en el grupo.

En el gráfico 1 se puede ver el diagrama de LEV (Valor de los autovalores versus el orden de los mismos) donde es claro que sólo las primeras siete CPs, que acumulan el 92,88% de la varianza, son significativas y partir de la octava sólo representan ruido. Se obtiene el mismo resultado a partir del test de Kaiser. Estos resultados son coincidentes con los que se obtienen a partir de aplicar la metodología de Lund. En cambio, al aplicar McQuitty se obtiene una sobre-clasificación dando un poco más del doble de grupos.

Los modelos de zonalización dados por el análisis de CPs y que se obtienen a partir de los factor score, se muestran en los mapas 4 al 9. Se pueden comparar estos resultados con los obtenidos al aplicar el método de Lund y de ese modo hacer un análisis de las áreas dadas por ambos procedimientos.

El primer modelo, mapa 3, muestra una única área positiva sobre la zona central de la Argentina. El porcentaje de varianza explicado con este modelo es de 56.59%, mientras que en el área 1 dada por el método de Lund, mapa 2, se encuentran 40 estaciones o sea un 49.38% del total, y coinciden en ubicación. Es posible ver que para este modelo el área que más difiere de la zona central del país es la parte norte de Chile, pues entre las dos áreas mencionadas es en donde se encuentra el mayor gradiente. El menor gradiente se da en la Patagonia. Esto representaría la zona más continental del área estudiada, en donde es menor el efecto de las anticiclones semipermanentes del Atlántico y Pacífico.

Según el método de McQuitty, esta área aparece dividida en varias partes, casi todas de forma alargada, paralelas a la Cordillera de Los Andes o al cordón montañoso de Córdoba y San Luis. Puede inferirse que esta clasificación muestra el efecto de oeste a este, que introduce la cordillera al perturbar la propagación normal de las ondas sobre la parte continental. Por otra parte la cordillera, que es mucho más alta (promedio de 5000 a 6000 m) al norte del paralelo 32° Sur, "forma" el límite entre las áreas 1 y 5 de Lund, pudiendo ser esto la manifestación de la marcada diferencia entre lo que pasa a barlovento y sotavento de la misma.

El segundo modelo teórico, que se ve en Mapa 5, presenta un área positiva al sur de Brasil y un área negativa centrada en el sur de la Patagonia, pudiendo corresponder esta última al área 2, según Lund. Se debe tener en cuenta que los

signos de las áreas no significan aumento o disminución, sino tan sólo una relación relativa de una respecto de otra, siendo por lo tanto igualmente válido decir que el área de la Patagonia es positiva mientras que la del sur del Brasil es negativa.

El porcentaje de varianza explicado por este modelo es de 15,57% y muestra un marcado gradiente entre Brasil y la Patagonia, lo que daría una relación opuesta de las variaciones de presión de superficie.

Las áreas 3, 17, 7 y 11, obtenidas según la aplicación de McQuitty (mapa 3) suman una zona similar al área 2 dada por Lund o a la del máximo negativo del segundo modelo por componentes principales. Las mismas abarcan la Patagonia, el sur de Chile, Tierra del Fuego e Islas Malvinas. Esto podría representar la zona de influencia de los oestes, ya que la Cordillera de Los Andes, al ser más baja en esas regiones, no es un impedimento que perturbe el flujo. De otra forma, se observa claramente que en ninguna de las tres clasificaciones se advierte diferencia entre sotavento y barlovento. Por su parte, McQuitty presenta una subclasificación de norte a sur en esta área.

El tercer modelo, que se presenta en el Mapa 6, explica el 8.77% de la varianza. Tiene un centro positivo que abarca el centro de Chile; corresponde al área 3 obtenida en Lund, comprendiendo 6 estaciones o sea el 7.40% del total. El área 1, según McQuitty, se corresponde aproximadamente con ésta. De acuerdo con este modelo teórico, las variaciones en el centro de Chile serían de signo opuesto a las que ocurren en el sur de la Patagonia y costa sur de Brasil y Uruguay. En esta zona, de acuerdo a la experiencia sinóptica, se estacionan las bajas presiones pertenecientes a un sistema de Bjerknes y también por ella suele penetrar un anticiclón post-frontal, que produce una mejoría momentánea del tiempo en la parte norte de la provincia de Mendoza. Este proceso ha sido descrito por Norte (1984) y se correspondería con el área de oscilación, sobre el continente, del límite inferior del anticiclón semi-permanente del Pacífico Sur.

Minetti (1982) la denomina área climato-sensible, por haber encontrado que es allí donde los parámetros meteorológicos tienen mayor variación, mostrando fluctuaciones más marcadas.

El cuarto modelo, que figura en el Mapa 7 y explica el 4.11% de la varianza, presenta un centro positivo en la Antártida e Isla Orcada, que corresponde exactamente al área 4 de Lund y a la 13 según McQuitty. En estos casos, está definida por 4 estaciones, es decir el 4.93% del total. En el modelo se puede ver que las variaciones de presión en esta zona son del mismo signo que las del norte del país, para ese porcentaje de varianza, y de distinto signo que las de un imaginario eje Sudoeste-Noreste. Esta área correspondería al tipo Antártico.

El quinto modelo, que se presenta en el mapa 8, explica el 3.64% de la varianza. Tiene un centro en el norte de Chile, que corresponde al área 5 de Lund y a la 14 de McQuitty. En estos dos últimos casos son 4 las estaciones comprendidas que dan un 4.93% del total.

Según este modelo, las variaciones en la parte norte de Chile son del mismo signo que las que se producen en el sur de Brasil y opuestas a las del centro de Argentina y parte sur de Chile. Tanto este modelo como el primero marcan la gran diferencia entre barlovento y sotavento de cordillera.

El sexto modelo, que explica el 2.5% de la varianza, Mapa 9, presenta una configuración más atomizada que las anteriores; tiene un núcleo negativo en la parte sur de Brasil, coincidente con el área 6 de Lund y con la formada por la 2 y 4 de McQuitty. El área 6 de Lund está formada por 6 estaciones, o sea el 7.4% de la varianza, y en este caso es mayor que el porcentaje de varianza explicado en el modelo teórico. Es interesante notar que el límite entre las áreas 1 y 6 según Lund corresponde aproximadamente a la zona donde se estacionan los frentes que causan perturbaciones sinópticas, que el área 6 correspondería a la parte con mayores características del clima subtropical dentro del área estudiada, y que se ve más fuertemente afectada por el anticiclón semipermanente del Atlántico Sur.

El séptimo modelo, que explica el 1.68% de la varianza, Mapa 10, muestra un núcleo negativo en la Isla Georgia, que aparece además como un área diferenciada en las otras dos clasificaciones. Esto podría significar que allí la perturbación que provoca el continente sobre las ondas sinópticas ya no tienen influencia evidente.

CONCLUSIONES

El método de Lund y el análisis por componentes principales dan resultados muy similares al ser aplicados para zonalizar la parte sur de Sudamérica, frente a las fluctuaciones de la presión de superficie para el mes de julio. Esto no ocurrió en el caso de la tipificación de los campos de la misma muestra, ver Compagnucci y Vargas (1984) en donde se usó una matriz de entrada del modo-T. El método de McQuitty genera muchos más grupos, produciendo una sobre-clasificación.

De acuerdo a estos resultados podemos decir que el área estudiada se encuentra dividida en siete zonas homogéneas, definidas por la muestra de seis años, de fluctuación de la presión en superficie en el mes de julio.

Estas áreas consideradas en orden decreciente de acuerdo a la varianza explicada, son: 1) la parte más continental formada por el centro de la Argentina; 2) la zona bajo la influencia del flujo de los oestes, donde no se distingue diferencia entre sotavento y barlovento de la cordillera; 3) el área central de

Chile, correspondiente a la zona de oscilación del límite inferior del Anticiclón semipermanente del Pacífico Sur; 4) el tipo Antártico; 5) la parte norte de Chile, afectada por el anticiclón semipermanente del Pacífico Sur; 6) el área sur de Brasil y Misiones, que están directamente bajo la influencia del anticiclón semipermanente del Atlántico Sur; 7) el área representada por Isla Georgia, donde ya no tiene influencia la perturbación que introduce el continente en la propagación de las ondas sinópticas.

El primer factor score es perfectamente asimilable al gráfico de los valores medios diarios de presión en el área de estudio, figura 1. Se puede ver allí que los años 1972 y 1977 son los que presentaron menores valores medios mensuales, así como también una menor dispersión; 1973 fue el año de mayor promedio mensual.

Agradecimientos

Se agradece la colaboración de L. Fornero, U.N.C., en la confección de los programas de computación, al Dr. Richman, Univ. de Illinois, y a E. Lichtenstein, Univ. de Buenos Aires, por sus valiosos comentarios y sugerencias.

BIBLIOGRAFIA

- Compagnucci y Vargas, 1984: Tipificación de los campos b́aricos de superficie para julio 1972 a 1977. Análisis por componentes principales no rotadas; 13a. Reunión Cient. de la Asoc. Arg. de Geof. y Geod., Bariloche, 1984.
- Compagnucci, Fornero y Vargas, 1984: Algunos métodos para tipificación de situaciones sinópticas: discusión metodológica; 13a. Reunión Cient. de la Asoc. Arg. de Geof. y Geod., Bariloche, 1984.
- Lund, I.A., 1963: Map-pattern classification by statistical methods; Journ. of Applied Met. 2, 56-65.
- McQuitty, L., 1957: Elementary linkage analysis for orthogonal and oblique types and typal relevancies; Educ. Psychol. Measurement, 17, 207-229.
- Minetti y otros, 1982: La actividad anticiclónica y las precipitaciones en Chile y en la zona cordillerana central andina, Instituto Panam. de Geog. e Historia, Geofísica 16, 145-157.
- Norte, F., 1984: Relación entre el "zona térmico" y una "pausa" en las situaciones sinópticas que producen nieve desde Cordillera hasta el llano de la provincia de Mendoza, Argentina; Proc. del III Cong. Bras. de Meteor., diciembre 7-14, 1984, Belo-Horizonte, Brasil.

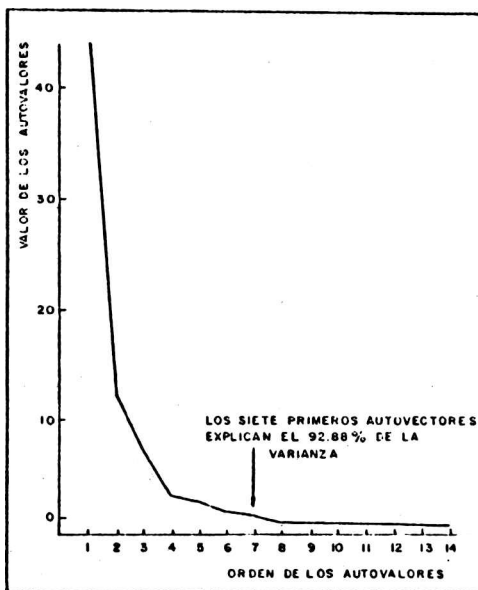
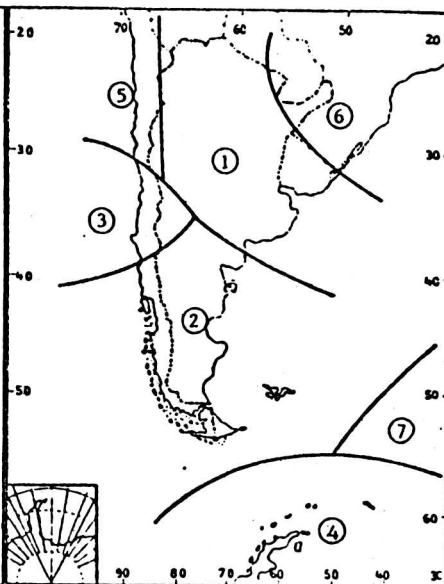
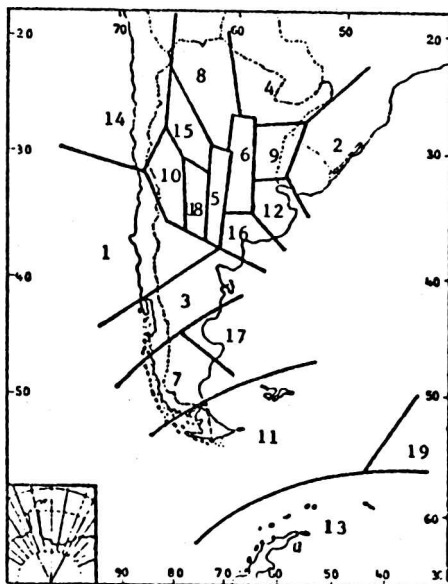


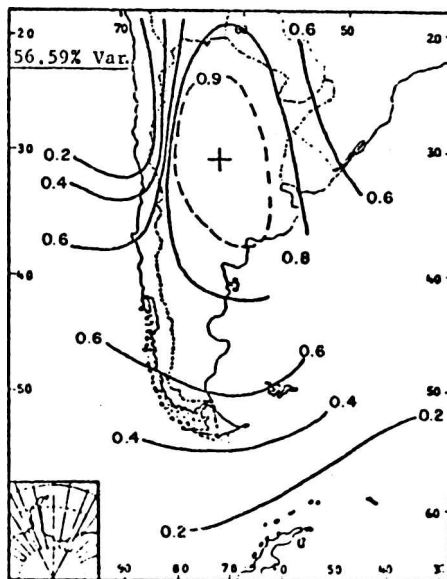
Gráfico 1: Diagrama de L.E.V



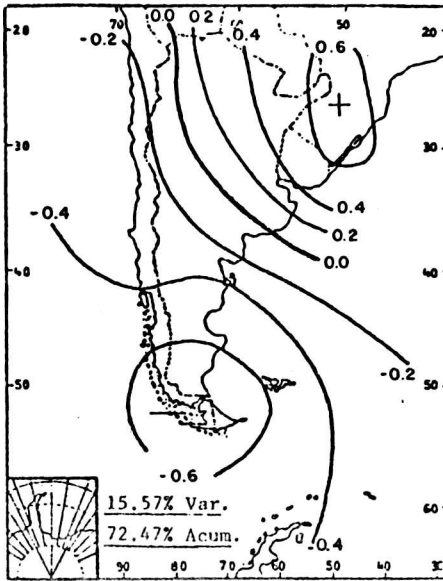
Mapa 2: Método de LUND



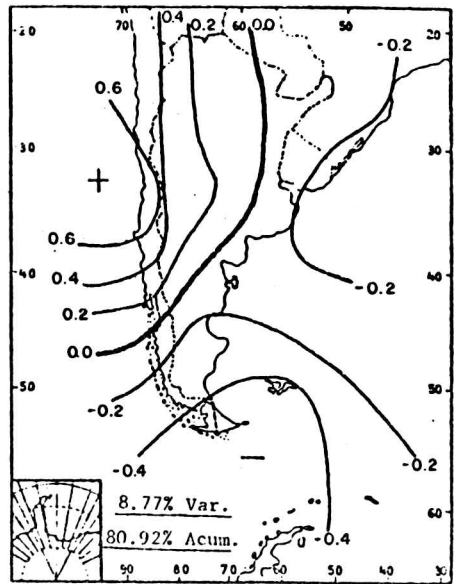
Mapa 3: Método de McQUITTY



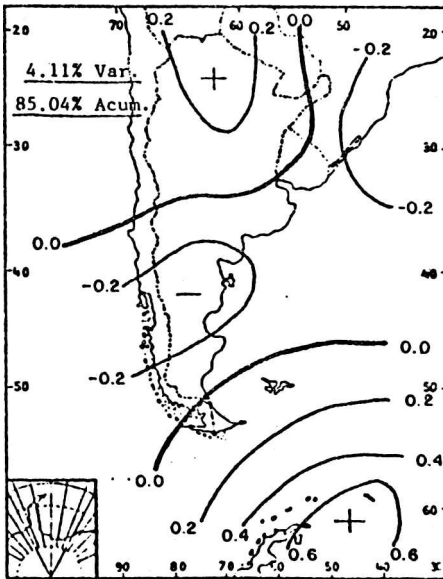
Mapa 4: Primer factor



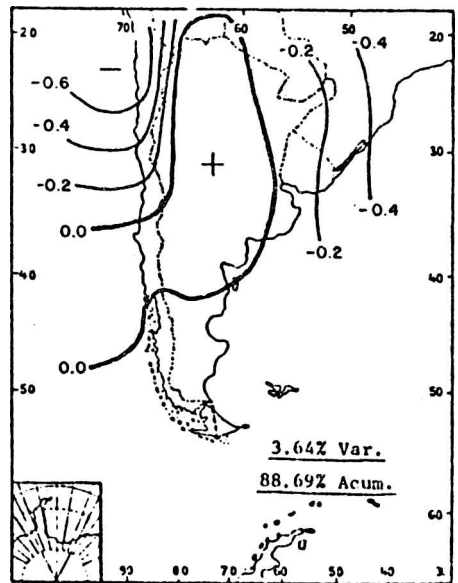
Mapa 5: Segundo factor



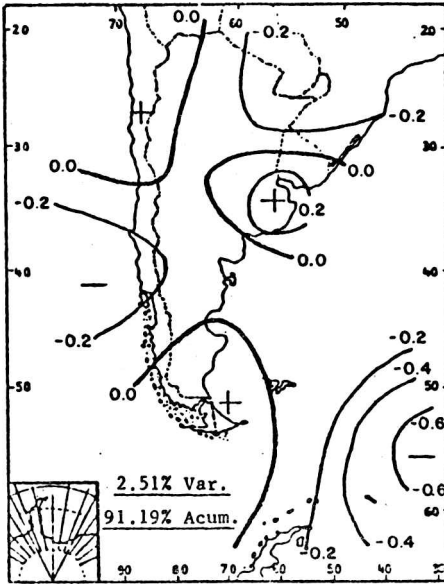
Mapa 6: Tercer factor



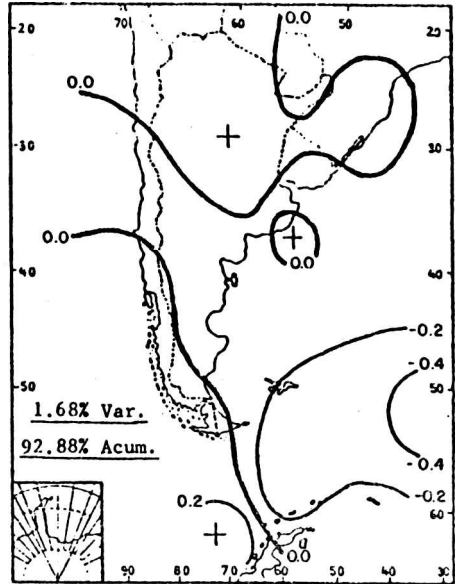
Mapa 7: Cuarto factor



Mapa 8: Quinto factor



Mapa 9: Sexto factor



Mapa 10: Septimo factor

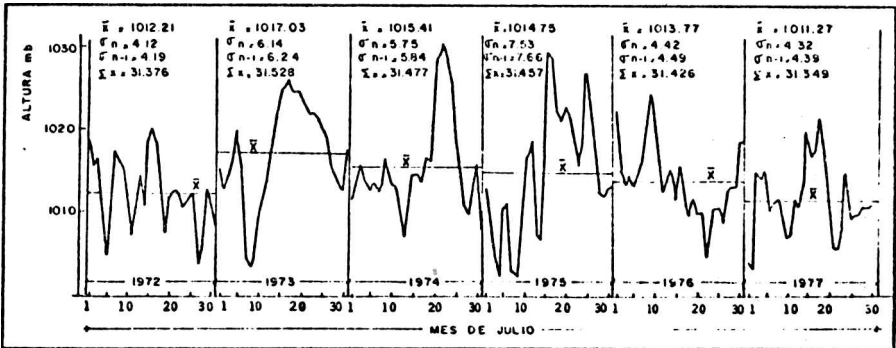


Fig. 1: Presión media diaria para la parte austral de Sudamérica, del mes de julio de los años 1972 - 1973 - 1974 - 1975 - 1976 - 1977.

RELACIONES DEL REGIMEN DE PRECIPITACION ENTRE SANTIAGO DE CHILE
Y LAS SERIES DE LA REGION CORDILLERANA

Walter Mario Vargas

Departamento de Meteorología - F.C.E.y N.- UBA

Conicet, Buenos Aires

Rosa Hilda Compagnucci

Instituto Argentino de Nivología y Glaciología

Conicet, Mendoza

RESUMEN

Se buscó precisar los alcances del régimen de precipitación en la región cordillerana cuando se toma como referencia la serie de Santiago de Chile. La determinación de la coherencia espacial se realizó a partir de los totales invernales en las estaciones de sotavento y barlovento. La coherencia temporal se analizó también a nivel mensual. Los resultados señalan que si se tienen en cuenta los totales invernales, el paralelo 40°S correspondería aproximadamente al límite sur de la representatividad de Santiago, mientras que las características propias de los regímenes puntuales tomados a nivel mensual pueden ser parcialmente explicados mediante la varianza en Santiago.

ABSTRACT

The limits of the rainfall distribution for the Andean region are defined based on the evidence of the time series of Santiago, Chile. Taking into account the winter precipitations (April-September) of the upwindward and downwindward stations, its spatial coherence was determined. The results show that when considering winter total amounts, the Santiago precipitation series are representative down to approximately the 40°S parallel, while the characteristics of the monthly precipitations for each network station can be partially explained by the variance of the precipitations in Santiago.

1. INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo es estimar las relaciones de la precipitación en tre puntos de la región cordillerana en los Andes Centrales, con el objeto de precisar el alcance de un diagnóstico regional. En otras palabras, si se analizan datos en puntos particulares se busca conocer en qué escalas temporales y regionales ellos representan a la región o parcialidades de la misma.

Santiago de Chile cuenta con el registro más extenso y homogéneo de la zona de estudio y tradicionalmente sus datos han sido tomados como base de análisis del área. Por lo mismo en este trabajo, es la estación que se toma como punto de referencia a través del cual, se trata de estimar las propiedades regionales. Se emplea el término región o área, aunque no se tienen definidos los límites de las mismas y éste es uno de los motivos del presente estudio.

La precipitación en el área de la cordillera de Los Andes ha merecido la atención de varios autores. El régimen general de la región definido por las estaciones de barlovento y sotavento de la cordillera fue estudiado por Ereño y Hoffmann (1978). En un análisis de la información de Santiago de Chile, Chos Malal, Puente del Inca, Córdoba y Bariloche, Hoffmann (1969) concluyó que las tres primeras estaciones presentan regímenes similares para los totales anuales de precipitación. Lamb (1972) correlacionó la precipitación anual en Santiago con la acumulación de nieve en la estación Byrd (Antártida), encontrando una relación inversa de -0.67 ± 0.10 , infiriendo que en los períodos secos en Santiago entre los años 1540 y 1950, las trayectorias de las bajas sub-Antárticas resultaron desviadas hacia el sur, aún en el invierno del Hemisferio Sur. Benitez (1973) realizó un análisis estadístico de la serie de precipitación de Santiago en la cual señala una disminución paulatina hasta el año 1970. El análisis de las variaciones aperiódicas de la precipitación para largos períodos realizado por Vargas (1973) permite observar ondas de cuasi períodos entre 2 y 3, 6 y 7, 11 y 13 años. La Marche (1975) realizó la extensión de la serie de Santiago a partir de la cronología de "El Asiento" dando valores decádicos desde 1010. Esta serie fue utilizada por Ereño y Hoffmann (1978), Corte y Espizúa (1981) con el fin de encontrar ciclos de gran período y visualizar tendencias generales. Caviedes (1974), Quinn y Neel (1982) encontraron una relación positiva entre la ocurrencia de "El Niño" y precipitaciones abundantes en Santiago y Valparaíso.

Lo anterior no agota la literatura sobre los aspectos de la precipitación en la región andina, ya que los que se mencionan sólo muestran una amplia gama de enfoques del tema.

Los resultados de este trabajo apuntan a los objetivos de diagnosticar períodos de máxima y mínima precipitación en Cordillera para estudiar en trabajos posteriores los mecanismos intervinientes, al relacionarlos con situaciones sinop-

ticas. Por ello es necesario contar con fenómenos regionales y no puntuales. Es to lleva a regionalizar las características de la serie puntual analizando el área, que podría ser climáticamente homogénea o tener sus mismas características matemáticas.

Los datos chilenos pertenecen a la revista CORFO (1971) y los datos argentinos fueron facilitados por el Servicio Meteorológico Nacional.

2. ANALISIS Y RESULTADOS

2.1 Estructural espacial de la función de correlación con Santiago de Chile

Con el fin de estimar la estructura espacial de interdependencia, se calcularon los coeficientes de correlación entre los totales invernales -abril a septiembre- de las estaciones señaladas con "x" en la Figura 1.

Como el número de pares de datos que fueron tenidos en cuenta para estimar la estructura espacial, no son iguales para todas las estaciones, se generó un coeficiente de correlación "corregido" a partir de calcular el cociente entre el coeficiente de correlación correspondiente y el coeficiente de correlación crítico para un nivel de significancia de 0.05.

Esta aproximación se realizó para inferir la forma del campo de correlación, y de esta manera hacer comparables los índices. Se tomó correlación y no otro índice que involucrara secuencialidad de los datos y necesidad de simultaneidad en los períodos de las estaciones, pues se carecía de registros simultáneos, largos y sin interrupciones en el área de estudio. El índice de correlación otorga un valor de coherencia independiente de que se cumplan condiciones de estacionalidad e independencia entre meses sucesivos, y permite así trazar isolinneas basadas en estaciones con datos en lapsos no coincidentes entre ellas, aun que sí con Santiago de Chile. Todo esto se realiza bajo la suposición de que la coherencia entre Santiago y las demás estaciones no depende del período considerado.

La estructura espacial de la función de correlación entre Santiago de Chile (Fig. 1) y las demás estaciones muestra que esta estación no pertenece a una zona climática fluctuante, dado que la "función de estructura" al norte y sur de aquélla parece ser la misma.

Zonalmente es difícil inferir las relaciones hacia el oeste de Santiago, pues no hay estaciones suficientes (zona perteneciente al Océano Pacífico), y hacia el este se puede ver una variación rápida ya que Uspallata, San Rafael y San Carlos no tienen relación significativa (cociente menor que uno). Cipolletti, que se halla más al este pero al sur de Santiago presenta sin embargo, relación significativa al igual que las estaciones más cercanas a Santiago. Esto podría deberse a que la mayoría de los frentes que producen precipitación en Santiago forman

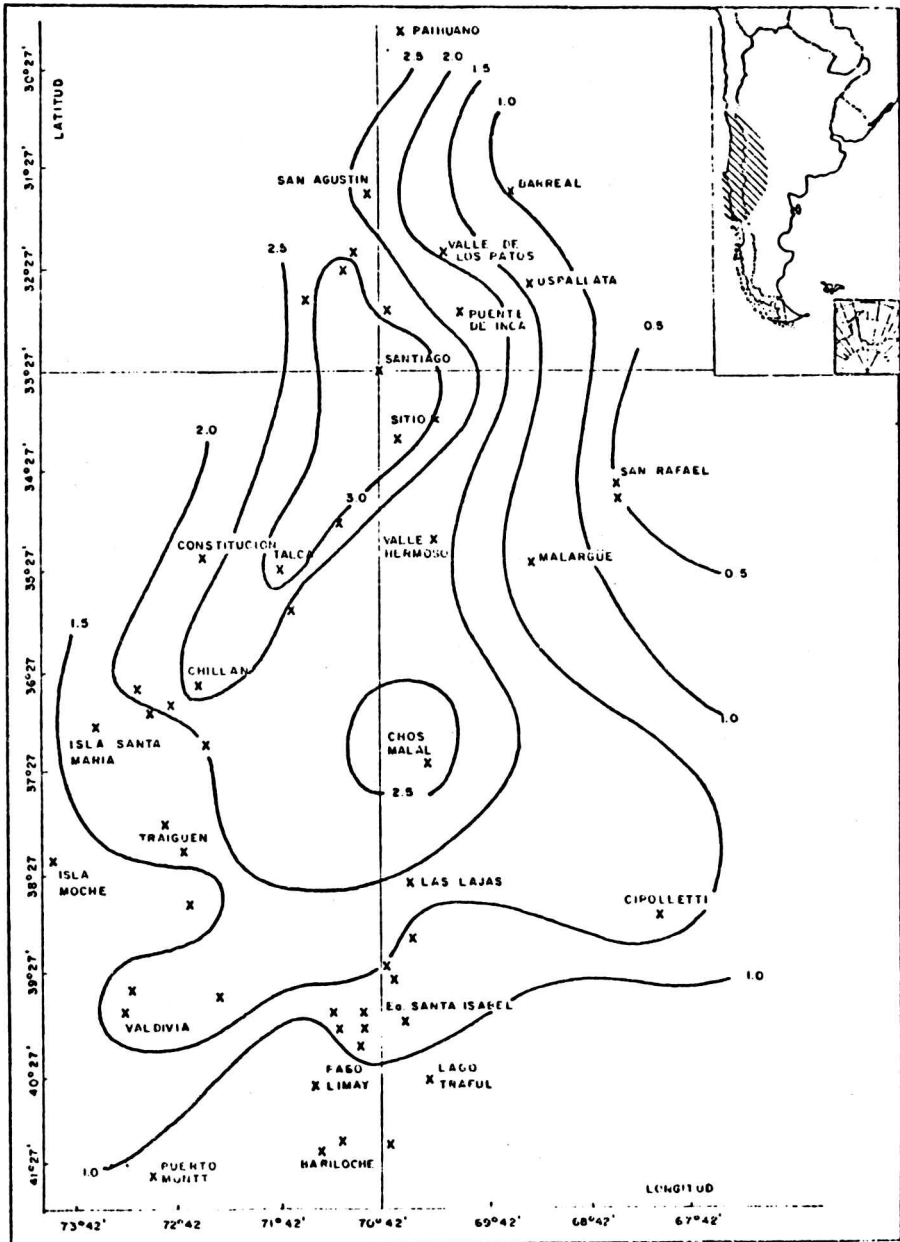


Fig.1: Estructura espacial de la función de correlación entre Santiago y estaciones a sotavento y barlovento de Cordillera. Se utilizaron los datos corregidos a las estaciones señaladas con "x". Las isolíneas corresponden a valores de coeficientes de correlación corregidos (r/r_c).

parte de un sistema de Bjerknes de dirección NO-SE, generalmente con una baja presión asociada semiestacionaria al oeste de Santiago o al norte y una rama caliente o estacionaria pasando por la cercanía de Neuquén.

La baja relación que se ve al sur del paralelo cuarenta, en donde ya no es significativa la correlación, coincide con el límite superior del flujo del oeste del campo medio de invierno. En general, las más altas relaciones señalan una dirección S-SO del lado chileno, con un eje en las estaciones Santiago-Chillán-Traiguén. Una excepción del lado argentino a este eje de altas correlaciones es Chos-Malal, que presenta una relación aún mayor que Valle Hermoso y Puente del Inca. Esto coincide con lo expuesto por Hoffmann (1969) en las Jornadas de Nivología y Glaciología, donde no sólo señaló que es una de las estaciones del área de registros más fidedignos, sino que además está altamente correlacionada con Santiago. La relación de Santiago con Bariloche no es significativa, lo que no se debería a un cambio de ubicación ocurrido en esta última, ya que otras estaciones en esa zona también poseen coeficientes sin significación.

2.2 Marcha de la correlación

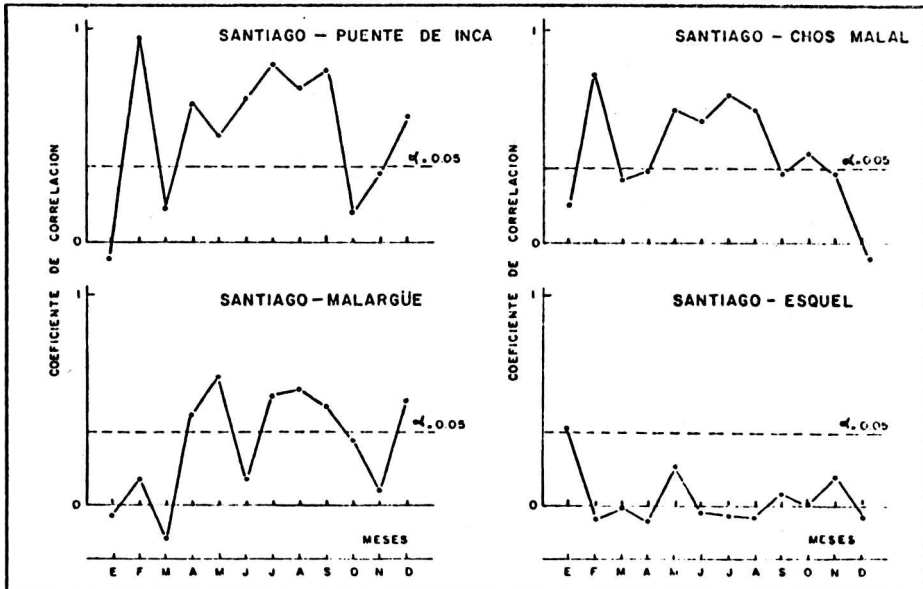


Fig.2: Correlaciones del total mensual de precipitación entre Santiago y estaciones del área de estudio.

Al analizar la correlación mensual de Santiago con Puente del Inca, Malargüe, Chos-Malal y Esquel (Fig. 2), se observa que la correlación es significativa al 5% para los meses de abril a septiembre, con las tres primeras estaciones. Esto confirma lo que mostraba el análisis de los totales invernales.

Asimismo, en el lapso octubre a marzo (verano), se encontraron correlaciones altamente significativas como febrero entre Santiago y Puente del Inca. Este último surge de la correlación de ceros en precipitación, lo que significa similitud regional de no-lluvia.

Las dispersiones mensuales de la precipitación entre Santiago y Puente del Inca (Fig.3) mostraron que a pesar de ser significativas las correlaciones, las relaciones de dependencia (regresión) serían utilizables sólo en los meses de junio, julio y agosto. De cualquier forma, las magnitudes de las dispersiones exigen gran cautela en el intento de explicar la variabilidad de la precipitación en una de las estaciones en función de la otra.

2.3 Análisis de la media, la mediana, los ciclos y las secuencias

Con el fin analizar otras características del régimen de precipitación, se estudió la distribución de los ciclos y secuencias para valores mayores y menores que la media y la mediana para Santiago y Puente del Inca. Se entiende por secuencia la suma de meses con la misma propiedad (valor por debajo o por arriba) respecto a la media o mediana, y ciclo la suma de dos secuencias consecutivas.

	Puente del Inca 1942-1976		Santiago de Chile 1942-1976	
	Media	Mediana	Media	Mediana
Enero	3.85	1.7	0.99	0.0
Febrero	3.63	0.0	3.13	0.0
Marzo	7.08	2.5	3.73	0.0
Abril	10.97	4.8	14.87	4.0
Mayo	53.52	42.3	50.92	33.0
Junio	74.24	50.2	67.93	53.0
Julio	49.20	30.6	57.34	39.7
Agosto	41.04	18.4	55.13	39.3
Septiembre	18.19	6.8	21.22	14.2
Octubre	17.40	10.8	12.81	10.1
Noviembre	10.66	4.2	4.75	0.2
Diciembre	3.23	0.6	1.76	0.0

Tabla 1: Valores de la media y la mediana para Santiago de Chile y Puente del Inca.

marzo y mayo ocurriría exactamente lo contrario.

Inicialmente las secuencias (Tabla 2) mostraron una mayor variabilidad, y frecuencia de cambios entre lapsos húmedos y secos en Puente del Inca. Esto se refleja en su mayor número de secuencias. La mayor persistencia en Santiago se ve confirmada por los resultados del análisis espectral (punto 2.4) que presenta un máximo en longitudes de onda algo mayores que el correspondiente a Puente del Inca. A pesar de esto, se pensó conveniente definir si existían diferencias entre ambas series de distribución de secuencias, desde el punto de vista estadístico. La aplicación de un test a las distribuciones de secuencias ofrece en es-

La marcha anual de la media y la mediana (Tabla 1) y las diferencias relativas entre ellas resultaron ser similares en ambas estaciones. Esto indicaría, en principio, que están afectadas por los mismos fenómenos. No obstante, la intensidad que tendrían no guardaría la misma relación durante todo el año para julio, agosto y septiembre, tanto la media como la mediana son mayores en Puente del Inca, mientras para

Secuencias negativas					Secuencias positivas				
Meses	Santiago		Puente del Inca		Santiago		Puente del Inca		Meses
	N°	%	N°	%	N°	%	N°	%	
1	27	33.3	26	29.2	52	65.0	63	70.0	1
2	12	14.8	20	22.5	20	25.0	17	18.0	2
3	14	17.3	15	16.8	4	5.0	7	7.7	3
4	6	7.4	8	9.0	3	3.0	2	2.2	4
5	4	4.9	5	5.6	1	1.2	1	1.1	5
6	6	7.4	3	3.4					
7	2	2.5	5	5.8	89		90	Total	
8	2	2.5	2	2.2	Ji cuadrado: 3.5925 grad. de lib.:3				
9	1	1.2	1	1.1					
10	3	3.7	3	3.4					
11	1	1.2	0	0.0					
12	1	1.2	1	1.1					
13	0	0.0	0	0.0					
14	1	1.2	0	0.0					
15	0	0.0	0	0.0					
16	0	0.0	0	0.0					
17	0	0.0	0	0.0					
18	0	0.0	0	0.0					
19	0	0.0	0	0.0					
20	1	1.2	0	0.0					
	81		89	Total					
Ji cuadrado: 11.5858 grad. de lib.:8									
Ciclos comenzando con positivo					Ciclos comenzando con negativo				
Meses	Santiago		Puente del Inca		Santiago		Puente del Inca		Meses
	N°	%	N°	%	N°	%	N°	%	
2	20	25.0	20	22.5	16	20.0	22	24.7	2
3	13	16.2	19	21.3	15	18.7	13	14.6	3
4	12	15.0	13	14.6	12	15.0	19	21.3	4
5	8	10.0	11	12.3	12	15.0	10	11.3	5
6	3	3.7	7	7.9	7	8.7	8	9.0	6
7	7	8.7	3	3.4	6	7.5	3	3.4	7
8	5	6.3	6	6.7	1	1.2	4	4.5	8
9	3	3.7	4	4.5	1	1.2	2	2.2	9
10	2	2.5	2	2.2	2	2.5	2	2.2	10
11	1	1.2	2	2.2	2	2.5	3	3.4	11
12	3	3.7	1	1.1	2	2.5	2	2.2	12
13	1	1.2	0	0.0	2	2.5	0	0.0	13
14	0	0.0	1	1.1	0	0.0	1	1.1	14
15	1	1.2	0	0.0	1	1.2	0	0.0	15
16	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0	16
17	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0	17
18	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0	18
19	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0	19
20	0	0.0	0	0.0	0	0.0	0	0.0	20
21	1	1.2	0	0.0	1	1.2	0	0.0	21
Ji cuadrado: 14.285 grad. de lib.:10 Ji cuadrado: 12.9108 grad. de lib.:8									

Tabla 2: Distribución, para los valores mensuales de precipitación en Santiago y Puente del Inca, de las secuencias positivas y negativas y los ciclos. Valores del test Ji cuadrado. N° número de secuencias o ciclos y % porcentaje sobre el total.

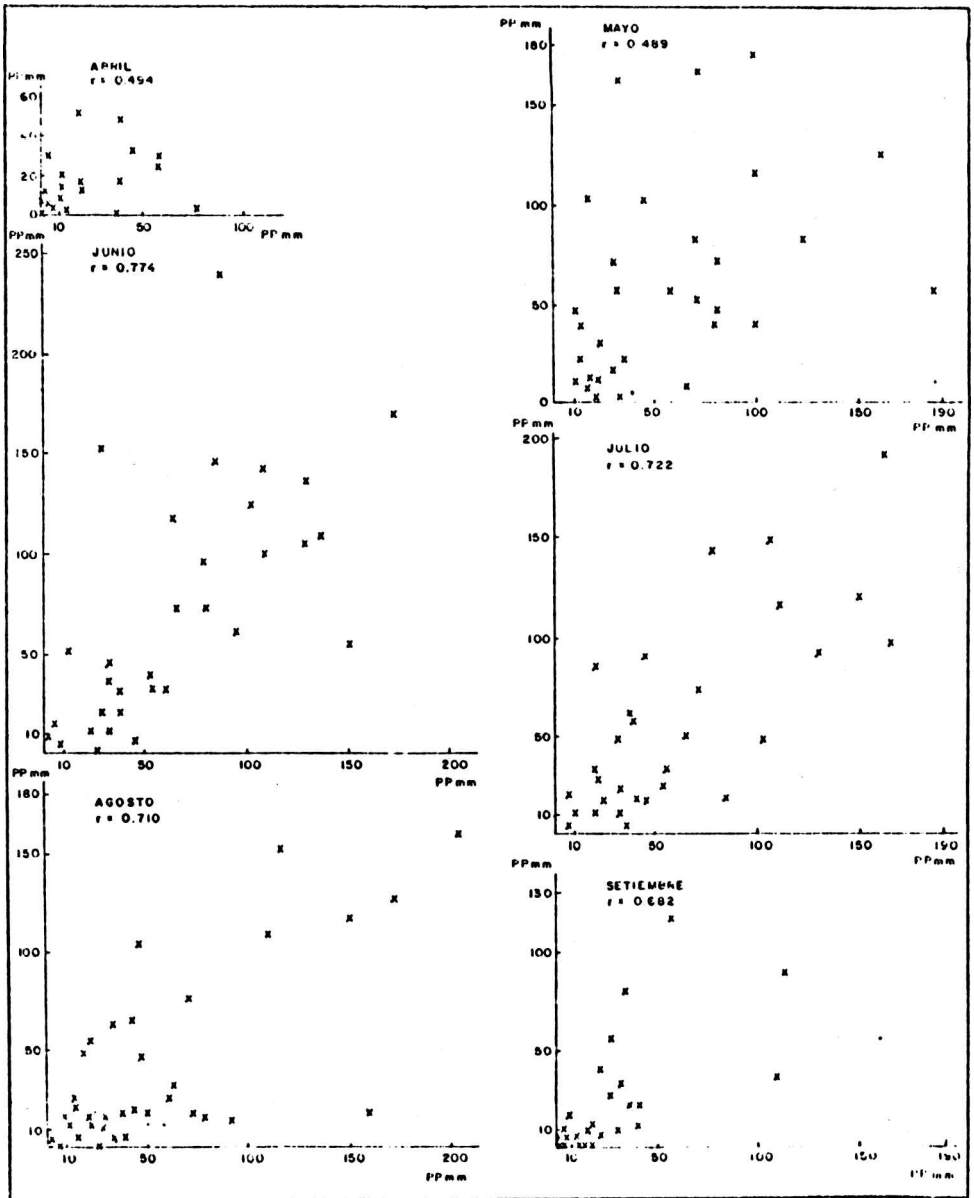


Fig. 3: Gráfico de las dispersiones, para los meses de invierno, de las precipitaciones entre Santiago de Chile y Pucallpa.

te caso alguna dificultad, dado que los totales en las estaciones son diferentes. Con el fin de soslayarla, se recurrió a un artificio quizá sin justificación teórica, consistente en tomar las frecuencias relativas por secuencias y considerarlas frecuencias absolutas por intervalos y luego aplicarles un test de Ji cuadrado (Tabla 2). Los resultados indicaron que no hay diferencias significativas, aún para niveles de 10%, entre las dos distribuciones.

Una forma complementaria de este análisis es la comparación entre distribuciones de ciclos. Aceptando el mismo artificio utilizado en las secuencias, los resultados (Tabla 2) muestran que no hay diferencias significativas al 5% entre Santiago de Chile y Puente del Inca.

2.4 Análisis espectral

Para completar los análisis anteriores se puede "medir" la homogeneidad suponiendo que si las dos series responden a los mismos efectos climáticos, el proceso estocástico que domine a cada serie deberá ser similar. Para ello, se estimaron los espectros para Puente del Inca y Santiago de Chile de acuerdo a Tukey con ventana de Parzen (Chatfield, 1980). Previamente se verificó la inexistencia de tendencia y se filtró la onda estacional. Los coeficientes de correlación de los correlogramas mensuales no presentaron valores significativos al 95%. Los procesos de ambas series se consideran por ende dominados por la aleatoriedad. Sin embargo a pesar de esto, los resultados se muestran concordantes

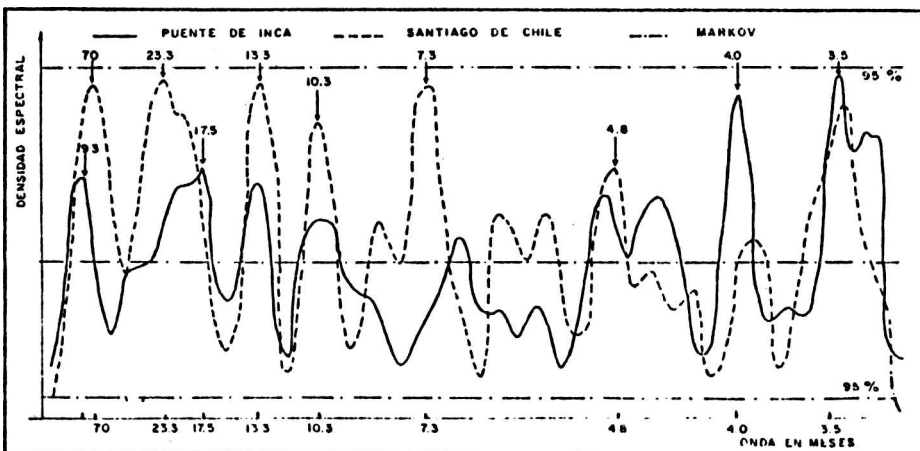


Fig. 4: Análisis espectral de las series de precipitación mensual (sin onda estacional) de Santiago de Chile y Puente del Inca para el período de 1942 a 1976.

con los obtenidos en el análisis de ciclos y secuencias, pues los valores de r_2 y r_3 para Santiago son positivos y para Puesto del Inca negativos, una cualidad que significaría una característica de mayor fluctuación de esta última serie. Se suma a esto, una manifestación de máximos tanto en los espectros de los totales invernales para el período 1941-1976, como el de los totales mensuales (este último en Fig. 4) a los cuales se les extrajo la tendencia y la onda anual. Estos máximos no son significativos al 90% según Markov.

A partir de los resultados se asume que los máximos son para: Puesto del Inca de 7.7, 1.5 y 1.1 años y 2 meses este último significativo al 90% según Markov Santiago de Chile de 5.8, 2.1 y 1.1 años y de 2 meses este último significativo al 90% según Markov.

Ya que de alguna manera existen indicios de que la serie de Santiago puede representar regionalmente el régimen de precipitación hasta el paralelo 40 S hacia el sur (según lo señalado en el punto 2.1), es conveniente estabilizar las estimaciones tomando el lapso más largo de la estación de referencia para allí concluir el análisis. Se realizó por lo tanto, el espectro de los totales invernales para Santiago de Chile en el período 1866-1982 (Fig. 5).

Como anteriormente, la serie está dominada por la aleatoriedad pero existe una manifestación más fuerte de frecuencias de máxima variabilidad en alrededor de 19.5, 7.1, 3.7 y 2.4 años.

2.5 Análisis de la serie extendida de Santiago de Chile

Otro intento de poseer mayor cantidad de información sobre la serie de referencia y por ende del área, llevó a estudiar la serie extendida hasta el año 1010 D.C., de promedios decádicos de precipitación. La misma fue obtenida por La Marche (1975) a partir de la cronología de anchos de anillos de árboles de la localidad El Asiento (Chile, 100 km. al norte de Santiago). Utilizó como función de reconstrucción: $\text{Log. pp. Santiago}(t) = a + b.y(t)$

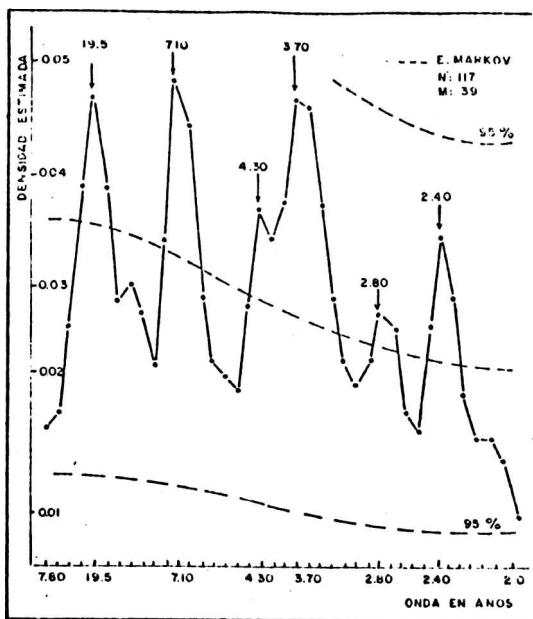


Fig. 5: Análisis espectral de la serie de totales invernales de precipitación en Santiago para el período 1866-1982.

en donde $y(t)$ es el dato de la cronología de ancho de anillos para El Asiento. El coeficiente de correlación entre el log. de las pp. y los valores de la cronología fue de $r = +0.67$.

Empleando esta función se obtuvieron los valores anuales de precipitación en Santiago. Se calcularon los promedios decádicos confirmando que coincidían con los obtenidos por La Marche y verificando de esa manera que el procedimiento utilizado para obtener los valores anuales correspondía al de La Marche.

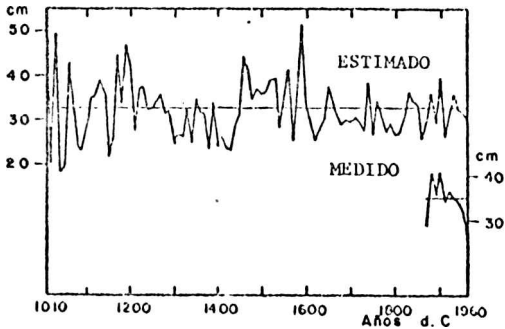


Fig.6:Medias decádicas de total anual de precipitación en Santiago, medidas en Chile, y estimadas por datos de cronologías (La Marche,1975)

		El Asiento				
		≥ 28 ≤ 7%	> 60 ≤ 9%	> 100 ≤ 11%	> 120 ≤ 16%	
SANTIAGO OBSERVADOS	< 50 > 200	11	10	4	0	25
	< 20 > 282	4	10	7	4	25
	< 285 > 365	2	10	12	5	29
	< 371 > 762	0	4	13	11	28
		17	34	36	20	107

$C=0.6$ $C_m=0.87$ $C_c=0.7$

Tabla 3:Contingencia entre cronología de El Asiento y precipitación en Santiago.

El coeficiente de correlación entre los valores anuales así reconstruidos y la precipitación consignada en la serie de Santiago, fue de $r = +0.447$ dando $r^2 = 0.19$ lo que indica que la serie reconstruida de esta manera sólo explicaría el 19% de la varianza de la precipitación en Santiago. Sin embargo, como puede verse en la Tabla 3, el valor del coeficiente de contingencia C , el de contingencia corregido C_c y el de máxima contingencia C_m , señalan que un alto porcentaje de la varianza de la serie de Santiago estaría explicada por la cronología de El Asiento.

En general las reconstrucciones realizadas en base a cronologías de anchos de anillos de árboles explican mejor los periodos de escasa precipitación debido a que los árboles tienen una capacidad de crecimiento determinada genéticamente, límite éste que no pueden sobrepasar aunque las condiciones externas sean totalmente favorables.

3. CONCLUSIONES

La serie de precipitación invernal de Santiago de Chile contiene información sobre el régimen pluviométrico regional hasta latitudes cercanas a 40°S. Como podría esperarse la interdependencia entre las series se "agota" en distancias

más pequeñas, a la estación de referencia, en la dirección O-E a sotavento de la cordillera.

La correlación mensual significativa observada entre Santiago y Puente del Inca, Malargue y Chos-Malal sólo tiene sentido para el análisis de dependencia en los meses de abril a septiembre. En febrero y diciembre la correlación significativa podría no tener sentido matemático pues predominan en las series consideradas los ceros de precipitación. No obstante, permite inferir una singular condición de sequedad en diferentes puntos de la región.

Peculiaridades existentes en la marcha de la correlación mensual, indicaron que las conclusiones o inferencias que se realizan para el régimen pluviométrico cordillerano en una escala temporal, anual o invernal, no pueden generalizarse directamente para la escala mensual.

A partir de la marcha de las medias y medianas con sus diferencias respectivas se infirió que Santiago y Puente del Inca tienen similares variaciones anuales, aunque ello no pueda generalizarse para la cantidad de precipitación. Esto obedece a que las diferencias de valores medios mensuales entre estaciones no tienen el mismo signo durante el año. De hecho se puede suponer que las condiciones orográficas y las situaciones sinópticas en forma conjunta contienen explicación de ello, aunque los elementos de este estudio no permitan probarlo.

Las distribuciones de secuencias mensuales de precipitación menores (mayores) que las medias mensuales indican homogeneidad de régimen entre Santiago y Puente del Inca. Esto será aceptable si se admite que la diferencia entre el número de secuencias en las dos estaciones obliga a emplear en forma poco ortodoxa el test de Ji cuadrado. Una conclusión idéntica a la anterior cabe respecto a los ciclos, admitiendo que ello implica "medir" la homogeneidad climática a través de frecuencia de "ondas" en la serie.

Independientemente de lo expresado en las conclusiones anteriores, la comparación del número total de secuencias o ciclos indicó una mayor persistencia mensual en Santiago.

Bajo el supuesto de que el área está representada por Santiago de Chile y Puente del Inca, se "midió" la homogeneidad regional a través de autocorrelaciones y espectros mensuales. De los resultados se infiere que ambos procesos estocásticos son predominantemente aleatorios aunque sus espectros contienen máximos (no significativos de acuerdo a Markov) en aproximadamente las mismas frecuencias.

Podrían suponerse posibilidades de muestras desviadas por el lapso de comparación que fue 1941-1976. Sin embargo, considerando el análisis espectral de la serie de Santiago para el período 1866-1982 se obtuvieron las mismas inferencias que para el record menor. Por lo anterior, las relaciones estimadas entre Santiago y Puente del Inca pueden considerarse estables. Cabe también señalar que las

distribuciones de ciclos y secuencias para Santiago en el período 1866-1982 (no presentadas en el trabajo) no difieren significativamente de las obtenidas para 1941-1976 reafirmando la conclusión anterior.

Agradecimientos: Los autores desean expresar su reconocimiento a Susana Heinrich por la colaboración brindada en los cálculos que fue necesario efectuar para realizar este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- Benitez, 1973: Análisis probabilístico de la variación de la precipitación de Santiago a lo largo del tiempo; Jornadas científico-tecnológicas "El agua y el futuro regional", Mendoza, p.59 a 60-3.
- Caviedes, 1974: Climatic hazards in tropical and subtropical South America; comunicación presentada en la 5ta reunión de la Conf. of Latin Americanist Geographics, Boca Ratón, Florida, diciembre 1974.
- Chatfield C., 1980: The Analysis of Time Series: An Introduction; New York, Chapman and Hall.
- CORFO, 1971: Pluviometría de Chile, Anexo 1, Estadística Pluviométrica - Departamento de recursos hidráulicos, CORFO, Chile.
- Corte, A.E. y L.E. Espizua, 1981: Inventario de glaciares de la cuenca del Río Mendoza; Instituto Argentino de Nivología y Glaciología, Conicet, Mendoza, pp.64.
- Ereño, C.E. y J.A.J. Hoffmann, 1978: El régimen pluvial en la Cordillera Central, Cuaderno de Geografía N°5, Fac. de Filos. y Letras, UNBA, pp.36.
- Hoffmann, J.A.J., 1969: Pronóstico del tiempo a largo plazo; presentado en las Primeras Jornadas de Nivo-Glaciología, Mendoza.
- Lamb, H.H., 1972: Climate: Present, Past and Future; Vol.1, Fundamentals and Climate now. Ed. Methuen & Co., London, pp.613.
- La Marche, V., 1975: Potential of tree rings for reconstruction of past climate variations in the Southern Hemisphere; WMO, Proc. of the WMO/JAMP, Symp. on Long-Term Climatic Fluctuations, Norwich, 18-23 of August 1975, p.21-30.
- Quinn, W.H. y V.T. Neal, 1982: Long-term variations on the Southern Oscillation, El Niño and Chilean subtropical rainfall; School of Oceanography, Oregon State Univ., Oregon, EE.UU. (en prensa).
- Vargas, W.M., 1973: Variaciones aperiódicas de las precipitaciones en períodos largos; Jornadas científico-tecnológicas "El agua y el futuro regional", Mendoza, p.15-17.

IMPLEMENTACION DE UN ARCHIVO DE DATOS CLIMATICOS
DE LOS ANDÉS CENTRALES DERIVADOS DE INFORMACION PERIODISTICA

María R. Prieto
IANIGLA - CONICET

RESUMENES

Ante la carencia de registros climáticos prolongados en el área de los Andes Centrales-sólo existen 35 años de datos para Mendoza- se ensayaron nuevos métodos para obtener información meteorológica que permitiera el estudio de fluctuaciones climáticas en el área. Siendo Mendoza zona de frontera, la comunicación con Chile se realiza por los pasos de alta montaña, lo que trae como consecuencia un cúmulo de informaciones periodísticas diarias sobre el estado del tiempo en esa zona.

Se comenzó el trabajo con el diario "Los Andes", que aparece en 1882, prolongándose la búsqueda de datos hasta 1962. Se han obtenido 80 años más de datos para agregar a los ya existentes. Se sistematizó la información de acuerdo con parámetros relacionados con los fenómenos meteorológicos más reiterados. Se procedió a la unificación del lenguaje empleado para describirlos mediante el método de análisis de contenido. Posteriormente, se preparó un programa apto para introducir la información -cualitativa y cuantitativa- en la computadora con el objeto de contar con un archivo de datos que permitan encarar trabajos de mayor envergadura.

Due to the lack of prolonged climatic records in the Central Andes area - the available data only covers 35 years for Mendoza - there have been tested new methods to obtain meteorological information. Because Mendoza is a frontier zone, communications with Chile are through high mountain passes, which consequently results in an amount of daily newspaper information on weather reports.

The search started with "Los Andes", which first appeared in 1882, and was continued until 1962, yielding 80 more years in addition to the already existent meteorological data. The information was sistematized utilizing parameters related to the most repeated meteorological phenomena. The language used to describe them was unified by content analysis. Finally, a program was prepared to enter the cualitative information in the computer, to keep a data bank which will allow future major works.

INTRODUCCION

La necesidad de cuantificar y evaluar las posibilidades presentes y futuras de los recursos hídricos cordilleranos, implica la existencia previa de datos básicos que permitan profundizar los estudios que se están realizando al respecto. Lamentablemente, el área andina central presenta grandes falencias en todo lo que atañe a la información meteorológica, puesto que sólo se cuenta con registros que se extienden a 35 años, provenientes de Puente del Inca y Cristo Redentor. Este reducido número de datos ha impedido hasta el momento concretar investigaciones encaminadas a la determinación de ciclos o variaciones en las precipitaciones nivales y en general a lograr un conocimiento más amplio acerca del comportamiento del clima en el área.

Esta circunstancia indujo a ensayar nuevos métodos que permitieran obtener información válida por vías que no fueran las tradicionales.

La ubicación geográfica de la Provincia de Mendoza contribuyó al éxito de la iniciativa, puesto que su condición de zona de frontera con Chile determina que la comunicación-comercial y turística- entre ambos territorios se realice necesariamente atravesando la cordillera de Los Andes. Este hecho ha originado en consecuencia un cúmulo de información periodística diaria sobre el estado del tiempo en los pasos de montaña desde mediados del siglo XIX, allí donde posteriormente se instalaron las estaciones de observación.

Este trabajo pretende realizar una primera aproximación sobre el tema, centrada en el aspecto de recolección y procesamiento de esa información, puesto que el desarrollo fundamental para el historiador del clima no está relacionado con las características inherentes a las variaciones climáticas. La dificultad esencial está referida a la naturaleza de la evidencia y a las mediciones confiables que puedan describir esas fluctuaciones.

EL PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION

Selección del material

En primer lugar se realizó un rastreo de todos los periódicos aparecidos desde 1850 hasta la actualidad. Se encontró sólo uno que abarcara la segunda mitad del siglo XIX, "El Constitucional", que comienza a editarse en 1853 y desaparece en 1884. Superponiéndose dos años, se inicia la edición de "Los Andes", en el año 1882. Paralelamente, hacen su aparición otros periódicos: "El Ferrocarril" (1883-1889), "La Palabra" (1883-1889), "El Eco de Mendoza" (1890-1891), "El Debate" (1890-1914), "La Discusión" (1892-1893) y "El Porvenir" (1894-1896), algunos de

los cuales tienen una existencia efímera, y otros como "La Tarde" (1910) recién desaparece en 1938. El único diario que llega hasta el presente sin interrupciones es "Los Andes".

Es obvio entonces, que se seleccionara para comenzar la recolección de la información a este último, que funcionará además como fuente documental "testigo" (comprobación y cotejo) en el momento de consultar el resto de los diarios ya citados.

Implementación del análisis

Para llevar a cabo esta tarea se han establecido tres estadios que implican otros tantos niveles de acercamiento al material seleccionado.

El primer estadio, incluyó la revisión exhaustiva de todos los periódicos que conforman la colección del diario "Los Andes", día por día, con el objeto de ubicar la información climática para su posterior transcripción. Durante la pesquisa se vieron 29.200 periódicos (1882-1962). Para facilitar la tarea se confeccionaron planillas que guiaran al rastreo.

Hasta 1930, no sólo se consignaron los fenómenos climáticos de cordillera, sino que también se anotó la ocurrencia de fenómenos extraordinarios en los departamentos de la provincia, tales como nevadas, granizo y Zonda. Todos los aspectos relacionados directa o indirectamente con el clima, fueron copiados textualmente, respetando la forma literaria de la época, con el objeto de contar con los textos originales que permitieran acceder al segundo nivel de acercamiento.

El segundo estadio consiste esencialmente en el análisis del contenido de la comunicación literaria, que permitirá, por una parte, comprobar la validez de la información recolectada y por otra, la elaboración de categorías tendientes a la sistematización del material.

Es necesario acotar que uno de los problemas principales que se deben afrontar cuando se trabaja con este tipo de datos es la desconfianza que provoca el origen subjetivo de la evidencia registrada. La primera objeción que se puede plantear es que a través de 80 años, pudo haber cambiado el lenguaje usado en las descripciones, así como la misma percepción de los fenómenos meteorológicos estudiados.

Para determinar cómo percibían y describían el clima los emisores de los textos seleccionados y si esa forma de expresión literaria persistía a lo largo de los años, se aplicó la técnica de análisis de contenido a los textos que contenían referencias a NIEVE EN CORDILLERA, presumiendo que las conclusiones serían válidas para el resto de los fenómenos climáticos. Se seleccionó una muestra de 60 años de datos (1886-1945), dividiéndola en tres periodos iguales: 1886-1905; 1906-1925; 1926-1945. Estas fechas marcan, en líneas generales, los avances

tecnológicos y los eventuales cambios culturales que puedan haber influido en la forma de percibir y registrar los acontecimientos climáticos. Debe recordarse que a partir de 1910 ya se puede cruzar la cordillera en tren a través del túnel, obviando parte del área más peligrosa cubierta por la nieve y a partir de 1935 se inauguran los vuelos comerciales a Chile, con lo cual el problema de la viabilidad del paso se supera totalmente. Cambia también con el transcurso del tiempo la forma de recibir las noticias, desde la información personal brindada por un testigo oficioso, pasando por la utilización, primero del telégrafo y luego del teléfono.

Para lograr el objetivo propuesto, se procedió a contar todas las referencias sobre ocurrencia de precipitación nival en la alta cordillera, ya fueran palabras individuales, frases u oraciones y luego se calculó la frecuencia con que aparecían en cada uno de los periodos considerados (Fig. 1).

1886-1905		1906-1925		1926-1945	
TEMPORAL DE NIEVE	156	TEMPORAL DE NIEVE	83	TEMPORAL DE NIEVE	106
NEVADAS	67	NIEVA O NEVO	78	NIEVA O NEVO	79
ESTA NEVANDO	30	NEVADAS	42	NEVADAS	75
MAL TIEMPO	17	ESTA NEVANDO	35	ESTA NEVANDO	32
FUERTE TEMPORAL	15	FUERTE TEMPORAL	28	INTENSO TEMPORAL	12
OTROS	63	OTROS	88	OTROS	103

El cuadro antecedente muestra que la frecuencia de la frase "temporal de nieve" es superior a la del resto de las unidades lingüísticas que tienen similitud de significado con la primera. La presencia de esta frase en los tres periodos, en conjunción con "nevadas", "nieva o nevó", "está nevando" y "fuerte temporal" indica con seguridad una forma de percepción y de expresión semejante en los tres periodos considerados.

Una segunda objeción que se podría plantear con respecto a la utilización de este tipo de datos, es que si en el primer periodo (1886-1905) las comunicaciones presentaban tantas dificultades, es muy posible que parte de las noticias sobre temporales de nieve no hubieran sido recibidas por el periódico para ser publicadas.

En el siguiente cuadro se ha comparado los resultados de la suma de las unidades semánticas referidas al fenómeno nieve en cada periodo. A simple vista se verifica que no existen diferencias significativas entre las tres cifras, teniendo en cuenta la magnitud de las muestras (7.300 periódicos) (Fig. 2).

AÑOS (7.300 días)	Nº de referencias a precipitaciones nivales
1886-1905	342
1906-1925	354
1926-1945	407

Fig. 2

Se debe concluir por lo tanto que la recepción de las noticias sobre nieve se produjo en forma homogénea durante los 60 años considerados. Es importante señalar al respecto que en el caso de publicación de fenómenos de este tipo, se produce un proceso de selección, cualquiera sea la época. La frecuencia en la aparición de ciertos temas depende tanto del interés del lector como del emisor. Por lo general el tema "paso de la cordillera" y su clausura por mal tiempo mantiene siempre su vigencia, pero aumenta la expectativa en casos de catástrofe o fenómenos extraordinarios.

Tercer estadio. Desarrollo de categorías. Una vez verificada la validez de los datos, el paso siguiente consiste en desarrollar una serie de categorías, con el fin de sistematizar el cúmulo de información recabada, ubicando en ellas los datos relevantes.

Estas categorías se elaboran por lo general "a priori", pero en el presente caso, se han desarrollado con posterioridad a la recolección de la información, surgidas del análisis del mismo material.

La compilación de los datos no ofrece dificultades cuando éstos han sido registrados en forma numérica por el periódico.

Sin embargo, cuando se trata de datos cualitativos los problemas aumentan, sobre todo cuando se expresa la ocurrencia de un mismo fenómeno a través de diversas formas lingüísticas. Se imponía pues, lograr la reducción de esas formas a tres o cuatro categorías, agrupándolas por sus semejanzas semánticas (equivalencias significativas).

Se confeccionó un listado de todos los fenómenos meteorológicos que se consignan en el periódico: lluvia, nieve, granizo, viento, temperatura. A ellos se agregó el tiempo presente y otros aspectos que, aunque no están estrictamente relacionados con el tiempo pueden, en forma indirecta brindar información complementaria sobre los anteriores: deshielo, crecientes extraordinarias, ocurrencia de avalanchas y condiciones de transitabilidad del paso.

A continuación, se comparó la información obtenida, con los patrones y normas que rigen actualmente para cifrar los mensajes meteorológicos. (Claves Meteorológicas, 1960). Se llegó a la conclusión que, salvo la información proveniente del ferrocarril y del observatorio, eran muy pocos los datos definidos mediante las normas contemporáneas, de modo que las categorías se acomodaron en general a

las reglas surgidas del mismo análisis de los datos históricos. Aún a riesgo de perder información, se procuró no elaborar más de tres categorías relacionadas con un fenómeno.

Para ubicar el contenido relevante dentro de esas categorías, previamente se determinó la "unidad de registro". En este caso es una palabra, frase u oración relacionada con las condiciones climáticas aludidas. Luego se formularon reglas para cubrir todo tipo de circunstancias no previstas en la compilación:

*todas las aserciones que aparecen como probabilidades, como "parece que está nevando en cordillera", se dispuso arbitrariamente que fueran ubicadas en las categorías como aserciones de certeza.

*en el caso específico de "lluvia" y "nieve", cuyas categorías son "intermitente", "moderada" y "abundante", se determinó que siempre que una afirmación sobre la ocurrencia de un fenómeno, no fuera acompañada por otra palabra que la califique -nieva intenso por ejemplo- se la ubicará en la categoría "moderada".

En la figura N°3 se puede apreciar el desarrollo de las categorías correspondientes a cada uno de los aspectos considerados, así como sus respectivas equivalencias significativas, inferidas de los textos, ya ordenadas y encasilladas.

PUESTA EN PRACTICA DEL ARCHIVO DE DATOS

Una vez unificado el lenguaje, se procedió a la confección de un código que permitiera cuantificar la información cualitativa ya procesada y al mismo tiempo, incorporar los datos cuantitativos compilados, para proceder a su introducción en la computadora.

El código se instrumentó teniendo en cuenta las categorías desarrolladas, a las que se asignó un valor numérico, agregando además otros aspectos de interés (Fig.4)

Se utilizó el lenguaje Datatrieve para ingresar los datos en la computadora. Este lenguaje se usa exclusivamente para manejo de archivos y facilita la recuperación por campos (Fig.5) que en este caso se confunden con los fenómenos climáticos. La tarea de introducir la información se realizará teniendo a la vista la planilla de información primaria, el esquema de categorías (Fig.3) y el código (Fig.4). Ante la información : "se registró una fina nevada en el día de ayer", consultando el esquema de categorías se sabrá que se está ante nieve "moderada", a la que corresponde en el código el número 1.

Esta labor también tiene que sujetarse a reglas concertadas previamente, en especial para salvar las imprecisiones que a veces se observa en la información.

No es difícil encontrarse con afirmaciones como "continúa temporal de nieve", o

"sigue nevando en cordillera" sin que aparezca noticia alguna en los periódicos de días anteriores.

También se puede tropezar con este tipo de aseveraciones: "reina temporal desde hace varios días" o "informan que se desencadenaron temporales en días pasados". En estas circunstancias se estableció arbitrariamente que se contaría el día en que aparece la noticia y tres días anteriores como de ocurrencia de la nevada en todos los casos sin excepción.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr Vargas por sus consejos y sugerencias y a la Sra Beatriz Grillo (SECECOM-CRICYT) por su colaboración en los aspectos en este trabajo referentes a programación y computación.

BIBLIOGRAFIA

- Claves Meteorológicas, 1960; Publicación A₂, N°2, Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires.
- Mayntz, R., Holm, K., Hubner, P., 1980; Introducción a los métodos de la Sociología Empírica, Ed. Alianza Universidad, Madrid.
- Moodie, D.W. and Catchpole, A.J.W. "Environmental Data from historical documents by content analysis. Manitoba. Geographical Studies 5, Canada.
- Prieto, M.R., 1984; Métodos para derivar información sobre precipitaciones nivales de fuentes históricas en las cordillera de Los Andes. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie (11/12), Rca Federal de Alemania.

FENOMENO	CATEGORIAS		
	Intermitente	Moderada	Abundante
LLUVIA	<ul style="list-style-type: none"> - a intervalos - intermitente 	<ul style="list-style-type: none"> - poca lluvia - gorda - escasa - pequeño - aguacero - ligeras - lluvias - lluvia fina - lluvia calma - llovizna 	<ul style="list-style-type: none"> - aguaceros - borrasca - lluvia - torrencial - fuertes - lluvias - abundante - aguacero - copioso - aguacero - temporal de lluvia - temporal de agua - continuas - lluvias
NIEVE	<ul style="list-style-type: none"> - nevando a intervalos - con intermitencias 	<ul style="list-style-type: none"> - nevada - nieva o nevó - está nevando - nevando en - poca cantidad - pequeño - temporal - fina nevada - temporal de agua nieve - nieve fina - de poca intensidad - nevadas - ligeras - pequeña - nevada - poco impor - tante - escarchilla 	<ul style="list-style-type: none"> - temporal de nieve - gran nevada - mucha nieve - nieve fuerte - gran cantidad - enorme - nieva copiosa - mentes - regular espesor - serio temporal - fuerte - borrasca - nevazón - gran temporal - nevó bastante - nieva grueso - regular - nevada - temporal general - violentos - temporales - mal tiempo - (invierno) - nevadas - persistentes - gran nevazón
GRANIZO			<ul style="list-style-type: none"> - fuerte granizada - abundante granizada - temporal de granizo

Fig. 3 : Criterios para homogeneizar la información cualitativa sobre cordillera.

FENOMENO	CATEGORIAS				
	Suave	Regular	Intenso		
VIENTO	<ul style="list-style-type: none"> - poco viento - viento suave - ventoso - suave brisa - viento despacio 	<ul style="list-style-type: none"> - de regular intensidad - viento regular 	<ul style="list-style-type: none"> - fuerte viento - tempestad de viento - temporal de viento - vendaval 	<ul style="list-style-type: none"> - huracán - fuerte borrasca - viento huracanado 	
	ZONDA viento caluroso				
TIEMPO PRESENTE	<ul style="list-style-type: none"> Sin nubes - despejado - buen tiempo - calmo - tiempo normal - bueno - cesó el temporal - estado magnífico - buen tiempo - con sol - tiempo espléndido - tiempo excelente 	<ul style="list-style-type: none"> Presencia de nubes - cielo con algunas nubes 	<ul style="list-style-type: none"> Seminublado - tiempo variable - inestable - tiempo impreciso con variantes de sol y nublado - sol a intervalos - seminublado 	<ul style="list-style-type: none"> Niebla - niebla - neblina 	<ul style="list-style-type: none"> Tormentoso sin precipitación - mal tiempo sin nevar - mal estado - tormentoso - amenaza de temporal - amenaza descomponerse - amenaza nevar - amenaza de tempestad - tendencia a mal tiempo - tendencia a nevar

Fig. 3 : (continuación)

CATEGORIAS			
FENOMENO	Abierto	Cerrado	Difícultoso
PASO (Condiciones)	<ul style="list-style-type: none"> - pasa arreos de ganado - se ha abierto el tráfico - aún no nieva - pasa el tren - correo de Chile - viajeros de Chile - abierto el camino de cordillera 	<ul style="list-style-type: none"> - cordillera completamente cerrada - correo a pie - vía férrea interrumpida - tránsito carretero interrumpido - tráfico suspendido 	<ul style="list-style-type: none"> - paso sumamente molesto - difíciloso - sólo caballos y mulas (hasta 1 m. de nieve) - estado poco satisfactorio - interrumpido momentáneamente - el paso ofrece dificultades
	Escaso		Abundante
DESHIELO	<ul style="list-style-type: none"> - poca agua en los ríos - no hay crecientes - seca en los ríos - deshielo poco intenso - merma extraordinaria 		<ul style="list-style-type: none"> - aumenta agua de los ríos - grandes deshielos - intensos deshielos - crece el caudal
CRECIENTES			<ul style="list-style-type: none"> - gran corriente - grandes aluviones - el río arrastra gran cantidad de agua

Fig. 3: (continuación)

Fig. 4: Código para confeccionar un archivo de datos climatológicos derivados de periódicos

1.	01-03	Año	centenas - decenas unidades
2.	04-05	Mes	01-12
3.	06-07	Día	10-31
4.	08-09	Lugar	01-05
5.	10-11	Fuente	01-13
LLUVIA			
6.	12-13	Ocurrencia	0-1 (no-si)
	14-16	Apreciación cualitativa	0 intermitente 1 moderada 2 abundante
	17-18	Hora de iniciación	2 posiciones
	19-20	Hora de finalización	2 posiciones
NIEVE			
7.	21-22	Ocurrencia	0-1 (no-si)
	23-25	Apreciación cualitativa	0 intermitente 1 moderada 2 abundante
	26-27	Hora de iniciación	2 posiciones
	28-29	Hora de finalización	2 posiciones
	30-32	Altura inicial	3 posiciones
	33-35	Altura final	3 posiciones
	36-37	Cantidad acumulada	3 posiciones
	38-39	Permanencia de la cubierta nival	0-1 (no-si)
	40-42	Altura meses de ablación	3 posiciones
GRANIZO			
8.	43-44	Ocurrencia	0-1 (no-si)
	45-46	Apreciación cualitativa	0 escaso 1 abundante
	47-48	Hora de iniciación	2 posiciones
	49-50	Hora de finalización	

VIENTO	
9.	51-52 Ocurrencia 0-1 (no-si)
	53-54 apreciación cualitativa 0 suave 1 regular 2 intenso
	55-56 Velocidad (en Km/h) 2 posiciones
	57-58 Dirección 2 posiciones
	59-60 Ocurrencia de Zonda 0-1 (no-si)
TEMPERATURA	
10.	61-63 apreciación cualitativa 0 muy cálido - cálido 1 templado 2 frío - muy frío
	64-66 Grados centígrados (°C) 2 posiciones
TIEMPO PRESENTE	
11.	67-70 Condiciones atmosféricas 0 sin nubes 1 seminublado 2 presencia de nubes 3 niebla 4 tormentoso sin precipitaciones
DESHELO	
12.	71 Señalar comienzo 1 posición
	72 Señalar finalización o disminución del caudal 1 posición
	73 apreciación cualitativa 0 gran deshielo 1 intensa disminución
CRECIENTES EXTRAORDINARIAS	
13.	74-75 Ocurrencia 0-1 (no-si)
PASO	
14.	76-78 Condiciones de transitabilidad 0 abierto 1 cerrado 2 dificultoso
AVALANCHAS	
15.	79-80 Ocurrencia 0-1 (no-si)
	81-83 Tipo 0 nieve 1 piedra y nieve 2 lodo y piedra

FECHA	LUGAR	NIEVE	CANTIDAD ACUM NIEVE	PASO
13/07/887	CORD	1		
05/08/887	CORD	1		
06/08/887	CORD	1		
24/08/887	CORD	1		
25/08/887	CORD	1		
26/08/887	INCA	1	2.5	
01/09/887	CORD	1		1
02/09/887	CORD	1		
03/09/887	CORD	1		
04/09/887	CORD	1		1
24/09/887	CORD			1
12/10/887	CORD			2
18/10/887	CORD			0
01/12/887	CORD			0
15/12/887	CORD			2
21/12/887	CORD		2.0	
18/01/888	CORD			
26/01/888	CORD			2
24/02/888	CORD	1		2
14/03/888	CORD			
22/03/888	CORD			
02/04/888	CORD			
03/04/888	CORD	1		
30/05/888	CORD	1		

Fig. 5: Muestra de salida (Report writer) por impresora del archivo de datos confeccionado en lenguaje "Datatrieve". Permite dar el formato de salida a los datos.

DETERMINACION DE POSIBLES CAMBIOS CLIMATICOS
MEDIANTE LA COMPARACION DEL REGIMEN DE PRECIPITACIONES
DE LOS SIGLOS XVIII, XIX Y XX EN MENDOZA

María R. Prieto

Instituto Argentino de Nivología y Glaciología
Mendoza, Rep. Argentina

RESUMENES

El objetivo del trabajo es determinar posibles modificaciones en el comportamiento del clima de la planicie mendocina a través de la comparación entre tres muestras de precipitaciones anuales correspondientes a los siglos XVIII, XIX y XX.

En primer lugar se analizan los métodos empleados para la obtención de las variables, adecuándolas al tipo y calidad de los datos de cada período considerado (históricos o instrumentales). Se realiza luego la comparación entre las muestras, previa homogeneización de los valores. Se aplican tests con el objeto de comparar las distribuciones de frecuencia y observar el grado de relación entre las medias de las distintas muestras.

En principio no existieron cambios apreciables en el clima del llano de Mendoza a lo largo de estas tres centurias, según los resultados obtenidos mediante las pruebas aplicadas.

The object of this work is to determine possible modifications in the climatic behaviour of the plain in Mendoza, comparing three samples of yearly precipitations, corresponding to the XVIII, XIX and XX centuries. The first stage is to evaluate all the methods employed obtaining the variables, adequating them to the type and quality of the data of each period considered (historical or instrumental). After a transform of the data to make them homogenous, the three samples are compared. Tests are applied to compare the distribution of frequency and to observe the degree of relation between the mean value of the different samples. It seems that the climate of the Mendoza plain suffered no sensible changes during the last three centuries, according to the method applied.

INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo es determinar la presencia o ausencia de cambios significativos en el patrón de distribución de las precipitaciones en el llano mendocino en un lapso de 300 años.

Este problema se plantea a menudo desde el punto de vista empírico, especialmente cuando la ocurrencia de fenómenos climáticos extraordinarios conduce al no especialista a pensar en bruscas modificaciones del clima. Por el contrario, en el presente caso se parte de la base de que estos eventos pueden representar simples manifestaciones periódicas, sobre todo cuando se observa la alternancia de años secos, normales y húmedos desde una perspectiva diacrónica.

Lamentablemente, la carencia de datos meteorológicos medidos con instrumentos, o series completas de observaciones estrictamente comparables para un lapso prolongado, ha impedido estudiar esta problemática más allá de un período de 80 años en la planicie de Mendoza (Boninsegna y otros, 1981).

Esta limitación instrumental puede conducir a veces a la formulación de hipótesis erróneas, sobre todo en los estudios sobre desertificación, donde es fundamental el conocimiento de los procesos iniciales o desencadenantes del deterioro ambiental, en los cuales el clima juega un papel relevante (Abraham y Prieto, 1984).

Surgió entonces la idea de recurrir a las reconstrucciones climáticas del siglo XVIII derivadas de fuentes históricas (Prieto, 1982) tomándolas como punto de partida para la comparación con series medidas de siglos posteriores. Se espera que el resultado pueda contribuir a los estudios sobre vegetación, fauna, geomorfología y ambientales en general, encarados desde un punto de vista evolutivo que se realicen en Cuyo.

DESCRIPCION DE LA INFORMACION UTILIZADA

Al comenzar la labor se pudo observar que se contaba con un conjunto heterogéneo de datos derivados de fuentes diversas y obtenidos a través de diferentes técnicas, que presentaban alguna dificultad para su compatibilización y posterior análisis, hecho que implicaba serias limitaciones metodológicas.

Los datos del siglo XVIII. Discusión sobre su validez

La información más controvertida y sujeta a críticas es la proveniente del siglo XVIII, de modo que se pensó que la mejor forma de probar su veracidad y objetividad era poner en consideración la metodología utilizada para su obtención. Los datos sobre precipitaciones de este siglo se han derivado de documentos

históricos, utilizando técnicas que permiten obtener información científica de fuentes que, obviamente la suministraron de manera inconciente.

Desde este punto de vista, se han determinado dos grandes grupos de textos emisores de datos climáticos: los anales, crónicas o descripciones que brindan una visión general de una época o período y los documentos relacionados con actos de gobierno y detalles de la vida cotidiana de una población. Para ambos grupos-cuya información es complementaria es conveniente aplicar la técnica de análisis de contenido con el objeto de obtener datos confiables. Consideramos que esta técnica permite calibrar la percepción de los observadores del pasado con mucha mayor precisión que con los clásicos métodos de análisis histórico. En líneas generales se ha seguido a los especialistas en Ciencias Sociales en este aspecto, pero adaptando la técnica a los requerimientos y naturaleza de los datos climáticos (Mayntz y otros, 1980).

Se parte de la base de que, el hombre, en tanto ser cultural, comunica sus impresiones y sentimientos acerca de su entorno natural y social utilizando un lenguaje propio de su cultura y de su tiempo. Es posible inferir datos sobre esa realidad a partir del análisis de ese lenguaje, de una manera objetiva y sistemática.

Para encarar un análisis de este tipo, es recomendable tener en cuenta las siguientes pautas:

*Características culturales del emisor del texto. También grupo social, oficio o profesión.

*Origen del emisor, puesto que su percepción de los fenómenos climáticos variará de acuerdo al tipo de entorno que le resultaba más familiar.

*Fecha de emisión del texto, para poder conocer exactamente el código lingüístico utilizado por el emisor. Es importante determinar con precisión el significado de cada unidad lingüística, teniendo en cuenta la evolución sufrida por la lengua con el transcurso del tiempo.

*Reconocer en la región estudiada, cuáles eran los eventos extremos que afectaban la vida económica, cómo eran percibidos y cómo era expresada la magnitud de los mismos. La percepción de los eventos externos, cuestión eminentemente subjetiva, juega un papel importante en cuanto al lenguaje utilizado por un grupo humano para referirse a ellos, así como su habilidad para recordar, describir y comparar entre sí fenómenos similares ocurridos en el pasado.

La contribución del primer grupo de fuentes-descripciones generales- consiste en proporcionar elementos de juicio que permitan conocer las tendencias generales del clima en un lapso determinado.

Para ello se debe contar la frecuencia con que aparecen en los textos ciertos temas, palabras o símbolos específicos, asociándolos con la intensidad de las afirmaciones acerca de fenómenos o grupos de fenómenos relacionados directa o indirectamente con el clima. Si la frecuencia de una variable o conjunto de ellas en el texto o textos analizados, es significativa, se puede tener la relativa seguridad de atribuir a un período climático ciertas características distintivas.

El segundo grupo de fuentes, permite si son lo suficientemente antiguas y sin interrupciones importantes, la construcción de series de precipitaciones y de temperatura que conduzcan a la determinación de fluctuaciones climáticas.

Pasos a seguir:

- a. Ubicación de las fuentes históricas.
- b. Selección del material: Crónicas y anales, memorias, diarios y descripciones de viajeros y de miembros de expediciones militares, papeles públicos: actos de gobierno, informes, actas capitulares, pleitos, correspondencia pública y privada, periódicos.
- c. Determinación de la relevancia de los textos a utilizar.
- d. Operacionalización de las variables climáticas:

*Definición de las unidades lingüísticas en las cuales se han de buscar contenidos relevantes. Pueden seleccionarse palabras, frases o párrafos completos, que funcionarán como indicadores directos o indirectos de fenómenos climáticos. La ausencia de información también debe ser considerada significativa.

*Construcción de un esquema de categorías, siguiendo una planificación previa.

Se deben definir exactamente las categorías climáticas para no caer en interpretaciones arbitrarias o subjetivas de los significados. Es necesario también conocer exactamente las características económicas de la zona, patrón de subsistencia, tipos y formas de explotación agrícola y ganadera, para poder derivar indicadores climáticos valederos.

- e. Clasificación y ubicación de la información recabada, dentro del esquema de categorías (Fig.1) reuniendo las unidades lingüísticas de acuerdo con la equivalencia de significados que presenten.
- f. Ordenación e interrelación de los datos.
- g. Realización de una evaluación cualitativa de los fenómenos observados, con

CATEGORIAS	lapso que comprende de la información	EQUIVALENCIAS SIGNIFICATIVAS (unidades lingüísticas seleccionadas)
AÑO LLUVIOSO	Tiempo corto (1 día a 1 mes)	<ul style="list-style-type: none"> - en asentando el tiempo - mal tiempo - cuando llueve como se ha visto - tiempo revuelto - aguas lluviosas - aguaceros fuertes - continuas lluvias - tormentas - aguas llovedizas - aguaceros - lluviosos
AÑO LLUVIOSO	Tiempo medio (estacional-anual)	<ul style="list-style-type: none"> - llovió regularmente - grandes lluvias - muchas lluvias - frecuentes lluvias - tiempo llovido
AÑO NORMAL*		<ul style="list-style-type: none"> - lluvias moderadas - no hay variación - no han ocurrido acontecimientos extraños - tiempo asentado - estación favorable
AÑO SECO		<ul style="list-style-type: none"> - falta de lluvias - se experimenta - se están perdiendo los pastos y sementeras - continuas secas - alguna seca - está la tierra muy seca - gran seca - algunas secas
AÑO LLUVIOSO		<ul style="list-style-type: none"> - plagas: langosta - polvillo - aumento de ganado en los campos, disminución del precio - pestes: viruelas - fiebres "dolores de costado" - alto número de crecientes estivales - hambres: ruinas de cosechas por exceso de humedad - alto número de granizadas con lluvias - campos enlagnados - ríos imposibles de vadear
AÑO NORMAL		<ul style="list-style-type: none"> - buenas cosechas de uva - precio del vino y del ganado sin variaciones - no se consignan aluviones "de la sierra"
AÑO SECO		<ul style="list-style-type: none"> - celebración de "rogativas" - mortandad del ganado - flacura de carnes - campos escasos de pasto - "ha enflaquecido el ganado" - pestes relacionadas con falta de agua - aumento del precio del ganado

* Cuando en un año no hay información, se lo debe considerar normal por la tendencia a consignar sólo los eventos extremos. ** Los indicadores son considerados como equivalencias significativas

Fig. 1: Esquema de categorías para determinar años lluviosos, normales y secos en el siglo XVIII

el objeto de obtener una equivalencia entre atributos (o cualidades) para llegar a una escala de tres o cinco unidades según los casos:

Húmedo- normal - seco

Muy húmedo - húmedo - normal - seco - muy seco

La confluencia de un número importante de equivalencias significativas (o indicadores) relacionadas con una categoría, en un año, determinará la ubicación de ese año en una de las unidades que conforman la escala. Así por ejemplo, en el año 1780 se produjeron grandes y continuos temporales, aparecieron grandes mangas de langosta, se arruinaron las cosechas (piedra y humedad), bajó el precio del ganado y aumentó el del vino, por todo lo cual debe ser categorizado como húmedo.

h. Confección y graficación de la serie de precipitación (Fig. 2)

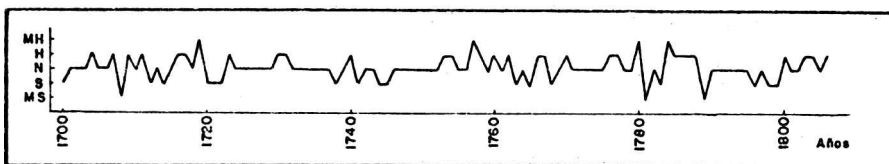


Fig. 2: Curva de la precipitación del siglo XVIII en el llano mendocino. En este tipo de graficación se ha utilizado una escala de cinco valores.

Los datos del siglo XIX

Los datos sobre lluvia medidos en mm., recién comienzan a tomarse en Mendoza en el año 1866 y hasta 1900 de manera muy irregular. Presentan mayor confiabilidad en este período las anotaciones sobre el número de días de lluvia, que en la ciudad de Mendoza comienzan a registrarse a partir de 1823 con algunas interrupciones. Los datos desde 1830 en adelante están publicados en Saneamiento de la Provincia de Mendoza (Coni, 1897). El capítulo dedicado a "Meteorología-Clima" de la Provincia está escrito por D. Gualterio Davis, director de la Oficina Meteorológica Argentina, quien comenta exhaustivamente el origen y validez de la información que analiza. Con respecto a los datos de precipitaciones, provenientes de diversas fuentes, advierte que ha consignado el número total mensual de ocasiones en que ha caído agua, sin distinguir entre "lluvias fuertes, regulares o lloviznas" (Coni, 1897, p.660).

Los claros en la información fueron completados con datos de periódicos, especialmente los provenientes de "El Constitucional" y "Los Andes".

Los datos del siglo XX

Para este trabajo se utilizaron los datos provenientes del Servicio Meteorológico Nacional, de la estación Mendoza-Observatorio (1900-1978), en sus dos variantes: datos de precipitaciones en mm y número anual de días de lluvia.

ELECCION Y HOMOGENEIZACION DE LAS MUESTRAS

Una de las formas de determinar la ocurrencia de cambios climáticos a través de un lapso prolongado consiste en tomar muestras representativas separadas entre sí por un número suficiente de años y compararlas mediante técnicas estadísticas.

Para efectuar este análisis comparativo, se seleccionó una muestra de 25 años corridos por cada siglo. Se procedió al azar en cuanto a la elección del grupo de 25 datos sobre cien que corresponden a la centuria.

El primer problema que se presentó al comenzar el análisis de las muestras, estaba relacionado con la naturaleza de la información proveniente de los siglos considerados. Se partía de la base de que se estaba trabajando con poblaciones distintas en cada período: precipitación anual de tipo cualitativo, número de días de lluvia y precipitaciones anuales en mm.

El primer paso consistió en homogeneizar las tres series para proceder a su comparación, o, por lo menos, realizarla por pares.

Con respecto al siglo XVIII, se trataba de trasladar a términos objetivos la información cualitativa que se tenía. La serie de precipitaciones construida a partir de una escala ordinal de cinco términos fue reducida a una escala de tres términos: Húmedo (H)-Normal (N) y Seco (S), asignando a cada una de estas categorías un valor numérico:

$$H=2; N=1; S=0$$

Con el objeto de poder relacionar poblaciones similares, se procedió con el mismo criterio con las precipitaciones anuales en mm del siglo XX. Las precipitaciones en mm indicaban una cantidad anual de lluvia caída, traducida en el paisaje y en la economía en ciertos fenómenos objetivos. Se pensó entonces que se podría, en principio, trasladar la cantidad de lluvia a términos cualitativos, siguiendo los mismos criterios que se habían seguido para el siglo XVIII. Para lograr esto, se recurrió a la información periódica, preguntando qué clase de indicadores usan en la actualidad los mendocinos corrientes para determinar que un año ha sido húmedo o seco.

Aplicando nuevamente la técnica de análisis de contenido a textos contemporá-

neos del Diario Los Andes, se llegó a la conclusión de que un año puede ser considerado húmedo en el presente cuando:

- *cae granizo en abundancia
- *hay tormentas asiduamente en los meses de primavera-verano
- *se producen crecientes por lluvia en forma continua
- *se constata la presencia de plagas de la agricultura, fundamentalmente langosta y peronospora, enfermedad de la vid que aparece cuando hay más de 80% de humedad atmosférica y cielo nublado durante un largo período.

Se encontró que la cantidad límite de precipitaciones en la cual se daba este panorama eran 232 mm (1952) y 61 días de lluvia por año. Es decir que se podía inferir que los años con 232 mm y más de precipitaciones contaban con altas probabilidades de ser considerados húmedos.

Tomando como base lo que se estableció como "normal" para el siglo XVIII, sobre todo aquellas referencias a buenas cosechas, ausencia de granizo y de aluviones, etc., se determinó que esta categoría para el siglo XX comprendía los valores que iban desde 162 mm a 232 mm anuales. Los valores menores a 162, entraban ya en la categoría inferior: "seco".

Con respecto al siglo XIX, si bien existía una posibilidad de comparación con el siglo XX, utilizando el número de días de lluvia, era necesario además, para mayor seguridad, realizar el procedimiento de convertir los datos cuantitativos en cualitativos, con el objeto de relacionar las muestras de los tres siglos. Se procedió de manera similar a la ya expuesta recurriendo a los periódicos del siglo XIX (El Constitucional, El Debate) con el fin de caracterizar los años húmedos, normales y secos (Fig. 3).

siglo XVIII		siglo XIX		siglo XX	
1775 (1)	1788 (2)	1835 (1)	1849 (0)	1950 (1)	1964 (2)
1776 (2)	1789 (0)	1836 (2)	1855 (0)	1951 (1)	1965 (0)
1777 (2)	1790 (1)	1837 (2)	1856 (2)	1952 (2)	1966 (1)
1778 (1)	1791 (1)	1838 (0)	1857 (0)	1953 (0)	1967 (1)
1779 (1)	1792 (1)	1839 (2)	1859 (0)	1954 (2)	1968 (1)
1780 (2)	1793 (1)	1841 (0)	1860 (0)	1955 (2)	1969 (0)
1781 (0)	1794 (1)	1842 (0)	1864 (2)	1956 (2)	1970 (1)
1782 (1)	1795 (1)	1843 (2)	1866 (1)	1957 (2)	1971 (0)
1783 (0)	1796 (0)	1844 (1)	1867 (1)	1958 (2)	1972 (1)
1784 (2)	1797 (1)	1845 (2)	1868 (0)	1959 (2)	1973 (1)
1785 (2)	1798 (0)	1846 (1)	1869 (0)	1961 (0)	1974 (1)
1786 (2)	1799 (0)	1847 (1)	1870 (0)	1962 (1)	1975 (0)
1787 (2)		1848 (1)		1963 (1)	

Fig. 3: Homogeneización de los datos de días de lluvias y precipitaciones

METODOS DE ANALISIS

Se han realizado pruebas paramétricas y no paramétricas -según el tipo de datos considerados- para decidir la existencia o no de diferencias significativas entre los conjuntos de datos considerados.

*Prueba t de Student, sobre la diferencia entre las medias de dos muestras

*Prueba de chi-cuadrado, para comprobar si existen diferencias entre muestras de datos expresados en forma de frecuencia.

*Prueba H de Kruskal-Wallis, para decidir si existe una diferencia significativa entre tres o más muestras.

Resultados obtenidos

Similitud entre las medias: Se compararon las muestras del siglo XIX con las del siglo XX, número de días de lluvia, siguiendo el criterio ya explicado de no hacer distinción entre lloviznas y lluvias fuertes.

Aplicando el test de Student se determinó que el valor crítico de t con 24 grados de libertad, con un nivel de significación 0.05 es de 2.06. Puesto que el valor calculado de t, 0.02 es inferior al crítico, se puede aceptar que no hay diferencia entre las medias de ambas poblaciones.

Prueba de chi cuadrado: Se aplicó a las muestras de los siglos XVIII, XIX y XX, con el fin de determinar si existían o no diferencias entre las frecuencias de años húmedos, normales y secos. Se utilizaron los datos homogeneizados de acuerdo a la metodología ya explicada (Fig.4).

En primer lugar, se compararon los siglos XVIII y XX y posteriormente el XIX con el XX. En ambos casos, la hipótesis nula afirmaba que la relación aparente de las muestras, reflejaban de modo preciso una similitud entre los patrones de precipitaciones de los dos pares de siglos comparados y por lo tanto no se habrían producido cambios. La hipótesis alternativa afirmaba que la relación aparente no era representativa.

SIGLO XVIII	SIGLO XIX	SIGLO XX
S 6	S 11	S 6
H 11	H 7	H 9
N 8	N 7	N 10

Fig. 4: Frecuencia de los años húmedos (H), normales (N) y secos (S).

Para ambos pares de datos se fijó un nivel de significación de 0.05. Se realizaron tablas de contingencia de frecuencias observadas y esperadas. Los grados de libertad se calcularon de acuerdo con la tabla de contingencia: n° de filas menos 1 por n° de columnas menos 1 $(2-1) \cdot (3-1) = 2$.

El valor crítico de chi cuadrado con dos grados de libertad con el nivel de significación de 0.05 es de 5.99.

En el primer caso (XVIII-XX) se obtuvo un valor chi cuadrado de 0.45 y en el segundo (XIX-XX) de 2.45. Puesto que el valor calculado de chi cuadrado es menor que el valor crítico en ambos casos, hay que aceptar la hipótesis nula con un nivel de probabilidad 0.05: no hay diferencias sustanciales.

XX	6 (6)	9 (10)	10 (9)	25
XVIII	6 (6)	11 (10)	8 (9)	25
TOTAL	12	20	18	50

 $x^2 = 0.45$

XIX	11 (8.5)	7 (8)	7 (8.5)	25
XX	6 (8.5)	9 (8)	10 (8.5)	25
TOTAL	17	16	17	50

 $x^2 = 2.45$

XIX	11 (8.5)	7 (9)	7 (7.5)	25
XVIII	6 (8.5)	11 (9)	8 (7.5)	25
TOTAL	17	18	15	50

 $x^2 = 2.90$

Fig. 5: Frecuencias observadas y esperadas (entre paréntesis) de los años secos normales y húmedos en los siglos XX, XVIII y XIX, por pares.

Se procedió luego a relacionar las muestras del siglo XVIII y XIX. El valor calculado de chi cuadrado, 2.90, también resultó menor que el valor crítico (Fig.5).

Comparación entre las tres muestras: La suposición formulada es que la proporción de años secos, normales y húmedos debería ser en cada una de las muestras igual que en el conjunto total. Relacionando las tres muestras, el valor calculado de chi cuadrado fue de 3.45 para cuatro grados de libertad y un nivel de significación de 0.05. El valor crítico es de 9.49. En consecuencia se ratifica la hipótesis nula: no se observan cambios (Fig.6).

XX	6 (7.6)	9 (9)	10 (8.3)	25
XVIII	6 (7.6)	11 (9)	8 (8.3)	25
XIX	11 (7.6)	7 (9)	7 (8.3)	25
TOTAL	23	27	25	75

$$x^2 = 3.45$$

Fig. 6: Frecuencias observadas y esperadas (entre paréntesis) de los años secos, normales y húmedos de los siglos XX, XVIII y XIX.

Prueba H de Kruskal-Wallis: Se utilizó para afinar un poco más el análisis y comparación realizado con chi cuadrado, puesto que se trata de una prueba no paramétrica, más adecuada para el tipo de datos con los que se estaba trabajando.

La hipótesis nula consistió en que las muestras se habfan tomado de poblaciones con distribuciones idénticas y que cualquier diferencia se debía a una variación aleatoria.

La hipótesis alternativa era que las muestras procedfan de poblaciones con distribuciones distintas, por lo que la diferencia entre las muestras reflejaba diferencias reales entre las poblaciones. Luego de ordenar los datos de menor a mayor y determinar las sumas de los rangos para cada muestra, se utilizó esta información para calcular H a partir de la siguiente ecuación:

$$H = \frac{12}{N(N+1)} \left[\frac{R^2}{n} - 3(N+1) \right]$$

donde N es el número total de individuos (75); R la suma de los rangos dentro de la muestra y n el número de individuos en la muestra (25, en este caso). Con el nivel de significación 0.05 el valor crítico de H es 5.99 (puede buscarse igual que el valor crítico de chi cuadrado, con dos grados de libertad). Puesto que el valor calculado de H es menor que este valor crítico: -16,02, puede rechazarse la hipótesis alternativa y aceptar que las muestras de los siglos XVIII, XIX y XX se tomaron de poblaciones con distribuciones idénticas.

CONCLUSIONES

En principio y de acuerdo con los resultados antecedentes no existieron cambios apreciables en lo que respecta al régimen de precipitaciones imperante en el llano mendocino a lo largo de las tres centurias analizadas. Este hecho no obsta para que, mediante la aplicación de otras pruebas, se puedan comprobar variaciones representativas entre los tres siglos considerados.

Agradecimientos: Deseo agradecer al Dr Walter H. Vargas por sus útiles consejos y sugerencias.

BIBLIOGRAFIA

Abraham, E.M. y Prieto, M.del R., 1984: Desertificación: Aproximación metodológica para el estudio de su génesis y evolución; presentado en el Seminario sobre "Metodología Regional de Evaluación del Proceso de desertización, "

Universidad del Comahue, 24 de octubre-4 noviembre, 1984.

Compagnucci, R.; Boninsegna, J. y Heinrich, S., 1981; Series de precipitaciones de la región Centro-Oeste y sus variaciones:GEOACTA.

Coni, E.R., 1897; Saneamiento de la Provincia de Mendoza; Imp. de Pablo Coni, Buenos Aires.

Mayntz, R, Holm K., Hubner, P., 1980; Introducción a los métodos de la Sociología empírica, Ed. Alianza Universidad, Madrid.

Prieto, M. del R., 1982; El clima de Mendoza durante los siglos XVII y XVIII. Presentado en el 4° Congreso Nacional de Meteorología. A publicar en Meteorológica.

ACERCA DE LA ESTIMACION DE LA DISPONIBILIDAD DE HUMEDAD EN EL
SUELO A PARTIR DE MEDICIONES REMOTAS.

Alberto L. Flores y Toby N. Carlson(*)

Departamento de Meteorología - Facultad de Ciencias Exactas y
Naturales

Universidad de Buenos Aires

Buenos Aires, Republica Argentina

(*)Department of Meteorology - The Pennsylvania State University
University Park, Pa. EE UU

RESUMEN

Se presenta la extensión de un método para obtener la disponibilidad de humedad en el suelo. El mismo consiste en combinar el producto de un modelo unidimensional de capa límite con la información contenida en imágenes infrarrojas digitalizadas provenientes del satélite GOES-Este.

La región elegida tiene un gradiente este-oeste del campo de la precipitación media anual similar al de la franja este-oeste del centro de nuestro país. Dicha región se encuentra localizada en parte de los estados de Texas y Oklahoma (EEUU) y abarca unos 300.000 kilómetros cuadrados.

Se obtuvieron los campos de la disponibilidad de humedad para tres días distintos y para dos subregiones que cubren la totalidad del área seleccionada. Estos campos se compararon con los correspondientes al Índice de Precipitación Acumulada a fin de evaluar la representatividad de los resultados obtenidos. Esa comparación arroja valores del coeficiente de correlación superiores al 0,65 en algunos casos.

Al combinarse los valores de los parámetros mencionados para distintos pares de días se obtuvieron coeficientes de correlación mayores de 0,70 lo que sugiere la posibilidad de utilizar el

presente método para obtener índices de humedad del suelo.

ABSTRACT

The extension of a method to obtain soil moisture availability is presented. It consists in the combination of a one dimensional boundary layer model and infrared digital satellite images from GOES East.

The region selected presents an east-west average rainfall gradient similar to that of Argentina's east-west central stripe. It is located in parts of the Oklahoma and Texas States (USA) and comprises about 300.000 square kilometers.

Moisture availability fields for three different days and two subregions were obtained. These fields were compared with the ones of the Antecedent Precipitation Index in order to evaluate them. The correlation coefficient was above 0,65 for some cases. The parameters difference was compared for different days and correlation coefficient values above 0,70 were obtained. These results suggest that this method can be used in order to compute soil moisture indexes.

1. INTRODUCCION.

La utilización de sensores remotos para evaluar la disponibilidad de humedad en el suelo (en adelante M) es particularmente importante para aplicaciones agrícolas, hidrológicas y climáticas. También es útil en el modelado numérico de la atmósfera, puesto que es crítico el tratamiento que se le da a la interfaz suelo-aire.

Las estimaciones de M provistas a través de mediciones de temperatura radiante mediante sensores pasivos en la banda infrarroja del espectro poseen un interesante valor práctico al basarse en un sistema relativamente económico y sencillo tal como

un procesador de imágenes y una computadora.

M, definida como la relación entre la evapotranspiración real y la potencial (Manabe, 1969), podría ser el parámetro más importante que gobierna la partición entre calor sensible y latente en superficie.

La estimación de M según el presente método, implica el uso de un modelo de capa límite y un algoritmo que relacione las mediciones remotas de radiación emitida con parámetros del suelo.

La idea primitiva de medir remotamente la humedad del suelo se basa en la respuesta de dicho suelo ante distintas funciones forzantes que dependen del contenido de humedad en el mismo.

La amplitud del rango diurno de la temperatura en la superficie del suelo es función de factores externos e internos. Los internos son la conductividad térmica (λ) y la capacidad calorífica (C_g) donde $P = (\lambda C_g)^{1/2}$ define lo que se conoce como "inercia térmica". Los factores externos son esencialmente meteorológicos: radiación solar, temperatura del aire, humedad relativa, nubosidad, viento, etc. El efecto combinado de estos factores externos es la función forzante que controla la variación diurna de la temperatura en superficie. La inercia térmica es entonces, una indicación de la resistencia del suelo ante esa función forzante.

En este trabajo se presenta la extensión de la aplicación de un método para obtener la disponibilidad de humedad en el suelo a partir de la combinación de un modelo unidimensional de capa límite con imágenes infrarrojas de GOES.

2. MODELO DE CAPA LIMITE UTILIZADO.

El modelo de capa límite utilizado es una versión actualizada del expuesto en Flores y Carlson (1984), en adelante FC.

Los valores de inicialización del modelo se tomaron de los

radiosondeos realizados durante los días elegidos en la estación aerológica Stephenville ubicada aproximadamente en el centro de la región estudiada. La temperatura del límite inferior de la capa de suelo se toma como constante e igual a un valor climatológico representativo. Los demás valores se estiman a partir de tablas (Sellers, 1965).

3. COMBINACION DE LAS SALIDAS DEL MODELO CON LOS VALORES DE TEMPERATURA PROVISTOS POR EL SATELITE.

La idea fundamental del método es la siguiente: dado que la disponibilidad de humedad (M) en el suelo y la inercia térmica del mismo (P) son las variables de inicialización más críticas, se pueden realizar varias corridas del modelo con distintos pares (M, P) manteniendo las demás variables constantes. El resultado será una cierta cantidad de curvas de la marcha de la temperatura diaria (Figura 1). Para cada una de esas curvas se toman dos temperaturas a las horas correspondientes con las tomas de las imágenes infrarrojas.

Con los conjuntos de pares de temperaturas se realiza una regresión cuadrática para expresar a M en función de (\bar{T}_1, \bar{T}_2) y análogamente para P . El procedimiento a continuación es: tomar el par de imágenes infrarrojas y extraer los pares de temperaturas para cada "pixel". Al introducir los pares de valores en la ecuación obtenida para M , se obtendrá el valor de este parámetro para cada "pixel".

4. CASOS ESTUDIADOS

Se muestra la ubicación del área en estudio en la Figura 2. La misma se encuentra dividida en dos sectores que distinguiremos como oriental y occidental. La extensión total es de unos 300.000 Kilómetros cuadrados e incluye parte de los estados de Oklahoma y

de Texas (EEUU). La mayor parte de la región consiste de terreno llano, entre 200 y 500 m, sobre el nivel del mar, y que es utilizado para pastoreo y cultivos de baja altura.

El criterio que privó para la selección del área en estudio fue que hubiera un cierto gradiente de la precipitación media, en tanto que la elección de la fecha estuvo sujeta a la disponibilidad de imágenes en cinta magnética. Se eligieron tres días: 1, 14 y 29 de julio de 1980; los tres habían tenido distintos valores de precipitación en días previos, lo que dejaba al suelo en distintas condiciones de humedad. Se habían registrado precipitaciones en la región durante el 18 y el 23 de junio y las siguientes lluvias ocurrieron a partir del 21 de julio. En los tres casos utilizados los días se presentaron con cielo despejado, vientos leves y presión atmosférica estable, lo que significa advección prácticamente nula.

Los valores de la precipitación media anual en el área van desde 1100 mm anuales en el borde oriental hasta 600 mm en el occidental. Considerando que la distancia entre ambos está en el orden de los 650 Km, puede apreciarse que existe cierta similitud con el gradiente zonal de la precipitación media anual que se presenta en el centro de nuestro país. (Hoffmann, 1975; Steinhauser, 1969). De este modo se puede controlar la sensibilidad del método en un área similar antes de emprender el estudio piloto en la Argentina (Vease Flores, 1984).

El sector oriental fue estudiado y presentado en FC, el occidental se estudia aquí y luego se combinan los resultados de ambos.

Se utilizaron datos de precipitación para obtener los campos del Índice de Precipitación Acumulada (IPA) a efectos de poder verificar de algún modo los campos obtenidos de M. El índice

utilizado fue el descripto por FC.

El período considerado para el cálculo del IPA comienza el 1 de abril de 1980 y se extiende hasta el 29 de julio de 1980.

Se utilizaron los datos de precipitación de 168 estaciones ubicadas dentro y alrededor de la región en estudio.

5. CAMPOS OBTENIDOS Y ANALISIS DE LOS CASOS ESTUDIADOS

Para el sector occidental se obtuvieron 3 campos de M que fueron comparados con 3 campos de IPA. Uno para cada una de las fechas elegidas. Se muestran aquí los campos para el día 29. (Figuras 3 y 4).

Al correlacionar los campos de M e IPA se obtuvieron los valores del coeficiente de correlación y la correspondiente relación lineal que se muestran en la Tabla 1, (solo cuando $r > 0,5$) con el rótulo OESTE, a los que se agregan los obtenidos por FC en la sección oriental.

Se consideraron regresiones lineales pues eran las que surgían a priori de la inspección visual de los puntos volcados en un diagrama (M,IPA) para cada uno de los días.

TABLA 1

DIA	R	Relación Lineal
Julio 1, ESTE	0,76	IPA = 0,426 + 0,928 M
Julio 14, ESTE	0,14	
Julio 29, ESTE	0,71	IPA = 0,178 + 0,439 M
Julio 1, OESTE	0,50	
Julio 14, OESTE	0,10	
Julio 29, OESTE	0,62	IPA = 0,079 + 0,369 M

Aparentemente se produce el mismo problema para el día 14 OESTE que para el 14 ESTE (Véase FC): una correlación baja sin una causa clara que la provoque en los casos donde el IPA tiene

el menor valor (debido al lapso transcurrido sin lluvias). El motivo podría ser el hecho de que al volcar en un diagrama (M, IPA) los puntos para un día dado, estos podían distribuirse alrededor del entorno de un único punto formando una "nube" (rango de valores muy estrecho) lo que lleva directamente a un coeficiente de correlación cercano a cero. Se introdujo entonces un nuevo enfoque del problema. Este consistió en tomar la totalidad de los datos y procesarlos del mismo modo que se realizó para cada uno de los pares mostrados anteriormente. Se combinaron todos los días con sus valores (M, IPA).

El resultado de esta combinación fue:

$$R = 0,65$$

Esto indica una mejoría en la correlación con respecto a los valores obtenidos en días individuales. También demuestra que la sospecha era cierta y que hay muy poca dispersión en ciertos casos individuales y no se justificaría tratar de hallar alguna relación útil en esos casos una vez identificados.

Con la idea de tratar de sacar mayor provecho a los datos obtenidos se analizó la variación temporal de M e IPA para distintos pares de días. Para ello se obtuvo la diferencia entre pares de valores de M y IPA, encontrándose los resultados que se muestran en la Tabla 2.

TABLA 2

DIA	R	Relacion Lineal
29-14 ESTE	0,22	
14-1 "	0,77	IPA = 0,708 M
29-1 "	0,32	
29-14 OESTE	0,33	
14-1 "	0,58	IPA = -0,30 + 0,465 M
29-1 "	0,33	

En este caso se encuentra una mejor correlación para el caso en que M e IPA disminuyen monótonamente desde el día 1 hasta el 14 en ambas secciones.

Para las diferencias temporales también se efectuó el análisis de todos los datos combinados. Se muestran los resultados separados para cada sección de la región en estudio y luego para ambas secciones.

$$(\Delta M, \Delta IPA) \text{ ESTE} \quad R = 0.85 \quad \Delta IPA = 0.655 \Delta M$$

siendo la relación T para la pendiente 14,60

$$(\Delta M, \Delta IPA) \text{ OESTE} \quad R = 0.46 \quad \Delta IPA = -0.128 + 0.546 \Delta M$$

siendo la relación T para la pendiente -5,17 y para la ordenada -4,06, respectivamente.

$$(\Delta M, \Delta IPA) \text{ TOTAL} \quad R = 0.79 \quad \Delta IPA = -0.104 + 0.646 \Delta M$$

con un valor de la relación T para la pendiente de 17,35 y para la ordenada de -4,82.

Los valores hallados para el coeficiente de correlación son realmente significativos, especialmente para el caso ESTE y el total de la muestra.

Estos resultados abren una interesante posibilidad cual es el permitir calcular la precipitación durante un período de tiempo a partir de la aplicación del método presentado en este trabajo.

De las tablas 1 y 2 se desprende que el coeficiente de correlación presenta mayores valores para la sección este, tanto en (M, IPA) como en $(\Delta M, \Delta IPA)$.

Se observa que al combinar distintos días mejora el resultado desde el punto de vista del coeficiente de correlación que se obtiene para caso lineal.

6. CONCLUSIONES

Se ha experimentado probando un método para obtener

parámetros del suelo, en este caso la disponibilidad de humedad, que consiste en combinar las salidas de un modelo unidimensional de capa límite con mediciones de temperatura desde un satélite, con mayor profundidad que en un trabajo anterior. Los resultados son promisorios, pues se han obtenido relaciones lineales del IPA en función de M con coeficientes de correlación mayores de 0,70.

El cálculo de la variación temporal del IPA en función de la variación temporal de M, abre el camino a la posibilidad de calcular índices de humedad del suelo o de excesos y déficits de agua, al dejar de ser un obstáculo la falta de mediciones remotas en días con cobertura nubosa.

7. BIBLIOGRAFIA

- Flores, A. L. y Carlson, T. M., 1984: Estimación de parámetros del suelo combinando un modelo de capa límite con imágenes digitales de GOES. Enviado a Meteorologica para ser publicado en el Vol. 14. 1984.
- Hoffmann, J. A. J., 1975: Atlas climático de América del Sur. I, Organización Meteorológica Mundial, Ginebra.
- Manabe, S., 1969: Climate of the ocean circulation. Part I. Mon. Wea. Rev., 97, 739-774.
- Sellers, W. D., 1965: Physical Climatology. The University of Chicago Press, Chicago.
- Steinhauser, F., 1969: Atlas Climático de América del Norte y América Central, I, Organización Meteorológica Mundial.

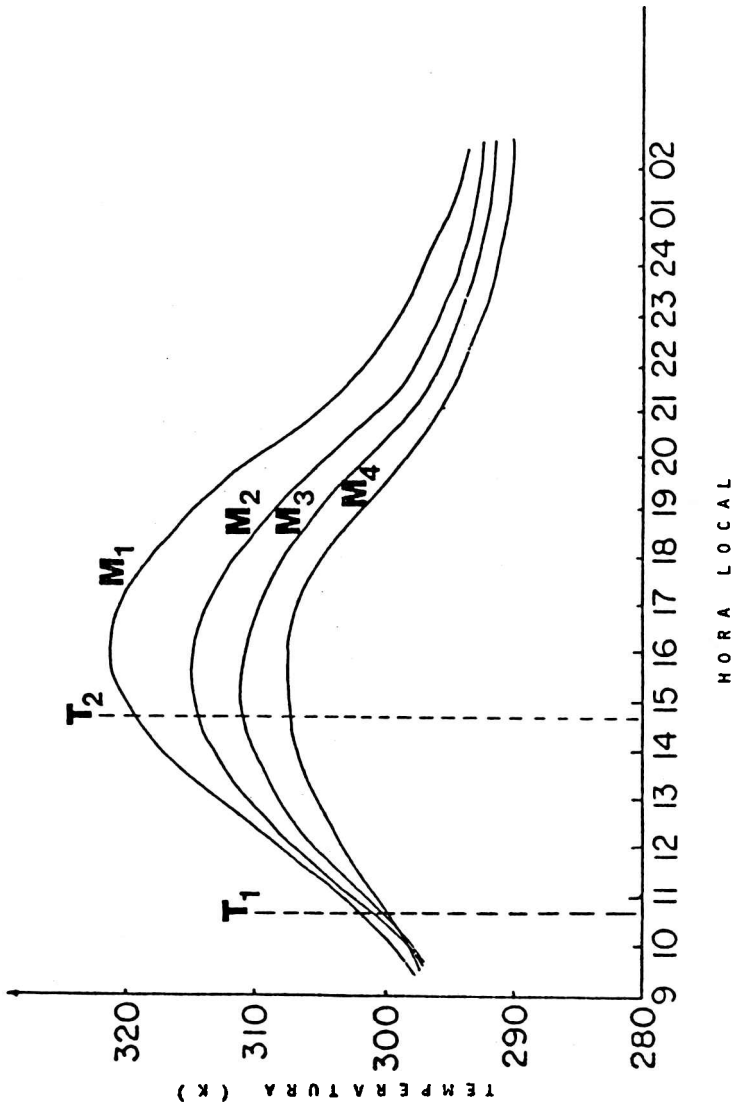


FIGURA 1

Algunas de las distintas curvas de la marcha diaria de la temperatura para distintos valores de M

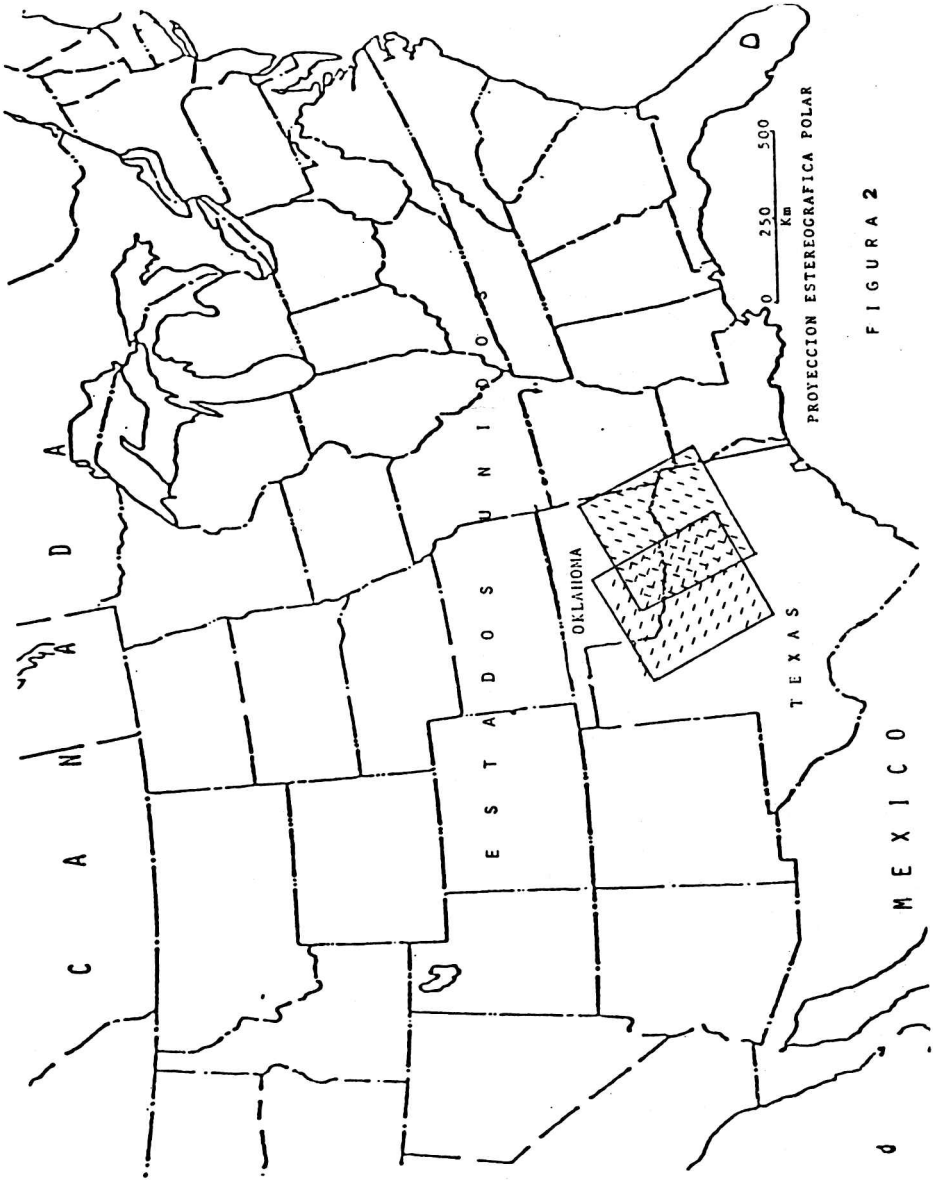


FIGURA 2

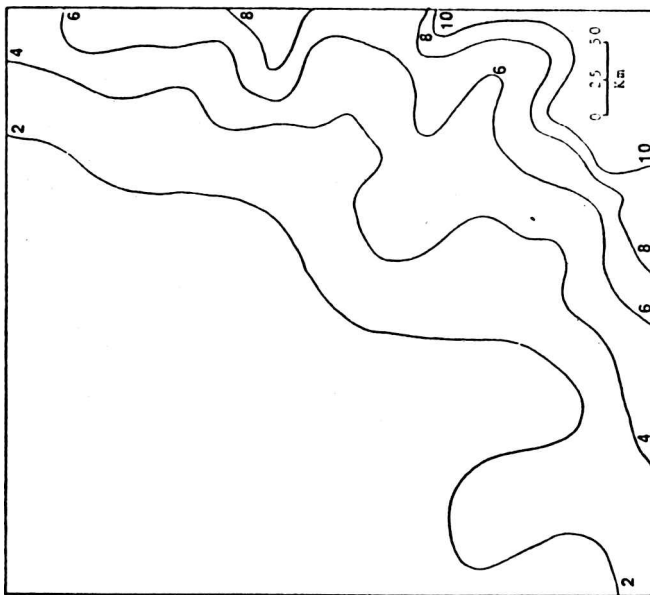


FIGURA 4
Disponibilidad de humedad x 10
29 de julio de 1980

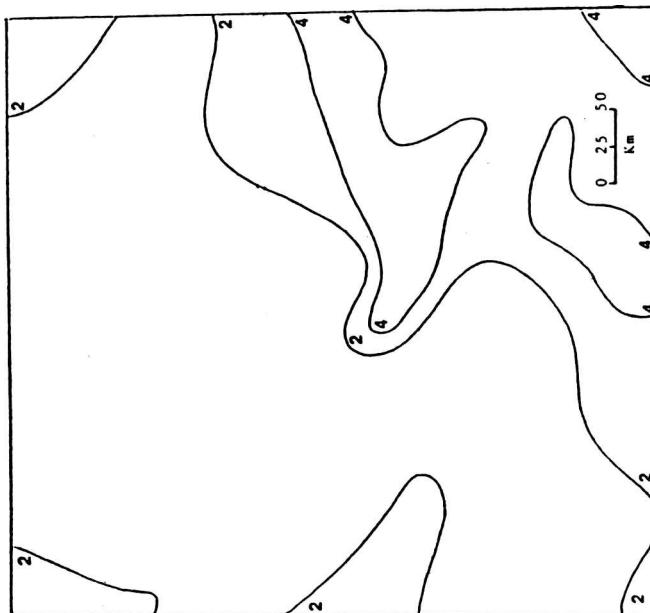


FIGURA 3
Indice de precipitacion acumulada
(pulgadas x 10)
29 de julio de 1980

DESARROLLO DE CRONOLOGIAS EN EL NOROESTE ARGENTINO

Ricardo Villalba y José A. Boninsegna

Laboratorio de Dendrocronología

IANIGLA - CONICET

Richard L. Holmes

Tree Ring Laboratory

University of Arizona U.S.A.

RESUMENES

Se dan a conocer las cuatro primeras cronologías desarrolladas para el noroeste argentino. Dos de ellas han sido derivadas a partir de *Cedrela angustifolia* Sesse Moc. (cedro) y las dos restantes con *Juglans australis* (nogal). No existen antecedentes en el uso de estos dos géneros en estudios dendrocronológicos. Se analizan los parámetros estadísticos que caracterizan a cada una de las cronologías para orientar respecto a su uso potencial y a sus limitaciones. Se concluye que las cronologías obtenidas contienen una importante señal climática por lo que se recomienda su empleo en estudios paleoclimáticos y paleoecológicos.

The first four chronologies developed for the Argentine NO are stated. Two of them have been derived from *Cedrela angustifolia* Sesse Moc. (cedro) and the two left from *Juglans australis* (nogal). These genera are used for the first time in dendrochronological studies. There are analyzed statistic parameters characterizing each of the chronologies in order to determine its potential use and limitations. We conclude that the chronologies contain an important climatic sign, and it is recommended its employment in palaeoclimatic and palaeoecologic studies.

INTRODUCCION

El conocimiento de los cambios climáticos anteriores al período de registro instrumental puede ser establecido por el uso de registros históricos o evidencias datables de fenómenos biológicos o geológicos cuya producción está regida en gran medida por el clima en el momento de su formación.

El crecimiento de los árboles provee una variedad de medidas (ancho de anillo, densidad, color de la madera) que pueden ser usadas como evidencias datables de un fenómeno biológico. Como cada dato puede ser asignado exactamente a un año dado, el crecimiento de los árboles ocupa una especial posición entre los fenómenos datables junto a los sedimentos de lagos y testigos de hielo.

La mayoría de los estudios dendrocronológicos y de reconstrucción paleoclimática con anillos de árboles han sido realizados utilizando coníferas (gimnospermas) ubicadas en regiones templadas o frías. Las áreas tropicales y subtropicales del mundo carecen de estos estudios.

El objetivo de este trabajo es el de comunicar el desarrollo de cuatro cronologías en el noroeste argentino empleando *Cedrela angustifolia* Sesse Moc. y *Juglans australis* Griseb. Goett. especies leñosas propias de regiones tropicales y subtropicales. Se analizan además, los parámetros estadísticos que caracterizan a cada una de las cronologías para orientar respecto a su uso potencial y a sus limitaciones.

Cedrela angustifolia y *Juglans australis* son especies características de la provincia fitogeográfica de las Yungas (Cabrera, 1976). El género *Cedrela* pertenece a la familia de las Meliáceas, la cual incluye un número importante de plantas leñosas restringida principalmente a las zonas tropicales y subtropicales del mundo (Smith Jr, 1960). *Cedrela angustifolia* se extiende desde el centro de México hasta el Norte de Argentina. *Juglans australis* es la especie más austral del género. Esta especie sólo está presente en Bolivia y Argentina. No obstante, otras especies del mismo género están bastante distribuidas extendiéndose a lo largo de las estribaciones de la cordillera de los Andes hasta América del Norte. (Manning, 1960).

LABORES DE CAMPO

Las muestras fueron tomadas de árboles que crecen en sitios que no han sido alterados por la acción del hombre. Con esto se trata de evitar que el bosque barrenado haya sido modificado por algún factor antrópico (tala, fuego) capaz de producir variaciones no climáticas en el crecimiento de los árboles. Se trató

que los sitios de colección se encontrasen lo suficientemente alejados del área climax (Dimitri y Zavattieri, 1982) de la especie estudiada ya que en estos lugares los árboles registran con mayor intensidad los cambios climáticos del ambiente. El gráfico N° 1 establece la localización geográfica de las masas forestales a partir de las cuales se han derivado las cronologías. El cuadro N° 1 resume las principales características de los sitios muestreados.

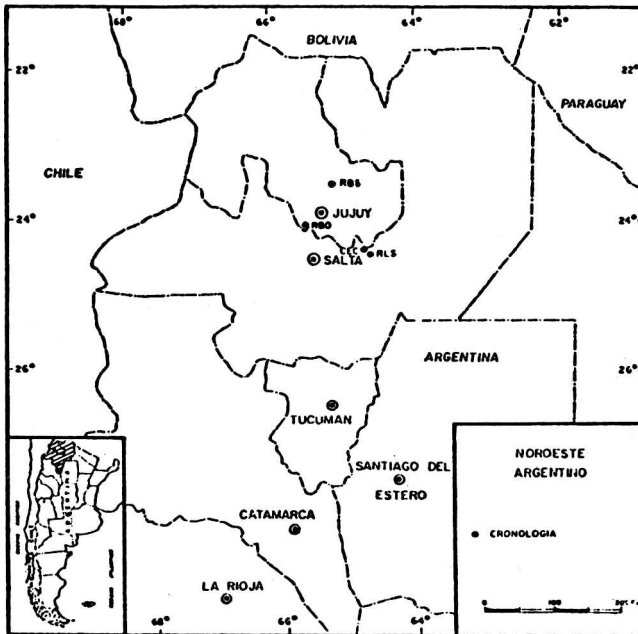


Gráfico N°1: Localización geográfica de las cronologías desarrolladas

Las muestras fueron obtenidas con barrenos de incrementos de 4 mm de diámetro. Si bien los anillos de crecimiento están claramente demarcados en ambas especies fue conveniente obtener más de una muestra por árbol. Esto permitió valorar la uniformidad circular en el fuste de los árboles barrenados y permitió discernir más correctamente sobre la existencia de falsos anillos.

En regiones tropicales y subtropicales las condiciones climáticas aumentan la variabilidad en el crecimiento de los árboles. Por ello fue necesario incrementar el tamaño del muestreo con el fin de retirar de la cronología aquellas muestras provenientes de árboles cuyo crecimiento responde a situaciones microambientales muy particulares. Como era deseable obtener cronologías integradas por

Cuadro N°1: Detalle de los rodales barrenados a partir de los cuales se han derivado las cronologías

SITIO	PROV.	CODIGO	ESPECIE	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD m	N° DE MUESTRAS	OBSERVACIONES
Río Blanco	Jujuy	RBO	Cedrela angustifolia	24°26'S	65°25'W	1900	48	Límite de dispersión altitudinal
Cerro Chañar	Salta	CEC	Cedrela angustifolia	24°36'S	64°35'W	1700	57	Límite de dispersión altitudinal
Río Bolsas	Jujuy	RBS	Juglans australis	23°55'S	65°10'W	1850	48	Límite de dispersión altitudinal
Río La Sala	Salta	RLS	Juglans australis	24°36'S	64°35'W	700	35	Ecotono selva tucumana Parque chaqueño

Cuadro N°2: Parámetros estadísticos correspondientes a las cronologías elaboradas

SITIO	N° de muestras	Año inicial	Año inicial para 10 muestras	Año final	N° de años	Desviación estándar	Sensibilidad media	Autocorrelación	Correlación entre todos los radios	Correlación entre árboles	Correlación entre radios de un mismo árbol	Correlación entre radios con la cronología	Variancia explicada por el clima		
													%	Estación	
Río Blanco	24	1851	1887	1981	131	0.326	0.302	0.330	0.462	0.447	0.688	0.679	38.0	Jujuy	
Cerro Chañar	26	1809	1863	1981	173	0.425	0.333	0.453	0.513	0.492	0.763	0.715	68.0	Salta	
Río Bolsas	27	1688	1829	1981	294	0.342	0.343	0.120	0.449	0.412	0.702	0.687	54.0	Jujuy	
Río La Sala	24	1849	1879	1981	133	0.387	0.287	0.638	0.503	0.496	0.680	0.700	61.0	Tucumán	
Media ESTE DE ESTADOS UNIDOS						0.238	0.175	0.496							
Media OESTE DE ESTADOS UNIDOS						0.380	0.365	0.415							DeWitt y Ames, 1978
Media de IRLANDA						0.255	0.180	0.590							Pitcher y Battlie, 1980
Media de INGLATERRA						0.260	0.195	0.540							
Media del SUR ARGENTINO y CHILE						0.230	0.150	0.630							LaMarche et al., 1979

más de 15 árboles, en la mayoría de los muestreos se barrenaron más de 30 ejemplares.

MEDICION Y ANALISIS

Las muestras fueron montadas sobre regletas de madera en forma tal que la dirección del pulido fuese perpendicular a los elementos del plan leñoso. El pulido se realizó con lijas de diferentes granos hasta permitir la correcta visualización de los anillos de crecimiento. El espesor de los anillos fue medido con una precisión de la centésima de milímetro. El material de un mismo sitio fue cofechado utilizando los gráficos de ancho de anillos de cada muestra y el programa de computadora COFECHA desarrollado por R.L.Holmes (1983) para tal fin. Una vez cofechadas las distintas series, se confeccionó cada cronología utilizando el programa ARSTAN (Cook and Holmes, 1984). Este programa incluye varios métodos recién perfeccionados para la construcción de cronologías de anillos de árboles. Se emplean las técnicas del "spline" cúbico (Cook and Peters, 1981), de eliminación de las tendencias de crecimiento en dos etapas, de estimación robusta de la función de valores medios, de modelación autoregresiva y de añadir a los residuos de la modelación la persistencia común para obtener tres cronologías de amplificada señal común y de reducida variancia no sincronizada y ruido. En el cuadro N°2 se encuentran los parámetros estadísticos más importantes que caracterizan las cronologías "STNDRD" obtenidas con el uso del programa ARSTAN. Los valores de sensibilidad media (Fritts, 1976), que dan una medida de la capacidad de los árboles para registrar las variaciones climáticas anuales, resultan similares a los que provienen de las cronologías del suroeste de los Estados Unidos (De Witt y Ames, 1978). Este grupo de cronologías es uno de los de mayor valor obtenidos hasta el presente.

La columna final del cuadro N°2 da el porcentaje de variancia en el crecimiento explicado por los parámetros climáticos. Estos valores fueron obtenidos empleando la metodología de Función de Respuesta propuesta por Fritts (1976). Se emplearon como datos predictores del crecimiento los valores de temperaturas medias mensuales de abril y marzo y precipitación mensual medidos en las estaciones meteorológicas de Jujuy, Salta y Tucumán. La variable dependiente fue la cronología de residuos derivada de la forma descripta anteriormente. Los porcentajes de variancia explicada por el clima son importantes con un rango que va desde 38% al 68% según la cronología considerada. Estos porcentajes son elevados si se los compara con los de otras cronologías derivadas en Europa (Hughes et al., 1978, 34%-64%, Schmidt, 1977, 10%-38%, Pilcher et al., 1980, 33%-72%) en el suroeste de Estados Unidos (Fritts, 1976, 46%-63%) o en la región central

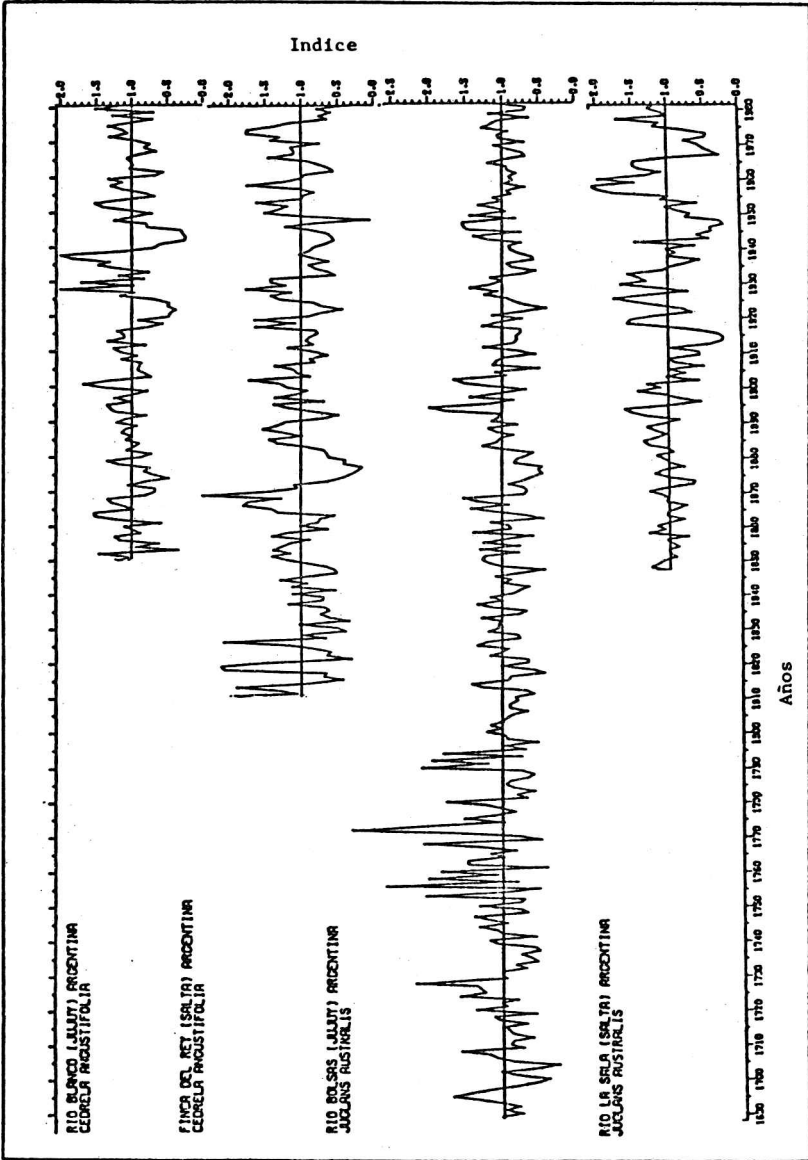


Gráfico N° 2: Cronologías desarrolladas en el Noroeste argentino

de Estados Unidos (Lawson et al., 1980, 53%).

CONCLUSIONES

El desarrollo de cuatro cronologías en el noroeste argentino empleando *Cedrela angustifolia* Sesse Moc. y *Juglans australis* Griseb. Goett. demuestra la posibilidad de usar especies leñosas que crecen en regiones tropicales y subtropicales en estudios dendroclimatólogicos (Villalba y Boninsegna, 1983). Los parámetros estadísticos que caracterizan las cronologías indican que las mismas son de buena calidad. Sin embargo la longitud de los registros de anillos de árboles obtenidos hasta el presente son relativamente cortos en la mayoría de las áreas. La cronología de mayor extensión elaborada cubre el período 1688-1981. Aún cuando puedan obtenerse cronologías de mayor extensión, la baja posibilidad de encontrar un número elevado de árboles de gran edad en un mismo sitio, hace muy difícil obtener cronologías con muy buena replicación más allá del año 1700. Considerando las características especiales de los lugares donde crecen estas especies es necesario efectuar muestreos de mayor tamaño que los realizados en zonas templadas o frías. Asimismo, se deben obtener como mínimo dos muestras por árbol para facilitar la etapa de cofchado y analizar la variación entre las muestras de un mismo individuo.

Los parámetros estadísticos de las cronologías y el resultado de las funciones de respuesta del crecimiento arbóreo al clima indican que las cronologías contienen una importante señal climática. Estas cronologías probablemente permitirán reconstrucciones climatológicas e hidrológicas de alta confiabilidad. Trabajar con especies leñosas que se desarrollan en regiones tropicales y subtropicales permitirá obtener información dendroclimatólogica de gran valor en sitios que carecen de otro tipo de registro de datos ambientales.

BIBLIOGRAFIA

- Cabrera, A.L. 1976; Regiones Fitogeográficas Argentinas. Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería. Editorial Acme. Buenos Aires.
- Cook, E.R. y K Peters, 1981; The Smoothing Spline: A New Approach to Standardizing Forest Interior Tree-Ring Width Series for Dendroclimatic Studies Tree-Ring Bulletin 41; 45-54.
- Cook, E.R. y R.L. Holmes, 1984; Program ARSTAN users manual. Laboratory of Tree Ring Research, University of Arizona, Tucson, 25 p.
- DeWitt, E. and M. Ames, 1978; Tree-Ring chronologies of eastern Northern America. Chronology Series IV, Vol 1, Laboratory of Tree-Ring, The University of Arizona.

- Dimitri, M.J., M.A.Zavattieri, 1982; Fitogeografía y Ecología Vegetal: Terminología en la materia. Revista de la Universidad Nacional de Río Cuarto.
- Fritts, H.C. , 1976; Tree-Ring and Climate Academic Press, London.
- Holmes, R.L., 1983; Computer-Assited Quality Control in Tree-Ring Dating and Measurement. Tree-Ring Bulletin, 43: 69-75.
- Hughes, M., B. Gray, J. Pilcher, M. Baillie and P. Leggett. , 1978; Climate signals in British Isles Tree-ring chronologies. Nature 272; 605-606.
- Lawson, M.P., R. Heim, J.A. Manginelli, G. Moles, 1980; Dendroclimatic Analysis of Bur Oak in Eastern Nebraska. Tree-ring Bulletin 40; 1-12.
- LaMarche, V.C., R.L.Holmes, P.W. Dunwiddie, y L.G. Drew, 1979; Tree Ring Chronologies of the Southern Hemisphere Vol.1: Argentina, Vol 2; Chile. Chronology Series V, University of Arizona, Tucson, Arizona.
- Manning, W.E., 1960; The genus Juglans in South America and West Indies. Brittonia 12 (1): 1-26.
- Pilcher, J.R., y M.G. Baillie, 1980a; Six Modern Oak Chronologies from Ireland. Tree-ring Bulletin, 40; 23-34.
- , 1980b; Eight Modern Oak Chronologies from England and Scotland. Tree-ring Bulletin, 40; 45-58.
- Schmidt, B., 1977; Dendroklimatologische Untersuchungen an Eichen nordwest - deutscher Standorte. PhD Thesis, Hamburg.
- Smith, C.E., 1960; A revision of Cedrela (Meliaceae). Fieldiana 29 (5); 293-341.
- Villalba, R. y J.A. Boninsegna , 1983; Estudios Dendrocronológicos en el Noroeste Argentino. V Congreso Forestal Argentino. Tomo 1; 2.33-2.44. Santa Rosa, La Pampa.

BÚSQUEDA DE RASTROS DE LA CORRIENTE ANILLO EN EL POLO SUR

María Andrea Van Zele y Otto Schneider

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas
y Técnicas

Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

El objetivo del trabajo es establecer si existe relación entre perturbaciones del campo magnético registradas en el Polo Sur y la corriente anillo ecuatorial. La presencia de variaciones positivas y negativas en la componente vertical señala los efectos de corrientes hacia el este o el oeste, respectivamente, a latitudes menores que las del observatorio. Las primeras, más numerosas, muestran la influencia de corrientes ionosféricas aurorales. Las segundas podrían corresponder al fenómeno buscado.

ABSTRACT

The purpose of this analysis is the search for a possible relationship between the equatorial ring current and the disturbances of the geomagnetic field at the South Pole. Positive and negative deviations of the Z-component are on record, indicating currents towards the East and West, respectively, at subpolar latitudes. The former, which are more frequent, can be interpreted as the effect of ionospheric auroral currents, while the latter could be caused by the ring current effect here searched for.

INTRODUCCIÓN

Se utilizan para este estudio registros de valores medios horarios del elemento Z del observatorio Polo Sur ($-78,5^{\circ}$ lat. geom.; 0° long. geom.), comprendidos entre el 1-1-1960 y el 31-12-1971.

El efecto sensible de la corriente anillo ecuatorial en observatorios de baja latitud es la depresión del nivel medio de la componente horizontal H en días de post-perturbación, superada por una recuperación que se percibe nítidamente observando las variaciones de los valores nocturnos de dicha componente en los días sucesivos posteriores a una tormenta. En el Polo Sur, en cambio, debido a la imposibilidad de definir un nivel nocturno se eligen para este trabajo los valores de la componente vertical en las horas más próximas al mediodía geomagnético; en ellas la dispersión calculada al agrupar para una hora dada los valores correspondientes a días tranquilos resulta ser inferior a las demás, y no supera los 20 nanoteslas (Schneider, O., a publicar).

Una corriente de circulación este-oeste (como la corriente anillo magnetosférica) produce en el polo magnético y en la región circumpolar, incluyendo el polo geográfico, un campo magnético cuya componente vertical tiene el mismo sentido que la componente Z del campo principal, por lo que la recuperación en días sucesivos posteriores a una tormenta magnética se percibe como una disminución de su valor absoluto.

CRITERIO DE SELECCION

Como valor representativo de cada día se adopta el promedio z de Z en el intervalo $[14, 17]$ T.U..

Se toma como día perturbado (con criterio de latitud baja o media) a aquéllos que verifican $\sum K_p > 20$, $K_5 + K_6 > 6$ (notando como K_i al i-ésimo valor de K_p del día en cuestión); esta última condición se impone dada la forma de definir el valor de z representativo en el Polo Sur.

Sobre la base de estas definiciones se eligen conjuntos de tres días sucesivos que satisfacen:

a) el primer día es perturbado,

b) los días sucesivos son no perturbados, y el signo de la diferencia de z de cada uno de ellos con el anterior es el mismo en cada conjunto.

Surgen así 126 conjuntos distribuidos en los años en estudio según se muestra en el primer renglón de la tabla 1. De entre ellos, en 22 se manifiesta una disminución de z respecto del valor no perturbado, o sea una desviación semejante al efecto buscado; se distribuyen en los años en consideración como se ve en el segundo renglón de la tabla 1, distribución que indicaría que ese comportamiento es más frecuente con alta actividad solar.

La existencia de 104 conjuntos que satisfacen a) y b), y donde la perturbación produce una disminución del valor absoluto de z en el Polo Sur en días sucesivos posteriores a una tormenta debe ser atribuída a una corriente con sentido de circulación oeste-este; tales conjuntos no serán analizados aquí.

Se consideran en adelante sólo aquellos conjuntos que además de verificar a) y b) satisfacen

$$z(1) < z(2) < z(3) \quad ; \quad |z(1) - z(2)| > |z(2) - z(3)| \quad (1)$$

pues se admite que la recuperación de una componente del campo debida al decaimiento de la corriente anillo puede ajustarse por una función exponencial.

Los conjuntos se distribuyen en los años contemplados como se indica en el último renglón de la tabla 1.

	1960	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	tot
n	14	6	13	11	7	9	12	8	10	6	19	11	126
n_0	3	1	1	-	-	1	-	-	3	2	9	2	22
n_1	3	-	1	-	-	1	-	-	2	2	5	2	16

Tabla 1: distribución, por año, de conjuntos de días de post-perturbación; n : número de conjuntos elegidos; n_0 : número de conjuntos en los que las variaciones resultan de una corriente este-oeste; n_1 : número de subconjuntos de n_0 que satisfacen (1).

PARÁMETROS DE LA RECUPERACIÓN

Polares

La recuperación de z en días de post-perturbación debida al decaimiento de la corriente que produce la perturbación puede expresarse como

$$z(t) = A_z + B_z \exp(-k_z t) \quad (2)$$

donde $z(t=i)$ es el valor del i -ésimo día del conjunto,

A_z es el valor de z a alcanzarse si no existieran perturbaciones posteriores ni variación secular del campo,

B_z una medida de la intensidad de la perturbación,

k_z una medida de la velocidad de recuperación.

Los promedios semestrales de k_z y B_z se indican en la tabla 2, donde SN (solsticio del norte) indica aquellos conjuntos cuyo primer día pertenece al intervalo comprendido entre el 22 de marzo y el 21 de setiembre, y SS (solsticio del sur) los restantes.

semestre	n	\bar{k}_z	σ_k/\sqrt{n}	\bar{B}_z	σ_B/\sqrt{n}
SN	12	1,45	0,2	-249,6	50
SS	4	0,80	0,3	-69,7	20

Tabla 2: parámetros medios semestrales de la perturbación negativa de z en el Polo Sur, y su dispersión.
 $[\bar{B}_z] = [\sigma_B] = nT$; $[\bar{k}_z] = [\sigma_k] = 1/\text{día}$.

De los resultados se infiere que:

-) tal recuperación se observa con mayor frecuencia en invierno que en verano (austral),
-) la intensidad media de las perturbaciones es mayor en invierno que en verano,
-) la velocidad de recuperación es mayor en invierno que en verano.

Ecuatoriales

Las variaciones de la componente horizontal H registradas en el observatorio de Kakiokā ($26,4^\circ$ lat.geom.N), donde el intervalo

horario $[14,17]$ T.U. es nocturno ($140^{\circ}11,4'$ long.geog.E), se ajustan por una función análoga a (2) en los conjuntos que lo admiten entre aquellos 16 que lo hacen en z. La variable h se define como el promedio de los valores H del intervalo mencionado.

Los parámetros \bar{k}_h y \bar{B}_h de los mismos semestres se muestran en la tabla 3.

semestre	n	\bar{k}_h	σ_k/\sqrt{n}	\bar{B}_h	σ_B/\sqrt{n}
SN	8	1,00	0,2	-131,7	37
SS	4	1,33	0,3	-217,7	62

Tabla 3: parámetros medios semestrales de la perturbación de h en Kakioka, y su dispersión.

$$[\bar{B}_h] = [\sigma_B] = nT; [\bar{k}_h] = [\sigma_k] = 1/\text{día}.$$

La magnitud tanto de la depresión característica \bar{B}_h como de la velocidad de recuperación es del orden esperado; a pesar de que el número de datos es insuficiente para dar una interpretación concluyente, puede decirse que \bar{B}_h manifiesta una relación estacional análoga a la de \bar{B}_z (mayor en el invierno que en el verano de su hemisferio).

Se define para cada día el valor d, promedio de los índices Dst del intervalo horario $[14,17]$ T.U.; para cada conjunto de entre los 16 mencionados se calculan análogamente (si es posible) los valores de los parámetros A_d , B_d y k_d que resultan de proponer para d un ajuste análogo a (2). Como sólo responden a él 6 conjuntos: 7 pertenecientes al SN y 1 al SS, no es posible hacer un estudio estadístico semestral.

Respuesta media anual

La respuesta media anual de todos los parámetros de los conjuntos estudiados se muestra en la tabla 4.

Como medida de las variaciones geomagnéticas debidas a corrientes ionosféricas aurorales (electrochorros) se consideran los índices AE (Report UAG-22, 1972), en términos de la variable a, promedio de los índices AE/2 del intervalo $[14,17]$ T.U.

de cada día de un conjunto, ajustada por una función similar a (2) en aquellos conjuntos que lo admiten entre los 16 mencionados. Para un estudio más realista de una hipotética influencia del electrochorro hacia el oeste se necesitaría disponer de índices AL (Mayaud, 1980) calculados sobre la base de datos registrados en observatorios aurorales del hemisferio sur.

variable	n	\bar{k}	σ_k/\sqrt{n}	\bar{B}	σ_B/\sqrt{n}
z	16	1,29	0,2	-204,6	43
h	12	1,11	0,1	-160,4	33
d	8	1,55	0,5	-331,6	173
a	6	1,68	0,7	6816,2	8060

Tabla 4: parámetros medios anuales y su dispersión; z: promedio de los valores horarios [14,17] T.U. de Z en el Polo Sur; h: ídem para H en Kakioka; d: ídem para los Dst; a: ídem para los AE/2. $[\bar{B}] = [\sigma_B] = nT$; $[\bar{k}] = [\sigma_k] = 1/\text{día}$.

La tabla 4 muestra una perturbación media anual para z, h y d; el escaso número de datos de a (1 para SS y 5 para SN) y su dispersión impide una interpretación de su significado.

CONCLUSIONES

Las desviaciones estudiadas y su recuperación pueden ser atribuidas a la corriente anillo ecuatorial, cuando la configuración de las corrientes ionosféricas polares equivalentes es tal que éstas no inciden aditivamente en las variaciones de z.

BIBLIOGRAFIA

- Sugiura, M. y Poros, D.J., 1971; Hourly values of equatorial Dst for the years 1957 to 1970, GSFC Doc. X-645-71-278, Goddard Space Flight Center.
- Report UAG-22, 1972; Auroral electrojet magnetic activity indices for 1970, World Data Center A for Solar-Terrestrial Physics.
- Mayaud, P.N., 1980; Derivation, meaning and use of geomagnetic indices; American Geophysical Union, 96-115.

INFLUENCIA DEL TERMINADOR SOLAR EN EL ESPECTRO ACUSTICO-GRAVITATORIO
DE LA REGION F

Alberto E. Giraldez*
Laboratorio Ionosférico de la Armada
Servicio de Comunicaciones Navales

RESUMEN

Se analiza la influencia de la interfase día-noche sobre la energía asociada y la distribución de frecuencias de ondas gravitatorias en el rango de períodos 10 minutos a 90 minutos en la Región F de la ionósfera, a partir de datos de sondadores ionosféricos.

En las dos estaciones analizadas se observa un gran cambio en la energía asociada a las ondas y una clara redistribución en frecuencias al cruzar el terminador,

La variación cuantitativa de energía muestra que en pocas decenas de minutos, la actividad disminuye (aumenta) en un factor 2 al pasar de día a noche (noche a día).

La redistribución de frecuencias, se observa que ocurre en unos pocos minutos, estabilizándose luego con una estructura diferente.

Se postula, en base a los resultados obtenidos, que la estructura de ondas responde a dos causas diferentes y simultáneas, que son el acoplamiento entre diferentes modos de mareas y la radiación solar incidente sobre las irregularidades en la distribución de Ozono en la atmósfera media.

ABSTRACT

The influence of the day-night crossing on associated energy and frequency distribution of gravity waves with periods between 10 minutes and 90 minutes at the ionospheric F-region is analyzed by means of ionosonde data.

An appreciable change in the associated wave energy and a clear frequency redistribution is observed for the two analyzed stations during the terminator crossing.

Quantitative energy variation shows that the activity decays (grows) in a factor 2 for the day to night (night to day) change in a few tens. of minutes.

Frequencies redistribution occurs in a few minutes, stabilizing with a different pattern to the one observed prior to the terminator crossing.

It is postulated, based upon results, that wave structure is driven by two different and simultaneous sources, the coupling between different tidal modes and solar radiation reaching Ozone distribution irregularities occurring in the middle Atmosphere.

*Miembro de la Carrera del Investigador del CONICET.

INTRODUCCION

La presencia de irregularidades de densidad iónica al amanecer y atardecer en la ionósfera ha sido observada y analizada por varios autores, utilizando diferentes técnicas de medición, entre ellos Herron et al (1973), Teitelbaum et al (1978) en las regiones F y E respectivamente.

Desde el punto de vista teórico, uno de los primeros en atacar el problema de discontinuidad supersónica en el calentamiento ionosférico fue Chimonas (1970), en ese caso para describir el posible efecto de un eclipse solar.

Otros autores han retomado el problema teórico de una fuente supersónica (Kato et al 1977, Cot et al 1980), adaptado al caso de amanecer y atardecer, en especial el último de los autores. Las conclusiones teóricas obtenidas, si bien cualitativamente son aceptables, cuantitativamente no son confiables, debido a la extrema simplicidad de los modelos fluidodinámicos empleados.

Las conclusiones teóricas indican que el pasaje del terminador solar genera ondas gravitatorias, de frecuencia cercana a la de Brunt, y que a medida que la fuente se aleja del punto de observación, la frecuencia se desplazará levemente hacia las mas bajas frecuencias, desapareciendo el efecto en decenas de minutos.

Desde el punto de vista experimental, los resultados obtenidos por otros autores indican que existiría un aumento de la energía asociada a líneas espectrales ya existentes durante y luego del pasaje del terminador, aumento que dura aproximadamente 1 a 2 horas, decreciendo luego la actividad.

Teitelbaum et al (1978) basándose en resultados de mediciones de emisión del oxígeno monoatómico en 5577Å, muestran que las oscilaciones en la emisión decrecen en magnitud hacia la medianoche local, aumentando al acercarse al amanecer, siempre con un mínimo a medianoche.

Herron et al (1973) utilizando sondadores por corrimiento Doppler en la región F encuentran que existe actividad de ondas en forma permanente, y que durante el atardecer y amanecer se observa un incremento de la amplitud de las ondas en el rango 10-108 minutos. De los casos analizados por estos autores, se observa que la densidad de potencia espectral en el rango antes mencionado tiene un valle a medianoche, con crecimientos sustanciales al atardecer y amanecer, para luego decrecer durante el día, con otro mínimo aproximadamente a mediodía. Estos resultados expuestos fueron obtenidos como ya se dijo mediante la técnica de sondaje por corrimiento Doppler en frecuencia, que en realidad mide velocidades del plasma, a diferencia de la técnica utilizada en este trabajo, que mide variaciones de densidad local de plasma.

ANALISIS DE DATOS

Con la finalidad de determinar si el paso del terminador solar produce efectos dinámicos observables en la densidad electrónica de la región F, aparte de los efectos de fotoionización, y en el rango de frecuencias acústico-gravitatorias, se efectuó una campaña de mediciones simultáneas en Tucumán y San Juan, con el apoyo y colaboración de la Universidad Nacional de Tucumán y el Centro de Estudios Regionales de San Juan (CONICET-UNSJ), utilizando sondadores de incidencia vertical y alta velocidad.

Esta campaña consistió en la obtención de ionogramas cada 5 minutos durante períodos de 6 horas centrados en el amanecer y atardecer, durante junio de 1981. Durante el período de observación no se produjeron tormentas magnéticas o solares que pudieran enmascarar el efecto del paso del terminador.

La información utilizada en este trabajo es la correspondiente a las series de datos de f_oF_2 cada 5 minutos, procesados espectralmente con ventana móvil de ancho 1.5-2 hs, y filtros pasa alto.

La ventana utilizada (Hanning) efectuó un barrido a paso constante de 5 minutos a lo largo de la serie, obteniéndose una secuencia de espectros correspondientes a diferentes condiciones geofísicas, desde condición diurna a nocturna, pasando por la transición día-noche.

Los resultados mostrados en la Figura 1 corresponden a la secuencia de espectros obtenida en dos de los casos analizados. El procesamiento de todos los períodos utilizados muestra el mismo esquema.

En esta Figura se observa que espectros consecutivos muestran una gran estabilidad, tanto al comienzo como al final del registro, indicando que la distribución de ondas no varía en decenas de minutos. Se observa en cambio una rápida y fuerte variación al promediar el registro, correspondientes al período de tiempo de paso del terminador solar sobre la estación de observación. La duración de la perturbación varía con la estación y la frecuencia, no identificándose un comportamiento claro en cuanto a cual rango de frecuencias se perturba primero.

RESULTADOS EXPERIMENTALES

Los resultados indican que el paso del terminador no produce la aparición de ondas gravitatorias de frecuencia fija y corta duración que deberfan observarse con esta técnica, según la teoría. Se observa si un cambio rápido en las ondas preexistentes, fundamentalmente en frecuencia y de duración aproximada 1 hora. No puede descartarse que los corrimientos de frecuencia sean debidos a la generación de ondas locales que interfieran el espectro existente. El grado de perturbación observada se indica en la Figura 2 y como máximo es del orden de 25% en-

tre espectros consecutivos.

Otro de los efectos observados, y que se considera muy importante, es la variación de potencia espectral observada en la banda de frecuencias en estudio. Esta disminuye rápidamente al pasar de día a noche. La variación observada no es idéntica día a día, como muestra la Figura 3 aunque en todos los casos presenta la misma tendencia (mayor durante el día que en la noche), tanto en el atardecer (3abc) como en el amanecer (3d).

Esta variación en potencia no puede explicarse si el acoplamiento entre diferentes modos de mareas se supone como la causa principal de la existencia de O.A.G. en la región F en ausencia de fuentes impulsivas de energía, ya que este acoplamiento produce efectos de más lenta variación, y además las fases de los modos de mareas posibles no coinciden con el atardecer local en sus mínimos.

DISCUSION DE RESULTADOS

Debido a los hechos mencionados en el punto anterior, se postula que las variaciones rápidas de potencia se deben directamente a la rápida variación de la absorción de energía solar producida en la atmósfera media principalmente por el O_3 .

Esta hipótesis, es compatible con los resultados mostrados debido a:

- a) Durante la noche la actividad de ondas en el rango gravitatorio no desaparece, pero se reduce a un valor estable y similar para todos los casos analizados. Se postula que esta componente nocturna sí es debida al acoplamiento entre diferentes modos de mareas, de lenta variación y amplitud constante. La llamaremos actividad de fondo.
- b) Durante el día, a la actividad de fondo, que no desaparece pero tampoco existen evidencias que indiquen que debiera crecer notoriamente, se le superpone la actividad generada por las irregularidades en la distribución de O_3 y H_2O a baja altura, generadoras de la mayor parte de la actividad de O.G., de propagación cuasi vertical.

Estas hipótesis indican que la fuerte y rápida caída de la potencia espectral está directamente asociada con la fuerte caída en la radiación solar incidente sobre las irregularidades en la distribución de O_3 en la mesósfera al atardecer, en contraposición con la hipótesis que el terminador supersónico es capaz de producir efectos similares locales, hipótesis que tiene dificultades para sustentar cuantitativamente la magnitud de energía necesaria para producir los efectos observados.

La justificación teórica de esta hipótesis ha sido desarrollada por J. Colman, U. Boldes a A. Giraldez (1985), quienes muestran que una onda gravitatoria que se propaga en un medio en movimiento, satisface una ecuación de energía del tipo:

$$\frac{dE}{dt} + E \nabla \cdot C + T_{ij} \frac{\partial U_j}{\partial X_i} = 0 \quad (1)$$

E = energía de la onda

C = velocidad de propagación del sonido en el medio

T_{ij} = tensor de interacción de las ondas con el medio

U = velocidad del medio

obteniéndose para T_{ij} la expresión

$$T_{ij} = \rho U'_i U'_j - \left[\frac{1}{8} \rho (U_o^2 + V_o^2 + W_o^2) + \frac{b_o^2}{\omega g^2 + g^2 / C^2} \right] \delta_{ij} \delta_{j3} \quad (2)$$

donde:

U_o, V_o, W_o = componentes de la velocidad de la onda (amplitud)

U'_i = velocidad de la onda en la dirección i

b_o = flotabilidad

$\omega g^2 + g^2 / C^2 = \omega_b^2$ = frecuencia de Brunt-Vaisala

ρ = densidad del medio

δ_{ij}, δ_{j3} = delta de Kronecker

Las fórmulas 1 y 2 indican que la transferencia de energía del medio a la onda es directamente proporcional a los componentes cortantes del viento en el medio $\frac{\partial U_j}{\partial X_i}$, poniendo en evidencia que la existencia de irregularidades y turbulencia es mucho más efectiva en la generación de ondas que las magnitudes medibles de modos de mareas.

La expresión (1) de la ecuación de conservación de la Acción de ondas (E/ω) en presencia de un viento de fondo, se obtuvo al desarrollar las ecuaciones fluidodinámicas de Navier-Stokes, con aproximación de Bousinesq y sin términos disipativos para las ondas, en un medio con velocidades variables en las tres dimensiones y el tiempo, sin despreciar los términos de segundo orden (perturbativo) de las ondas respecto del medio.

CONCLUSIONES

Se observa un cambio apreciable en la estructura acústico-gravitatoria de la región F con el paso del terminador solar.

Los cambios observados son tanto en su estructura espectral como en la energía asociada a las ondas acústico-gravitatorias.

De los resultados experimentales y el análisis teórico de interacción medio-onda se infiere que es muy posible que existan dos mecanismos superpuestos que provocan los efectos observados; la interacción local entre modos de mareas, y la generación de ondas a baja altura (atmósfera media) en las irregularidades del O₃ principalmente.

BIBLIOGRAFIA

- Colman, J., Boldes, U. y Giraldez, A (1985): Modelo de interacción de Ondas Gravitatorias Internas con un Flujo de Fondo. Publicación N°135 - Oto. Aeronáutica - Fac. de Ingeniería - Univ. Nal de La Plata.
- Cot, C. y Teitelbaum, H. (1980): Generation of gravity waves by inhomogeneous heating of the atmosphere, JATP, 42, 877-883.
- Chimonas, G. (1970): Internal Gravity Waves Motions Induced in the Earth's Atmosphere by a Solar Eclipse" J.G.R., 75, Nro. 28, 5545-5551.
- Herron, T.J. y Donn W.L. (1973): Diurnal Variations of F-region Waves. JATP 35, 2163-2176.
- Kato, S., Kawakami, T. y St. John, D (1977): Theory of gravity wave emission from moving sources in the upper atmosphere. JATP 39, 581-588.
- Teitelbaum, H y Petitdidier M. (1978): Night-time variation of short period fluctuations (2-15 min) in the oxygen green line. JATP 40, 223-227.

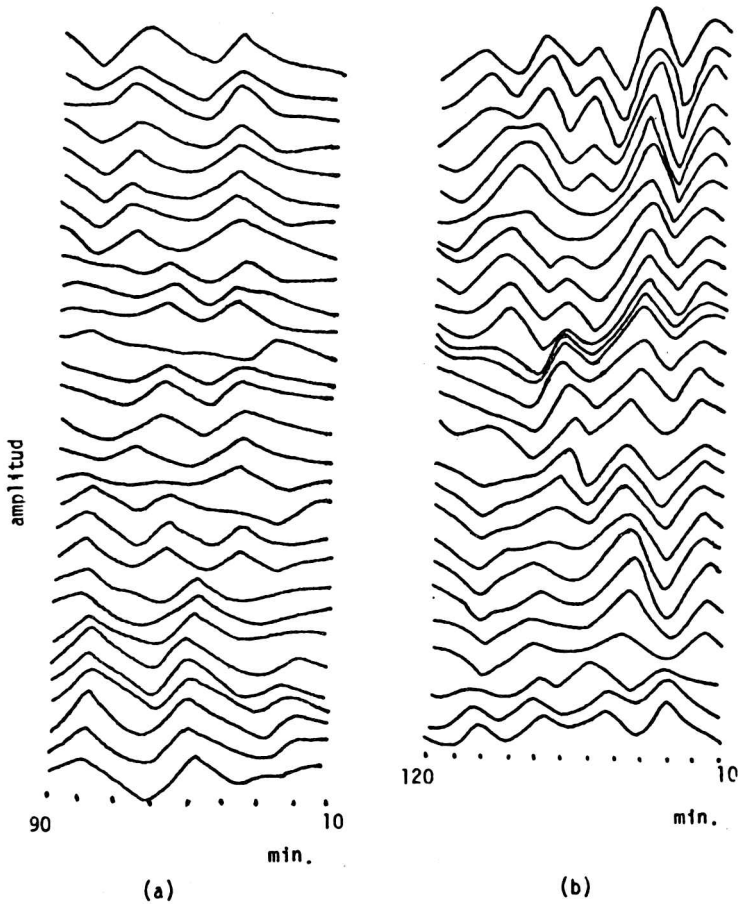


Fig.1. Secuencias espectrales obtenidas para los registros de Tucumán (11/6/81) de 4hs. 20min. hasta 9hs. 00min. (a) y San Juan (10/6/81) de 17hs. 30min. hasta 21hs 40min. (b). Las ventanas utilizadas fueron de 2 horas (b), y 1h. 30min (a) con corrimiento de 5 minutos. Ambas figuras avanzan de día a noche (parte superior hacia abajo)

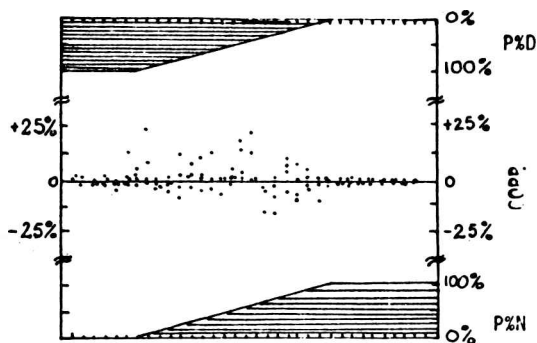


Fig. 2 Se indica en figuras superpuestas el corrimiento de frecuencias entre espectros sucesivos (puntos) en función de la posición del espectro correspondiente, y el porcentaje de datos en cada espectro correspondiente a condición diurna (P%D) y a condición nocturna (P%N).

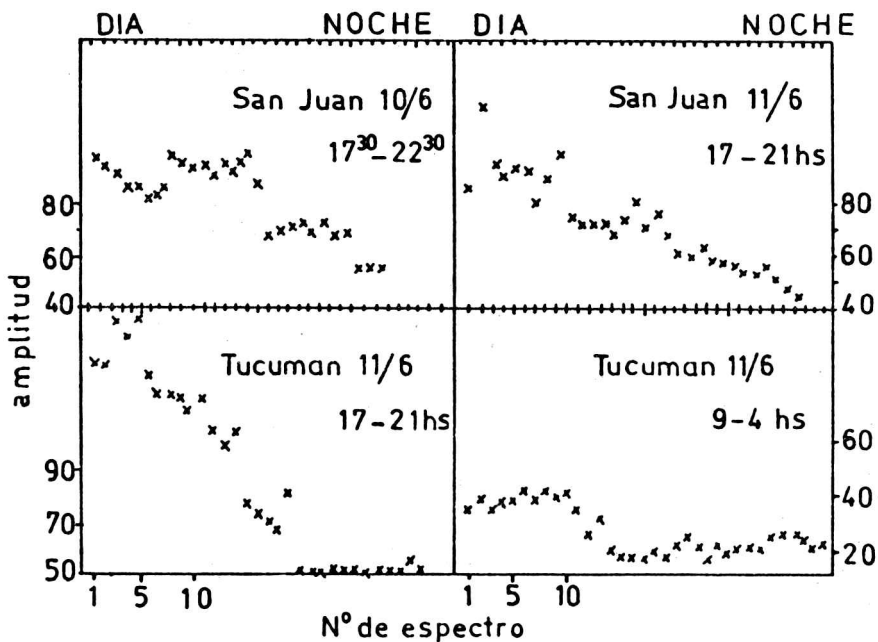


Fig. 3. Variación de la potencia espectral observada al pasar de día a noche. En todos los casos la secuencia crece (Nº de espectro) de día a noche.

INFILTRACION DE AGUA EN SUELOS DE LA CUENCA DEPRIMIDA DEL
RIO SALADO (PROVINCIA DE BUENOS AIRES)

Adrián Troha y Ricardo A. del Barrio

Centro de Investigaciones Biometeorológicas, CONICET.
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

Se determinó la capacidad de infiltración en distintos suelos de la región en estudio y también en un mismo suelo bajo distintos tratamientos culturales, utilizando la metodología del doble cilindro.

Las determinaciones se realizaron en los siguientes partidos: Lobos, Magdalena, Veinticinco de Mayo, Chascomús, Dolores, Azul, Madariaga y Avacucho, sobre los principales subgrupos de suelos que abarcan una gran proporción del área estudiada.

Los valores observados de lámina de agua infiltrada fueron ajustados mediante fórmulas empíricas de estimación, obteniéndose muy buenos resultados, calculándose así mismo las tasas de infiltración básica correspondientes.

En cada suelo estudiado se realizaron además, determinaciones edafológicas y físico-químicas que coadyuvaron a explicar las causas determinantes de las tasas de infiltración obtenidas así como permitieron recomendar las prácticas de manejo necesarias.

ABSTRACT

Water infiltration capacity in different soils of the region studied and also in a same soil with different cultural management was determined using double cylinder infiltrometer.

Trials were carried in the following departments: Lobos, Magdalena Veinticinco de Mayo, Chascomús, Dolores, Azul, Madariaga y Avacucho, in the main soil subgroups that include almost the entire Salado River basin.

The observed accumulated infiltration values were fitted very well using empirical equations and basic infiltration rates were calculated.

In each soil were also carried soil physical, chemical and hydrological analysis that aided to explain observed infiltration rates and to suggest proper cultural management.

INTRODUCCION

La pampa deprimida es un área que está ubicada en el centro-este de la provincia de Buenos Aires con una superficie de aproximadamente 90.000 km^2 (9.000.000 ha) y que incluye la casi totalidad de las cuencas de los ríos Salado y Samborombón.

A pesar de su clima subhúmedo-húmedo y mesotermal ideal para la producción de muchos cultivos, debido a limitantes hidrológicas y de suelos, constituye en la actualidad una zona caracterizada fundamentalmente por la actividad de ganadería de cría en forma extensiva.

El régimen de precipitaciones es de tipo netamente isohigro con valores medios anuales que oscilan en los 1000 mm. al noreste hasta los 700 mm. al sudoeste de la región, siendo la estación más lluviosa el otoño (Figuras 1 y 2).

En esta zona la problemática se presenta en ciclos bien definidos, provocados por un desequilibrio climático (Barbagallo, 1983). Períodos de deficiencias hídricas en verano suceden a períodos de excesos especialmente en invierno, con formación de grandes superficies anegadas que afectan el área durante prolongados lapsos de tiempo. Ambos fenómenos acarrearán grandes daños y severas limitaciones para la producción agropecuaria.

En un trabajo anterior del CIBIOM (Canziani y otros, 1983) se determinaron 77 grandes tormentas (definida como tal toda precipitación diaria mayor de 80 mm.) en el período 1911-1970. En otros trabajos (Burgos y otros, 1982) se estudiaron las sequías intensas de los años 1979 y 1980 y la gran inundación de abril-mayo de 1980.

Todos estos sucesos de sequías e inundaciones se encuentran condicionados por la capacidad de infiltración de agua del suelo, ya que cuanto menor es la magnitud de este parámetro mayor es el escurrimiento. Esto determina bajo nivel de almacenaje en el suelo en algunos momentos del año y anegamientos frecuentes en épocas de grandes lluvias.

La finalidad de este trabajo fue la determinación de las tasas de infiltración básica de los suelos típicos del área estudiada, relacionándolos con las principales características físico-químicas de los mismos lo que permitirá:

- 1°) Delimitar áreas de acuerdo a algunos componentes físico-químicos de los suelos que permitan definir un rango de infiltraciones básicas probables con el objeto de adaptar los métodos de estimación del balance hidrológico y evitar así el error sistemático que se comete al suponer que toda la precipitación caída infiltra.
- 2°) Conociendo las propiedades del suelo que determinan las tasas

de infiltración básica obtenidas, contribuir a implementar medidas de manejo que tiendan a contrarrestar o eliminar dichos factores adversos.

Los antecedentes sobre el tema en otros países son muy numerosos. A tal efecto pueden consultarse las recopilaciones bibliográficas efectuadas por Parr y Bertrand (1960) y Philip (1969).

En nuestro país los trabajos realizados en la materia sobre suelos de la zona bajo estudio son escasos. Entre ellos pueden citarse el de Vallejos y Mazza (1967), el convenio Consejo Federal de Inversiones-Provincia de Buenos Aires (1980) y el de Bermejo y Suero (1981).

MATERIALES Y METODO

Para la medición de la infiltración de agua en el suelo se empleó el método tradicional del doble cilindro, siguiendo las especificaciones técnicas de Haise y otros (1965). Se realizaron 4 repeticiones en cada lugar de trabajo, tomándose como medida de tendencia central de las mismas a la media aritmética, ya que la variabilidad entre las muestras fue muy pequeña.

Para evitar los inconvenientes inherentes al instrumental utilizado, se realizaron los ensayos sobre praderas con cobertura total, disminuyendo así el error cometido por aplicar el agua en forma de lámina y no como precipitación.

Por otra parte se utilizó una lámina de agua pequeña para minimizar el error ocasionado por la carga hidráulica.

En cada uno de los lugares estudiados se midió la velocidad de infiltración expresada en mm.h^{-1} , a intervalos regulares de tiempo que fueron más cortos al comienzo para luego hacerse más espaciados.

Se debe hacer notar que la influencia del contenido de humedad del suelo es solo relevante durante los estadios iniciales de infiltración, disminuyendo hasta hacerse despreciable cuando el perfil está humedecido a saturación y se ha llegado a la infiltración básica (Philip, 1957 y 1969; Hills, 1971 y Tricker, 1981).

Por lo tanto, el valor que mayor importancia reviste desde el punto de vista agrohidrológico es el correspondiente al estado de infiltración estacionario o tasa de infiltración básica (Fernandez y otros, 1971).

Los valores observados de velocidad de infiltración fueron ajustados por la fórmula de Kostjakov-Lewis. Esta ecuación empírica de tipo

exponencial mostró un ajuste más que aceptable ($r^2 = 0,93$) dentro de los límites de tiempo adoptados en este trabajo. En todos los casos se realizaron, además, extracciones de muestras de suelo a distintas profundidades para determinar sus características físico-químicas y relacionarlas con las tasas de infiltración obtenidas.

RESULTADOS Y DISCUSION

En la Tabla 1 se pueden observar las coordenadas geográficas de las localidades estudiadas con los tipos de suelos correspondientes, clasificados de acuerdo a Soil Taxonomy (Arens y Etchevehere, 1966).

En la Figura 4 se muestran las curvas ajustadas de velocidad de infiltración en función del tiempo para dichas localidades.

En la Tabla 2 se presentan las características físico-químicas más importantes de los suelos analizados para las tres profundidades consideradas.

Para destacar la importancia del conocimiento de las tasas de infiltración de la zona se puede realizar como primera aproximación, el análisis entre la infiltración básica obtenida y un gráfico de cantidad de precipitación caída según distintas intensidades (Troha, 1978), (Figura 3).

Así, del análisis pluviográfico de la localidad de Dolores puede inferirse, de acuerdo a la tasa de infiltración básica obtenida y suponiendo que el suelo se encuentra permanentemente en capacidad de campo, que el 55% de la precipitación anual caída no se incorporaría al perfil. Puede considerarse por lo tanto, que la precipitación efectiva sería de aproximadamente el 45%, lo que para una precipitación media anual de 880 mm (Dolores), representa tan sólo 400 mm aprovechables.

De lo antedicho se puede visualizar un desequilibrio marcado en el balance hidrológico, favoreciendo grandes inundaciones en el período otoño-invernal y severas sequías especialmente en el período estival.

Por otra parte, en el partido de Lobos (localidad de Uribelarrea), se realizaron ensayos de infiltración de agua sobre 2 series de suelos bajo distintos tratamientos culturales (Tabla 3 y Figura 5). Del análisis de las mismas se desprende que las menores tasas de infiltración se deben a la presencia de sodio en el perfil (Tschapek, 1966). Sin embargo, en aquellos potreros anteriormente inundables a los que se les ha implantado una pradera y agregado materia orgánica, la capacidad de infiltración aumenta notablemente en términos relativos con respecto a aquellos potreros inundables no

tratados.

Con el objeto de detectar cuales son las propiedades del suelo que tienen incidencia sobre la infiltración básica del mismo se llevaron a cabo correlaciones simples, parciales y múltiples.

En la Tabla 4 se presentan los coeficientes de correlación lineal simple de cada una de las características estudiadas de los suelos para las tres profundidades analizadas, con el grado de significación correspondiente. Merece destacarse que sólo el porcentaje de carbono orgánico en el horizonte superficial da valores de coeficiente de determinación altamente significativos.

En las Tablas 5 y 6 se presentan los coeficientes de correlación múltiple para las propiedades de los suelos que han dado valores significativos luego de haber sido probadas todas las combinaciones posibles entre variables no asociadas, destacándose en todos los casos que los valores de error de estimación son del orden del 8 al 12%.

Por otra parte, se puede apreciar que los factores de influencia más marcada sobre la infiltración fueron el porcentaje de carbono orgánico, la textura y el pH del suelo. Debe tenerse en cuenta que los valores de porcentaje de sodio de intercambio no pudieron valorarse por problemas con las determinaciones en laboratorio, debiéndose adoptar los valores propuestos por el INTA para las mismas series de suelos.

CONCLUSIONES

1.- La infiltración básica de los suelos de la pampa deprimida presenta en general valores muy bajos.

2.- De los análisis de regresión y correlación se puede inferir que el porcentaje de carbono orgánico es el factor más importante que influye sobre las tasas de infiltración observadas. También tienen una influencia marcada la textura y el pH, especialmente de los horizontes subsuperficiales.

3.- Los suelos con bajo contenido de carbono orgánico y alto pH presentan muy baja infiltración, correspondiendo a escurrimientos superficiales del orden del 55% de la lluvia anual y agravándose aún más si se analizan tormentas individuales.

4.- El almacenaje de agua del suelo depende en gran medida de su capacidad de infiltración; si ésta es baja el escurrimiento superficial es mayor, determinando que la zona estudiada se vea afectada por inundaciones periódicas y por sequías más intensas o más frecuentes.

5.- El agregado de materia orgánica mejoraría notablemente la ca-

pacidad de infiltración de los suelos estudiados, especialmente si no hay una limitante por pH elevado. Para situaciones de alto pH en combinación con porcentaje de sodio intercambiable mayor de 15, puede pensarse en mejorar la capacidad de infiltración de los suelos con prácticas tales como el agregado de enmiendas (yeso) con el fin de disminuir el pH y posteriormente agregar materia orgánica.

6.- Debido a dificultades operativas que acarrearón la realización de los ensayos, se estima que su número no es aún suficiente como para cubrir toda el área bajo estudio y por lo tanto, se prevee proseguir con los mismos en el futuro.

Agradecimientos: Los autores desean expresar su reconocimiento a las instituciones y profesionales que hicieron posible la realización de este trabajo

En primer lugar deseamos destacar la colaboración brindada por la UBA a través de la Cátedra de Manejo y Conservación de Suelos que facilitó las instalaciones y drogas necesarias para realizar el análisis físico-químico de los suelos; al Ing. Agr. J.C.Ceriani por el apoyo técnico y académico ofrecido; al Ing. Agr. Presbítero Melita, Director de la Escuela Agrícola Salesiana Don Bosco, quién facilitó la utilización del establecimiento para la realización de los ensayos; al Ing. Agr. O.González, técnico del CFI, por la información cedida.

EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

- Fig. 1: Proporción (%) de precipitación del semestre frío (abril-septiembre) con respecto a la precipitación anual.
- Fig. 2: Precipitación anual (mm); estación más lluviosa a menos lluviosa e histogramas de precipitación anual (enero a diciembre).
- Fig. 3: Milímetros de precipitación anual caída según distintas intensidades e infiltración básica para un suelo del partido de Dolores.
- Fig. 4: Velocidad de infiltración para distintos suelos de la pampa deprimida.
- Fig. 5: Velocidad de infiltración de dos suelos de la localidad de Uribelareta (partido de Lobos) sometidos a distintos tratamientos culturales.

BIBLIOGRAFIA

- 1) Arens, P.L. y P.H. Etchevehere, 1966. Normas de reconocimiento de suelos; con suplementos de mayo de 1967 y noviembre de 1969. INTA. Inst. de Suelos y Agrotecnia, Buenos Aires.
- 2) Barbagallo, J.F. (1983). Las áreas anegables de la Pampa Deprimida; un planteo agrohidrológico para su solución. Actas del Coloquio de Hidrología de las grandes llanuras. Vol 2: 789-864- Olavarría, Abril de 1983, Rep. Argentina
- 3) Bermejo B.M. y E.E. Suero, 1981. Infiltración en suelos argiudoles de Balcarce. RIA 16 (2): 205-213
- 4) Burgos, J.J., A. Troha y J.A. Forte Lay, 1982. Anomalia de episodios extremos en el balance de agua registrados en la provincia de Buenos Aires. Presentado en la 12ª Reunión de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas (A.A.G.G.) Mar del Plata, octubre de 1982. Rep. Arg.
- 5) Canziani, O.F.; J.A. Forte Lay; R.M. Quintela y A. Troha, 1983. Estudio de grandes tormentas de la Pampa deprimida en la provincia de Buenos Aires (Argentina) y su incidencia en el balance hidrológico. Actas del Coloquio de Hidrología de las grandes llanuras. Vol 2: 900-921
- 6) Convenio Consejo Federal de Inversiones. Provincia de Buenos Aires, 1980. Estudio de la zona deprimida del Salado (Inédito)
- 7) Fernandez, P.C.; J.A. Luque y J.D. Paoloni, 1971. Análisis de la infiltración y su aplicación para diseños de riego en el Valle inferior del Río Colorado. RIA. Serie 3. Clima y Suelo 8 (1): 1-29
- 8) Haise, H.R.; W. Donnan; J. Phelan; L.F. Lawhon and D.G. Shockely, 1965. Uso del infiltrómetro de cilindro para determinar las características de infiltración de los suelos irrigados. U.S. Dept. of Agric. 10 p.
- 9) Hills, R.C., 1971. The influence of land management and soil characteristics on infiltration and the occurrence of overland flow. Journal of Hydrology 13: 163-181.
- 10) Kostíakov, A.M., 1932. On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessities for studying it from a dynamic point of view for purpose of amelioration (en ruso) In International Society of Soil Science, 6th Commission Transactions, Groningen Holland V.A. PP, 17-21

- 11) Lewis, M.R., 1937. The rate of infiltration of water in irrigation practice. Trans. Am. Geophys. Union, 18 (2): 361-368
- 12) Parr, J.F. and A.R. Bertrand, 1960. Water infiltration into soils. Adv. Agron. 12: 311-363.
- 13) Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration: 5. The influence of initial moisture content. Soil Sci. 84 (4): 329-339.
- 14) Philip, J.R., 1969. The theory of infiltration. Advan Hydro-science 5: 216-296.
- 15) Tricker, A.S., 1981. Spatial and temporal patterns of infiltration. J. Hydrol. 49: 261-277.
- 16) Troha, A., 1978. Efectividad de las precipitaciones en la Región Pampeana. Taller Argentino-Estadounidense sobre "Sequías". Mar del Plata, 4-8 de diciembre de 1978, 25 p. CIBIOM, Buenos Aires.
- 17) Tschapek M., 1966. El agua en el suelo. 2^a ed. Madrid, España, 517 p.
- 18) Vallejos, W.E. y C.A. Mazza, 1967. Velocidad de filtración de suelos chernozoides de depresiones húmedas de la Región Pampeana. RIA. Serie 3, 4 (2): 17-25.

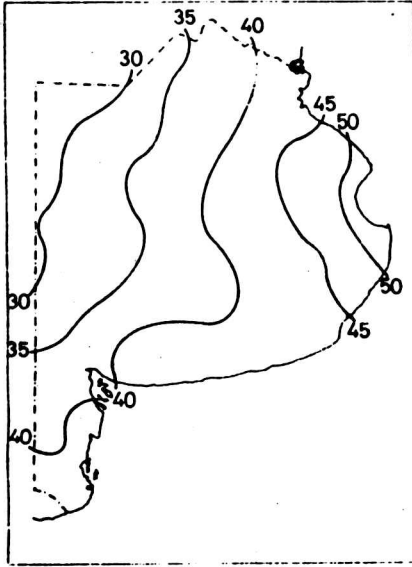


Figura 1.

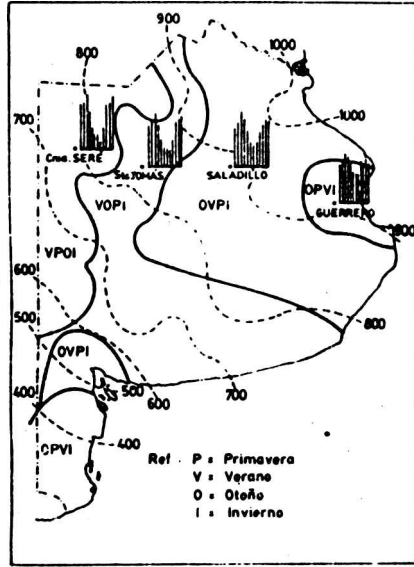


Figura 2.

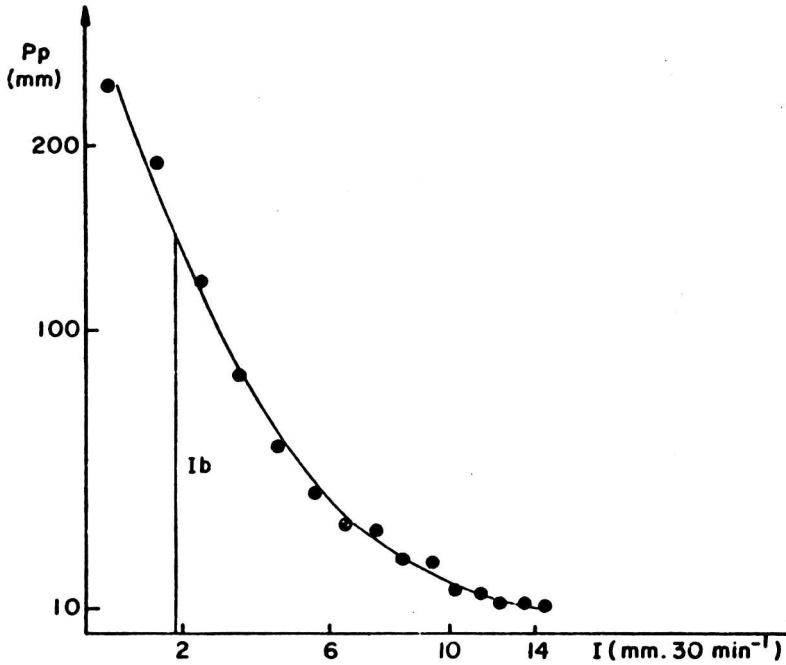


Figura 3.

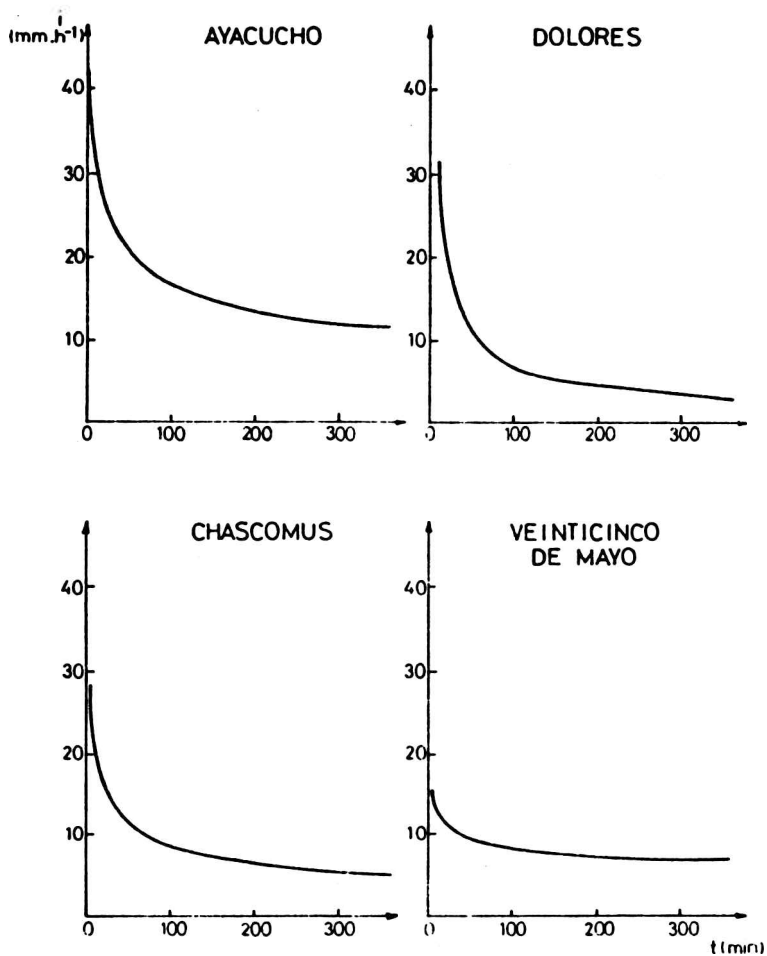


Figura 4.

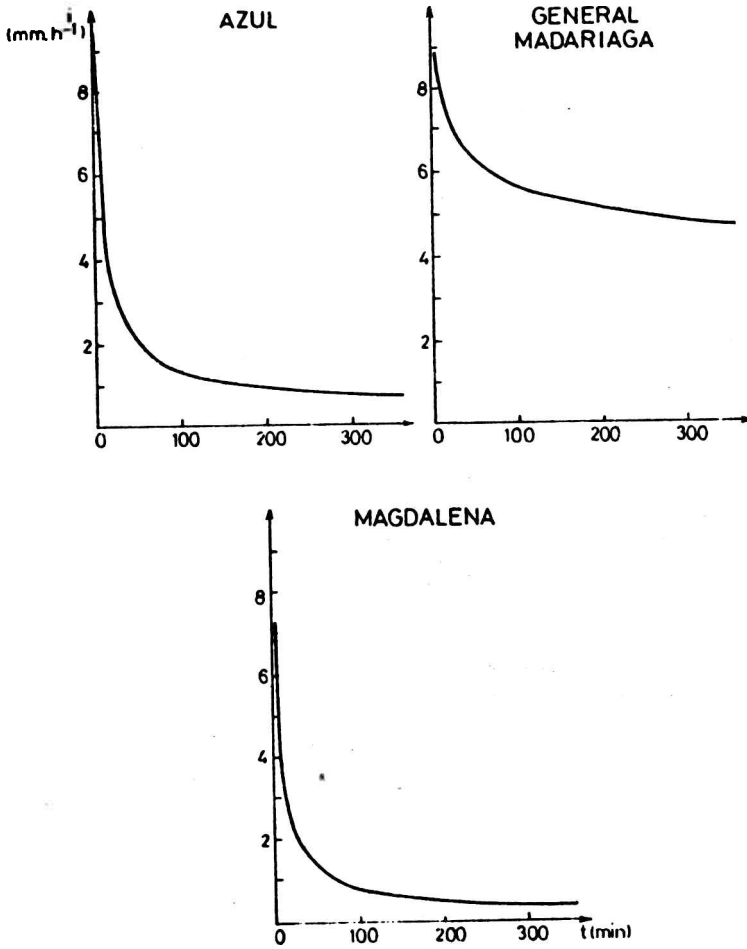


Figura 4 continuación.

164 INFILTRACION DE AGUA EN EL SUELO...

Partido	Coord. Geogr.		Tipo de suelo			Coef. k	Ec. Kost.	Infil. física (mm.h ⁻¹)	Tiempo básico (min)
	Lat.	Long.	Gran grupo	Subgrupo	Serie				
Ayacucheo	17°08'	58°25'	Hapludol	thapto árgico	Labardén	1,653	0,696	11,59	352
Azul	36°37'	59°44'	Natracuol	típico	Armonía	0,596	0,464	1,55	83
Chascomús	35°29'	57°49'	Hapludol	thapto árgico	Abbott	1,449	0,610	6,22	243
Dolores	36°19'	57°37'	Hapludol	thapto árgico	Pila	6,439	0,351	3,81	247
Lobos	35°06'	58°50'	Natracuol	típico	Monte	2,630	0,263	1,38	161
			Hapludol	thapto árgico	Lobos	0,817	0,551	4,60	134
Medariaga	37°02'	57°08'	Hapludol	thapto árgico	Maipú	0,223	0,851	5,04	87
Magdalena	35°04'	57°43'	Argiudol	ácido	Magdalena	1,292	0,293	1,07	76
Veinticinco de Mayo	35°11'	60°05'	Argiudol	típico	Berítez	0,431	0,807	1,90	153

Tabla 1: Ubicación geográfica, clasificación, coeficientes de la ecuación de ajuste de Kostikov-Lewis, tasa de infiltración básica y tiempo necesario para alcanzarla de los suelos estudiados.

Partido	Tipo de suelo	Prof. (cm)	Dens. ap. (gr.cm ⁻³)	Hum. inic. (mm)	C.O. (%)	Textura			PH (1:2,5)	Cond. elec (microhm.cm ⁻¹)	P.S.I. (%)
						Arc.	Lim.	Are.			
Ayacucheo	Hapludol thapto árgico	0-20	1.10	41.1	3.49	22.4	41.8	35.8	5.6	0.41	1.6
		20-40	1.19	39.5	16.6	53.6	29.8	5.1	0.53	1.6	
		40-60	1.35	59.2	33.2	42.8	24.0	5.3	0.77	2.8	
Azul	Natracuol típico	0-20	1.26	84.2	1.67	23.9	56.7	19.4	8.4	1.45	16.0
		20-40	1.20	93.1	27.2	57.6	15.2	9.5	2.95	14.7	
		40-60	1.20	95.2	34.8	50.8	14.4	9.0	4.36	13.2	
Chascomús	Hapludol thapto árgico	0-20	1.16	67.2	2.94	17.0	64.9	18.1	5.6	0.21	2.2
		20-40	1.16	60.4	18.7	61.6	19.7	5.0	0.21	2.2	
		40-60	1.23	68.3	53.1	37.4	9.5	5.8	0.97	7.3	
Dolores	Hapludol thapto árgico	0-20	1.17	17.0	2.16	19.9	37.2	42.9	5.7	0.23	2.4
		20-40	1.18	20.3	21.6	35.9	42.5	6.1	0.23	2.7	
		40-60	1.24	62.4	42.8	23.3	33.5	7.1	1.02	5.3	
Medariaga	Hapludol thapto árgico	0-20	1.23	73.4	3.68	29.1	36.7	34.2	5.5	0.36	1.2
		20-40	1.23	66.2	18.8	37.6	43.6	6.0	0.21	1.2	
		40-60	1.27	83.6	41.0	28.1	30.4	6.3	0.42	1.3	
Magdalena	Argiudol ácido	0-20	1.17	54.2	2.58	27.3	68.6	4.1	5.8	0.18	1.6
		20-40	1.25	62.5	29.7	65.6	5.7	5.1	0.38	1.6	
		40-60	1.29	92.0	45.2	50.0	4.8	5.8	0.38	1.7	
Veinticinco de Mayo	Argiudol típico	0-20	1.27	74.6	2.85	20.0	51.9	27.1	6.1	0.11	0.8
		20-40	1.18	64.4	28.3	42.7	29.0	6.6	0.25	0.6	
		40-60	1.21	61.2	40.1	29.7	30.2	6.7	0.23	0.9	

Tabla 2: Características de algunos suelos de la zona deprimida.

Tipo de suelo	Tratamiento cultural	Prof. (cm)	Dens. esp. ($gr.cm^{-3}$)	Hum. (mic. (mm))	C.O. (%)	Textura				Conv. elec. ($umhos.cm^{-1}$)	P.S.T. (%)	Inf. básica ($mm.h^{-1}$)
						Árc.	lilino	Árc.	PH			
Napludol thapto frívico	suelo no inundable bajo pradera implantada	0-20	1.22	71.7	2.48	20.1	58.5	21.4	5.5	0.58	3.3	3.00
		20-40	1.31	79.3		15.0	42.5	22.5	7.1	0.32	6.9	
		40-60	1.29	87.5		47.4	30.7	14.0	7.9	0.55	9.6	
Natracuol típico	suelo inundable virgen	0-20	1.18	16.8	0.84	19.9	52.6	27.5	7.5	0.39	8.5	1.33
		20-40	1.26	16.3		25.1	54.5	20.5	7.2	1.39	40.1	
		40-60	1.24	83.4		39.9	-	14.4	9.7	1.83	87.2	
Natracuol típico	suelo inundable bajo pradera implant. sin in- corp. de mat. orgánica	0-20	1.32	55.4	1.02	21.4	58.7	20.4	8.5	0.90	10.5	0.96
		20-40	1.15	103.9		41.5	43.6	14.9	9.3	1.59	45.2	
		40-60	1.19	113.4		37.1	48.4	14.5	9.1	1.78	89.0	
Natracuol típico	suelo inundable bajo pradera implant. con in- corp. de mat. orgánica	0-20	1.23	19.9	2.05	21.8	56.8	21.4	6.4	0.22	2.8	1.76
		20-40	1.32	26.1		22.6	51.3	26.1	7.1	0.47	13.3	
		40-60	1.46	62.6		33.2	49.0	17.8	8.4	1.21	32.9	

Tabla 3: Características de los suelos del partido de Lobos bajo distintos tratamientos culturales.

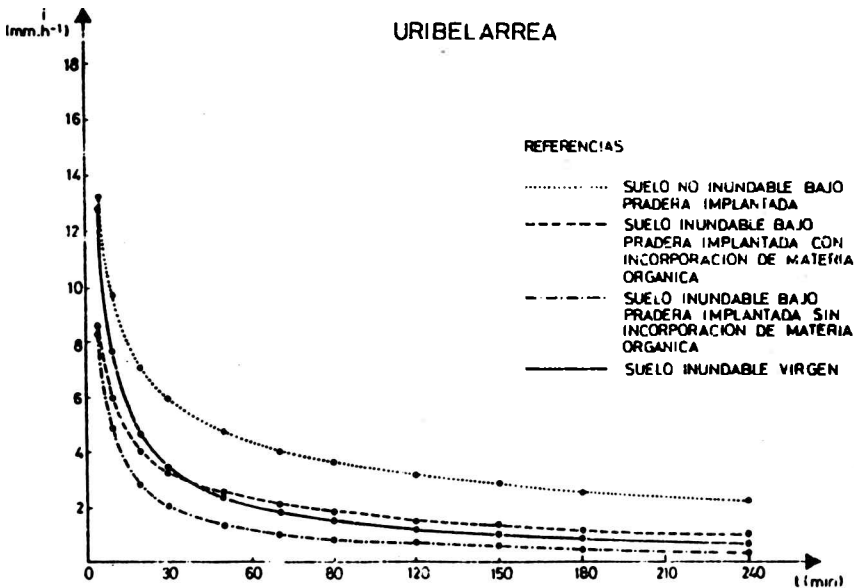


Figura 5.

166 INFILTRACION DE AGUA EN EL SUELO...

variables	R ²	R	a	b	NS	variables	R ²	R	a	b	NS
Y·X ₀	0.58	0.76	-2.57	2.85	**	Y·X ₄₁	0.25	0.50	0.47	0.15	o
Y·X ₁₀	0.20	0.45	14.39	-25.07	o	Y·X ₅₁	0.32	0.57	12.99	-1.31	o
Y·X ₂₀	0.01	0.10	6.41	-0.10	o	Y·X ₆₁	0.19	0.44	5.38	-1.69	o
Y·X ₃₀	0.22	0.47	12.22	-0.15	o	Y·X ₇₁	0.32	0.57	5.53	-0.12	o
Y·X ₄₀	0.26	0.51	-0.03	0.17	o	Y·X ₁₂	0.01	0.10	-1.66	4.53	o
Y·X ₅₀	0.31	0.56	14.62	-1.64	o	Y·X ₂₂	0.001	0.03	4.83	-0.02	o
Y·X ₆₀	0.12	0.35	5.48	-3.03	o	Y·X ₃₂	0.19	0.44	9.90	-0.15	o
Y·X ₇₀	0.29	0.54	5.85	-0.38	o	Y·X ₄₂	0.27	0.52	0.54	0.19	o
Y·X ₁₁	0.14	0.37	30.80	-21.87	o	Y·X ₅₂	0.51	0.71	15.91	-1.60	*
Y·X ₂₁	0.33	0.57	10.90	-0.26	o	Y·X ₆₂	0.18	0.42	5.64	-1.26	o
Y·X ₃₁	0.02	0.14	6.51	-0.05	o	Y·X ₇₂	0.27	0.52	5.34	-0.05	o

Tabla 4. Regresiones lineales simples

variables	R ²	R	a	b	c	NS
Y·X ₀ X ₄₀	0.714	0.845	-4.947	4.947	0.122	**
Y·X ₀ X ₂₀	0.714	0.845	4.681	3.310	-0.377	**
Y·X ₄₀ X ₅₂	0.717	0.847	11.620	0.151	-1.526	**
Y·X ₀ X ₃₀	0.643	0.802	2.685	2.555	-0.086	*
Y·X ₀ X ₆₀	0.581	0.762	-2.384	2.814	-0.202	*
Y·X ₄₂ X ₅₂	0.658	0.811	11.949	0.144	-1.434	*
Y·X ₀ X ₄₂	0.650	0.806	-3.640	2.481	0.103	*
Y·X ₀ X ₂₂	0.623	0.789	1.806	3.030	-0.118	*
Y·X ₄₁ X ₅₂	0.618	0.786	12.023	0.102	-1.414	*
Y·X ₀ X ₄₁	0.612	0.782	-3.249	2.527	0.059	*
Y·X ₀ X ₂₁	0.608	0.780	0.862	2.414	-0.093	*
Y·X ₀ X ₅₂	0.585	0.765	1.270	2.126	-0.353	*
Y·X ₂₁ X ₅₂	0.558	0.747	16.680	-1.123	-1.277	*
Y·X ₂₀ X ₅₂	0.570	0.755	22.120	-2.244	-1.715	*

Tabla 5. Regresiones lineales múltiples de tres variables

variables	R ²	R	a	b	c	d	NS
Y·X ₀ X ₄₀ X ₅₂	0.740	0.860	3.84	1.31	0.14	-0.83	*
Y·X ₀ X ₄₂ X ₅₂	0.674	0.821	5.10	1.18	0.12	-0.82	*

Tabla 6. Regresiones lineales múltiples de cuatro variables

REFERENCIAS

- Y: infiltración básica
- X₀: % carbono org. (0-20cm)
- X₁₀: dens. aparenta (0-20cm)
- X₂₀: % arcilla (0-20cm)
- X₃₀: % limo (0-20cm)
- X₄₀: % arena (0-20cm)
- X₅₀: pH (0-20cm)
- X₆₀: conduct. elect. (0-20cm)
- X₇₀: % sodio interc. (0-20cm)
- X₁₁: dens aparenta (20-40cm)
- X₂₁: % arcilla (20-40cm)
- X₃₁: % limo (20-40cm)
- X₄₁: % arena (20-40cm)
- X₅₁: pH (20-40cm)
- X₆₁: conduct. elect. (20-40cm)
- X₇₁: % sodio interc. (20-40cm)
- X₁₂: dens. aparenta (40-60cm)
- X₂₂: % arcilla (40-60cm)
- X₃₂: % limo (40-60cm)
- X₄₂: % arena (40-60cm)
- X₅₂: pH (40-60cm)
- X₆₂: conduct. elect. (40-60cm)
- X₇₂: % sodio interc. (40-60cm)

PRECIPITACION Y ESCURRIMIENTOS SUPERFICIALES DE RIOS ANDINOS

Juan L. Minetti

Centro de Investigaciones Regionales de San Juan

RESUMEN

Se analizan las relaciones existentes entre la precipitación caída en diversas regiones de Chile con los escurrimientos superficiales de ríos andinos. Se muestra que la precipitación media regional ajusta mejor a los escurrimientos, y que la relación entre ambas variables es de tipo curvilínea. Posteriormente se infiere la probable causa de esta respuesta y se comparan los diferentes comportamientos entre ellas.

ABSTRACT

The relationship between the precipitations observed in different sites in Chile and the river runoffs of the andean rivers in Argentine are analyzed. It is shown that the mean regional precipitation fits well with the runoffs; it is also observed that the relationship between both variables is not linear. The probable cause is inferred and different behaviours are compared.

INTRODUCCION

Es ampliamente conocida la relación existente entre la precipitación y el escurrimiento superficial de un río, como producto del balance de agua en el ciclo hidrológico (UNESCO-ROSTLAC, 1982). Esta relación tiene diversa complejidad según sean las características del régimen de precipitación y de las cuencas (Seyhan, 1976).

En general estas relaciones son de tipo lineal o curvilíneas dentro del rango de definición. La vinculación más lineal de esta aproximación, por lo general se observa en el rango superior de ambas series, en tanto que para el inferior, la misma comienza a curvarse debido a las entregas de agua que realiza el sistema de la cuenca, que obró como reservorio natural en épocas de balance hídrico positivo. En el caso de los ríos andinos, este efecto debería ser mayor en cuencas que poseen criósferas activas, debido a la regulación que impone el descongelamiento de masas de hielo, almacenadas en años de balance de masa positivo.

Una de las principales dificultades que existe para este tipo de análisis, es que, en este caso, no se conoce en forma directa, la cantidad de precipitación caída en cada una de las cuencas. Por lo tanto en todas las investigaciones existentes, la precipitación que caería en el piso superior de la cordillera, fuente de alimentación en las cuencas, ha sido reemplazada por la precipitación medida en algún punto a occidente de la cordillera sobre la República de Chile, pues tienen un régimen periódico y aperiódico semejante al de la cuenca (Minetti y otros, 1982). En este trabajo se tratará de analizar la representatividad de la información puntual y territorial de la precipitación en la República de Chile, en relación con la pluviosidad del piso superior cordillerano.

MATERIALES Y METODOS

Se ha usado para el análisis, la información pluviométrica de la República de Chile, editada por el CORFOP (1969), cuya distribución geográfica de localidades se ve en la figura 1; y los datos de los escurrimientos superficiales de ríos andinos argentinos, editados por Agua y Energía (1981).

Se han calculado ajustes lineales y curvilíneos en las relaciones bivariadas de precipitaciones y derrames superficiales, por el método de mínimos cuadrados con iteración computacional. Previamente se normalizaron las variables usando el logaritmo natural de ambas series, debido a los sesgos característicos que poseen (Minetti y otros, 1982). Juntamente con los ajustes entre ambas variables, se calcularon los coeficientes de correlación, determinación y varianza no explicada por la variable precipitación (Larraín Bascuñán, 1981).

Para el caso de análisis de significación de las tendencias presentadas, se recurrió a la prueba no paramétrica de rango Mann-Kendall, recomendada por WMO (1979).

RESULTADOS Y DISCUSION

Una forma general del balance de agua en un tiempo dado, según UNESCO-ROSTLAC (1982), sería:

$$Q_{so} = P + Q_{s1} + Q_{u1} - E - E_{tr} - Q_{uo} - AM - AG - ASI - ASch - ASgl - ASsn - n \quad (1)$$

donde Q_{so} =salida de agua superficial en un río o derrame superficial

P =precipitación en la cuenca

Q_{s1} =entrada de agua superficial a la cuenca

Q_{u1} =entrada de agua subterránea a la cuenca

E =evaporación

E_{tr} =evapotranspiración real

Q_{uo} =salida de agua subterránea

AM =variación del almacenamiento de humedad en el suelo y la zona no saturada

AG =variación del almacenamiento en acuíferos

ASI =variación del almacenamiento en lagos y embalses

$ASch$ =variación del almacenamiento en canales y ríos

$ASgl$ =variación del almacenamiento en glaciares

$ASsn$ =variación del almacenamiento en cobertura de nieve

n =término residual de discrepancia, error de medición o estimación.

En la ecuación (1), el término ' P ' es el de mayor orden de magnitud, si $Q_{s1}=0$ y $Q_{u1}=0$, y además tiene estrecha vinculación con el resto de las componentes expresadas. Por otra parte, el término ' Q_{so} ' es en general inferior al 50% de ' P ', pero buena parte de ' Q_{so} ' en el caso de los ríos andinos es regulada por las componentes de almacenamiento subterráneo y criogénico (glaciares descubiertos y permafrost) expresados aquí por ' AG ' y ' $ASgl$ ', o por un almacenamiento en la cobertura de nieve perenne ' $ASsn$ ', expresada a veces como una variación con el tiempo de la altura de ésta.

Si las cuencas no poseen formas de almacenaje de agua en períodos de excedentes o balance de masa positivo, con posterior regulación de ésta en períodos críticos, tal como se presenta en la naturaleza, la respuesta del escurrimiento superficial en función de la precipitación debería ser lineal. Esta suposición ha sido llevada a cabo con un ajuste entre la precipitación invernal acumulada en Santiago de Chile, a occidente de la cordillera, con el escurrimiento anual del río San Juan en la República Argentina, observado en la estación de aforo "La Puntilla". La relación encontrada es la siguiente:

$$\ln Q = 3,114 + 0,758 \ln RR \quad R^2 = 0,488 \quad (2)$$

donde: Q = escurrimiento superficial

RR = precipitación

ambos para el período 1909-10/1977-78. RR es precipitación acumulada entre los meses de abril y septiembre. Esta relación se ve en la figura 2a.

La figura 3a muestra el derrame del río San Juan con el tiempo, en tanto que la figura 3b muestra la varianza no explicada con el ajuste lineal de la ecuación (2). El total de la variabilidad no explicada en este caso es del 51,2% y posee una tendencia negativa significativa. En este caso, el error se está llevando consigo parte de la información necesaria para una buena predicción, y en todos los casos se debería procurar que los modelos generaran errores observados o varianzas no explicadas, efectivamente aleatorias (Larraín Bascuñán, 1981).

Por supuesto que aquí existen tres problemas que se deben aclarar:

- A. ¿Es el ajuste lineal el más adecuado? La hipótesis no contemplaba al almacenamiento de agua en la cuenca y su regulación posterior.
- B. ¿Es la variable predictora representativa de la precipitación que cae en el piso superior de la cordillera?
- C. ¿Existen otras variables predictoras que expliquen otro porcentaje importante de la variabilidad total?.

En este trabajo se tratará de explorar los interrogantes A y B.

Si se contempla como hipótesis que las cuencas son recargadas de aguas subterráneas o hielo durante períodos de balance de masa positivo, regulando la misma a posteriori en forma natural (Yevjevich, 1972), entonces la relación entre precipitación y escurrimiento superficial perdería su forma lineal. En la figura 2 pueden apreciarse tres ajustes cuadráticos entre ellas, para diversos períodos: $b_0=1909-10/1978-79$, $b_1=1909-10/1943-44$ y $b_2=1944-45/1978-79$. Ellos son:

$$(b_0) \quad \text{Ln}Q = 14,161 - 3,3577 \text{ LnRR} + 0,3798 (\text{LnRR})^2 \quad R^2=0,566 \quad (3)$$

$$(b_1) \quad \text{Ln}Q = 13,687 - 3,1946 \text{ LnRR} + 0,3680 (\text{LnRR})^2 \quad R^2=0,537 \quad (4)$$

$$(b_2) \quad \text{Ln}Q = 16,026 - 3,9939 \text{ LnRR} + 0,4299 (\text{LnRR})^2 \quad R^2=0,490 \quad (5)$$

Se han probado otros ajustes que no han mejorado las relaciones presentadas. Aquí puede verse que un ajuste cuadrático ha mejorado la explicación de la variabilidad del escurrimiento en un 8% entre (2) y (3) (ver figura b0), siendo significativo el término cuadrático.

La figura 3c muestra la variabilidad no explicada con el tiempo del escurrimiento superficial del río San Juan, con la precipitación "invernal" de Santiago de Chile, mediante una ecuación cuadrática. En ella desaparece la tendencia significativa de la figura 3b, aunque conserva a simple vista algún período como el 1966-72 con un déficit en el valor pronosticado por el ajuste (3). Esto se debería probablemente a la liquidación de un buen volumen de criósfera durante este período seco con balance hídrico negativo en el piso superior de la cordillera (Menegazzo de García y otros, 1984). Este proceso ha generado un rápido retroceso de algunos frentes glaciares entre 1963-70 como los informados por

Cobos y Boninsegna (1983).

El análisis por separado de los tramos de las series de escurrimiento en función de la precipitación, se debe a que en la primera mitad del período considerado (1909-10/1943-44), se observó un período de grandes precipitaciones con balances de masa positivos, en tanto que en la segunda mitad del período instrumental (1944-45/1978-79), las pérdidas de masa fueron significativas, aun observadas en series muy extendidas, reconstruidas por Cobos y Boninsegna (1983).

Sobre estos ajustes debería esperarse una mejor explicación de la varianza del escurrimiento, en el primer período pluvial, con balances más frecuentemente positivos, y a la inversa en el período más deficitario. En este último período, una mayor regulación del escurrimiento ante un prolongado período crítico, con aportes de agua almacenada, disminuirá la dependencia entre el escurrimiento y la precipitación. La cuantificación de este aspecto se ve afirmada por la disminución del coeficiente de determinación (R^2) del 0,537 (4) al 0,490 (5), y aunque esto parezca una sutileza, coincide con la hipótesis planteada.

El problema referido a la representatividad de la precipitación de Santiago de Chile en la explicación de la variabilidad del escurrimiento del río San Juan, tienen dos aspectos que se deben tratar. El primero, es intrínseco a la calidad de la observación puntual de la precipitación, y el segundo referido a la representatividad del valor puntual sobre una precipitación regional en el piso superior de la cordillera, y a su vez ésta sobre los caudales.

El primer problema, manifestado por Hoffmann (1970) se verá minimizado al tomar como indicador a un promedio de precipitación, pero la selección de las localidades más representativas para su cálculo es más compleja y se debería recurrir a un método objetivo. En este trabajo se realiza una exploración, tratando de encontrar regiones representativas, de cuyos promedios regionales estén mejor vinculados con los escurrimientos de ríos en el sector argentino.

En forma tentativa, se han discriminado subjetivamente áreas de 2,5º de latitud entre los 30ºS y los 42,5ºS, integrando al desierto del norte en una sola banda entre los 20º y 30ºS. En cada área se han seleccionado por lo menos tres series pluviométricas para el cálculo de 'precipitación regional anual' (RR(t)) que se ve en la figura 1. Pueden verse los promedios con el tiempo en la figura 4.

La Tabla 1 muestra resultados de ajustes por polinomios de 1er y 2do grado, entre las precipitaciones regionales RR(t) con los escurrimientos superficiales de ríos andinos Q(t) y sus respectivos R^2 . Se ha tratado a todos los ríos de la zona andina central, desde el San Juan hasta el Limay. En el análisis se puede ver que los ajustes cuadráticos responden siempre mejor que los lineales, con mayor o menor grado de apartamiento entre ellos, aunque en líneas generales puede decirse que la relación cuadrática es mejor para las cuencas de más al norte.

También puede inferirse que hay una mayor dependencia de Q(t) con RR(t)

para los ríos de la zona norte de Cuyo, vistas en los R^2 , confirmando con esto una mayor sensibilidad a las fluctuaciones del clima (Minetti y otros, 1982).

También se infiere de esta tabla, que la mayor parte de los ríos andinos de la zona central tienen mejor respuesta a la variabilidad de la precipitación regional de la banda 3 en la República de Chile, perdiendo definición a la altura del río Atuel. De idéntica manera, la precipitación regional de la banda 4, justo a occidente de la cuenca del mismo río, no explicita a la varianza de éste, y además lo hace con menor definición con los ríos Colorado, Neuquén y Limay. Aunque desconocemos la motivación de este fenómeno, sí se puede decir que, sobre esta banda latitudinal puede verse un aparente cambio en la modalidad en algunas de las componentes de la variabilidad de la precipitación (ver figura 4), manifiesta también en el escurrimiento de los ríos a occidente de la cordillera y expuestos anteriormente por Pittock (1980), Benítez y King (1977) y Frick (1977).

En la Tabla 1 también puede apreciarse la mejor vinculación entre $RR(t)$ regional de la banda 5 en Chile, con los escurrimientos de los ríos de la provincia del Neuquén y sur de Mendoza, en tanto que las $RR(t)$ de la banda 6, no explicitan la varianza de éstos.

La figura 5 muestra los ajustes cuadráticos de $RR(t)$ con $Q(t)$ de ríos andinos centrales, con sus respectivos polinomios y R^2 . En este caso, se muestra que las $RR(t)$ regionales han mejorado significativamente a los ajustes con $Q(t)$ expresados en (3), lográndose, en el caso del río San Juan, explicar a un 69,7% de la varianza, mejorando así un 14% de la explicación.

En el eje de las abscisas de esta figura se indican algunos estadísticos, deciles 1ro, 5to y 9no, cuartiles de la distribución y extremos de las precipitaciones regionales en la banda 3 en Chile. Los ajustes presentados se acotan entre los valores extremos de $RR(t)$ y pierden sentido físico más allá del límite extremo izquierdo.

De esta figura se puede inferir lo siguiente:

- El río San Juan muestra una exagerada respuesta de $Q(t)$ con $RR(t)$ comparándolo con los otros ríos de la región, con excepción de Los Patos que es afluente de éste. Esta mejor respuesta, juntamente con un mejor ajuste (R^2), indicaría una mayor sensibilidad a la variabilidad de la precipitación, ya comentada.
- La hipótesis probable de la incidencia del tamaño del área colectora de éstos, sobre la respuesta en $Q(t)$, es descartada si se considera un análisis relativo entre el río Los Patos de 8.500 km² de cuenca y el río Mendoza de 9.040 km². Descartada esta hipótesis, por semejanza de áreas entre estas dos cuencas, quedarían algunos factores causales como los geomorfológicos y geológicos que deberían investigarse.
- Una menor respuesta del escurrimiento superficial a un incremento de la precipitación, estaría indicando una mayor capacidad de almacenamiento de agua de

una cuenca, que se haría efectiva como agua subterránea o hielo (criósfera). Desde este punto de vista, el río Mendoza sería mejor almacenador de agua que Los Patos, y éste sería el motivo de su comportamiento más regulado que presenta en situaciones críticas de sequía, ya manifestado por Menegazzo de García y otros (1984).

- Para el intervalo de $RR(t)$ menor que el mediano (RR_{me}), el comportamiento de $Q(t)$ en función de $RR(t)$, es más curvilíneo que por encima de RR_{me} y estaría mostrando la eficiencia en la capacidad reguladora del escurrimiento superficial operada en cada cuenca. Esta regulación en el intervalo de $RR(t)$ deficitarios, es coherente con el punto de vista anterior, ya que los ríos con menor coeficiente AQ/ARR en la parte superior de la relación, tienen menor AQ/ARR en la inferior, o sea que, a mayor capacidad de almacenamiento, mayor capacidad de regulación.
- La figura 6 es semejante a la figura 5, pero en el eje de ordenadas, se ha cambiado la variable 'escurrimiento superficial' por 'escurrimiento superficial por unidad de área', manteniendo la variable en el eje de abscisa. En ella se puede comparar a los ríos andinos con independencia de su área colectora, y confirmar lo mostrado anteriormente cuando comparaba al río Los Patos con Mendoza.

CONCLUSIONES

Los escurrimientos superficiales de la mayor parte de los ríos andinos, muestran un mejor ajuste no lineal con la precipitación regional del sector mediterráneo de Chile. Estas relaciones estarían indicando que la precipitación regional es más representativa que la puntual, y además, la relación curvilínea indicaría la efectividad de cada cuenca en los procesos de almacenamiento y regulación del agua. De los ríos analizados, el Mendoza se muestra aparentemente más propenso a este efecto.

La relación entre precipitación y escurrimiento se muestra parcialmente diferenciada en períodos secos y húmedos, y el valor esperado de escurrimiento basado en la precipitación se aleja del real luego de un proceso de sequía prolongado.

Agradecimientos: Al Dr. Arturo E. Corte por sus sugerencias, y al Lic. José L. Sales y a la Prof. Patricia M. Barbieri por el apoyo computacional.

BIBLIOGRAFIA

- Agua y Energía Eléctrica, 1981: "Estadística Hidrológica hasta 1981", Tomo 1, Fluvimetría. Ministerio de Obras y Servicios Públicos. Buenos Aires, República Argentina.
- Benítez, G.A. y King, F.H., 1977: "El ecosistema chileno: comportamiento del ciclo hidrológico en el centro de Chile". Jornadas del agua y el futuro regional de Mendoza, Gobierno de la Provincia de Mendoza, Mendoza, República Ar-

- gentina. Inédito.
- Cobos, D.R. y Boninsegna, J.A., 1983: "Fluctuations of some glaciers in the upper Atuel River basin, Mendoza, Argentina". Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Universidad Nacional del Comahue, Neuquén, Rep. Argentina.
- Corporación de Fomento de la Producción (CORFO), 1969: "Estadísticas Pluviométricas". Departamento de Recursos Hidráulicos. República de Chile.
- Frick, G., 1977: "Distribución de las lluvias en Chile durante los últimos 48 años". Jornadas del agua y el futuro regional de Mendoza, Gobierno de la Provincia de Mendoza, Mendoza. República Argentina. Inédito.
- Hoffmann, J.A.J., 1970: "Características de las series de precipitaciones de la República Argentina". Meteorológica, Vol.1, Nº3, Buenos Aires. República Argentina.
- Larraín Bascuñan, F., 1981: "El uso de series de tiempo con fines predictivos". Trabajo Docente Nº33, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago de Chile.
- Menegazzo de García, M.I., Minetti, J.L., Carletto, M.C. y Barbieri, P.M., 1984: "Régimen de variabilidad estacional y aperiódico de los escurrimientos superficiales de ríos andinos". Centro de Investigaciones Regionales de San Juan. Revista Geofísica de España, Vol.41. Madrid.
- Minetti, J.L., Radicella, S.M., Menegazzo de García, M.I. y Sal Paz, J.C., 1982: "La actividad anticiclónica y las precipitaciones en Chile y en la zona cordillerana central". Revista de Geofísica Nº16, Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), OEA, México.
- Pittock, A.B., 1980: "Patterns of climatic variation in Argentina and Chile. Part I: Precipitation 1931-60". Mont.Wea.Rev., Vol.108, Nº9, 1347-1361. USA.
- Seyhan, E., 1976: "A statistical analysis of morphometrical variables and their multiple correlation with the mean annual flood". Geographisch Instituut Utrecht, Serie B, Nº62.
- UNESCO-ROSTLAC, 1982: "Gua Metodológica para la elaboración del balance hídrico de América del Sur". Montevideo, Uruguay.
- World Meteorological Organization (WMO), 1966: "Climate change". Nota Técnica Nº79, Ginebra, Suiza.
- Yevjevich, V., 1972: "Stochastic processes in Hydrology". Water Resources Publications Fort Collins, Colorado, USA.

EPIGRAFE DE LAS FIGURAS

- Figura 1: Bandas latitudinales utilizadas para el cálculo de precipitación regional en Chile y localizaciones pluviométricas.
- Figura 2: Vinculaciones entre la precipitación acumulada de abril a septiembre en Santiago de Chile y el escurrimiento superficial del río San Juan (La Puntilla).
- Figura 3: a- Derrame anual del río San Juan en La Puntilla $Q(t)$, y tendencia.
 b- Varianza no explicada del $Q(t)$ río San Juan con la precipitación acumulada de abril a septiembre ($RR(t)$) en Santiago de Chile, con relación lineal y tendencia residual.
 c- Idem anterior con ajuste cuadrático entre variables y tendencia residual.
- Figura 4: Precipitación regional anual en Chile por bandas de latitud.
- Figura 5: Ajustes cuadráticos entre la precipitación regional de la banda 3 en Chile (entre $32^{\circ}31'$ y $35^{\circ}00'S$) y los escurrimientos superficiales de ríos andinos en la zona central.
- Figura 6: Idem figura 5, pero considerando a los escurrimientos por unidad de área en eje de ordenada.
- Tabla 1: Ajustes entre la precipitación regional anual $RR(t)$ por bandas de latitud en la República de Chile, con escurrimientos superficiales de ríos andinos en Argentina $Q(t)$, usando polinomios de 1er y 2do grados con sus respectivos R^2 .

T A B L A 1

Bandas	R^2 lineal		R^2 cuadrático	
i	sin ajustes importantes		sin ajustes importantes	
2	San Juan: (Km 47)	0,453		
3	San Juan: (Km 47)	0,613	San Juan: (Km 47)	0,697
			San Juan: (La Puntilla)	0,695
	Tunuyán:	0,466	Mendoza:	0,595
	Diamante:	0,502	Tunuyán:	0,553
	Atuel:	0,229	Diamante:	0,615
			Atuel:	0,290
4	Mendoza:	0,137	Atuel:	0,115
			Colorado:	0,421
			Neuquén:	0,460
			Limay:	0,419
5			Atuel:	0,396
			Colorado:	0,440
			Neuquén:	0,511
	Limay:	0,587	Limay:	0,608
6	sin ajustes importantes		sin ajustes importantes	

LOCALIZACIONES PLUVIOMETRICAS Y DE AFOROS

- 1.—LA PUNTILLA (RIO SAN JUAN)
- 2.—KM 47 (RIO SAN JUAN)
- 3.—LA PLATEADA (RIO LOS PAIDOS)
- 4.—USINA CACHEUTA (RIO MENDOZA)
- 5.—VALLE DE UCO (RIO TUNUYAN)
- 6.—LOS REVUNOS (RIO DAMANTE)
- 7.—LA ANGOSTURA (RIO ATUEL)
- 8.—PICHU MAHUIDA (RIO COLORADO)
- 9.—PASO DE LOS INDIOS (RIO NEUQUEN)
- 10.—PASO LIMAY (RIO LIMAY)

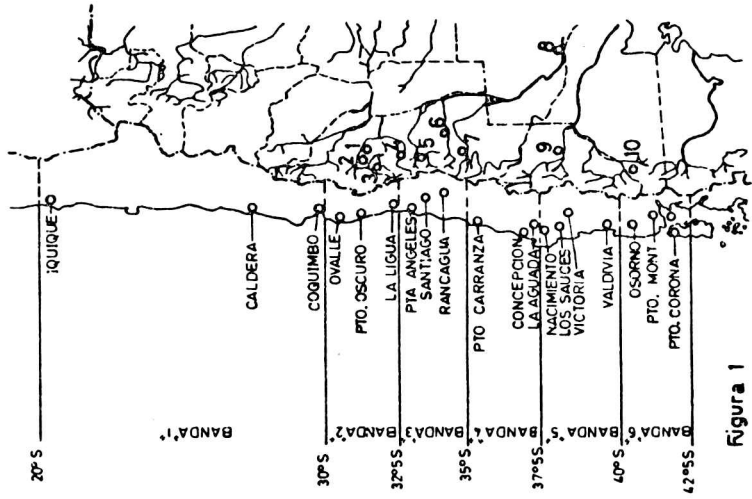


Figura 1

- a.—RELACION LINEAL 1909-10/1977-78
- b₁—RELACION CUADRATICA 1909-10/1977-78
- b₂—RELACION CUADRATICA 1909-10/1943-44
- b₃—RELACION CUADRATICA 1944-45/1977-78

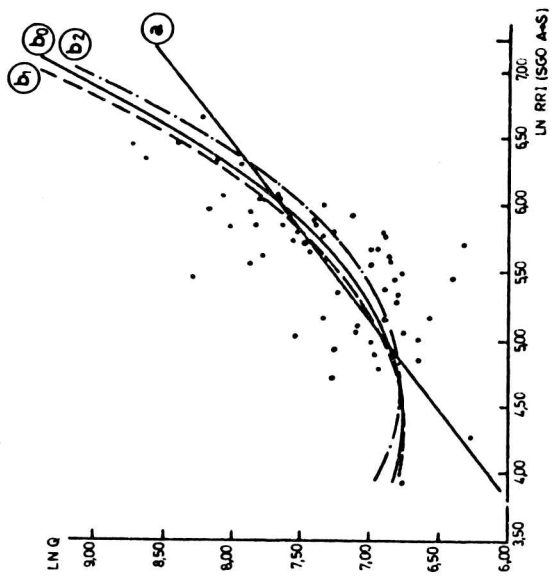


Figura 2

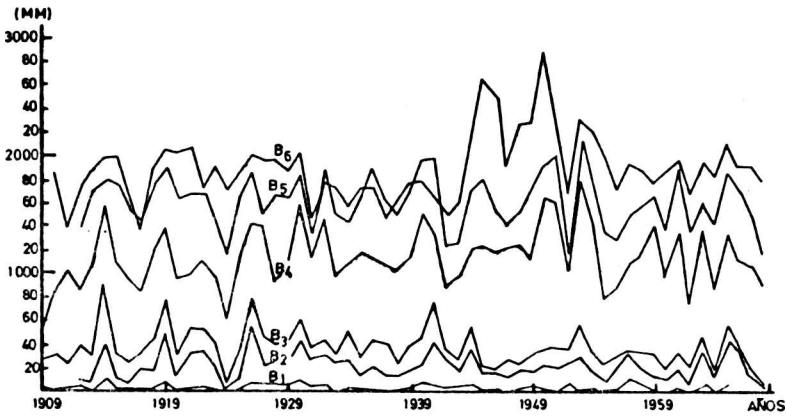
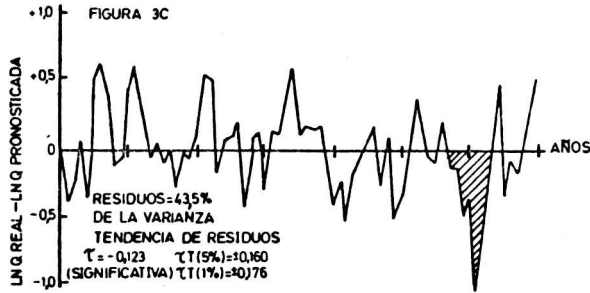
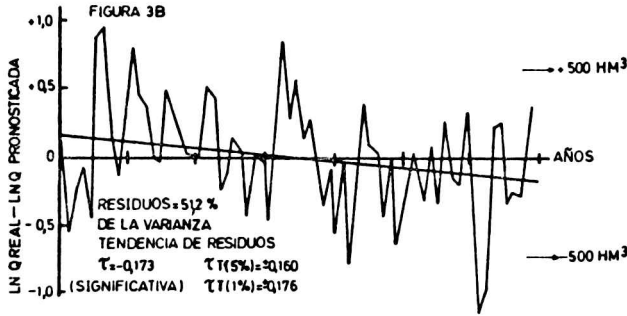
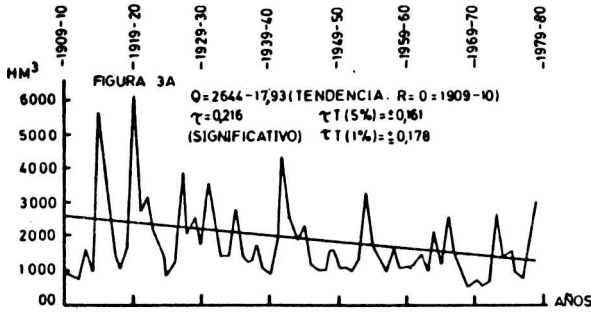


FIGURA 4

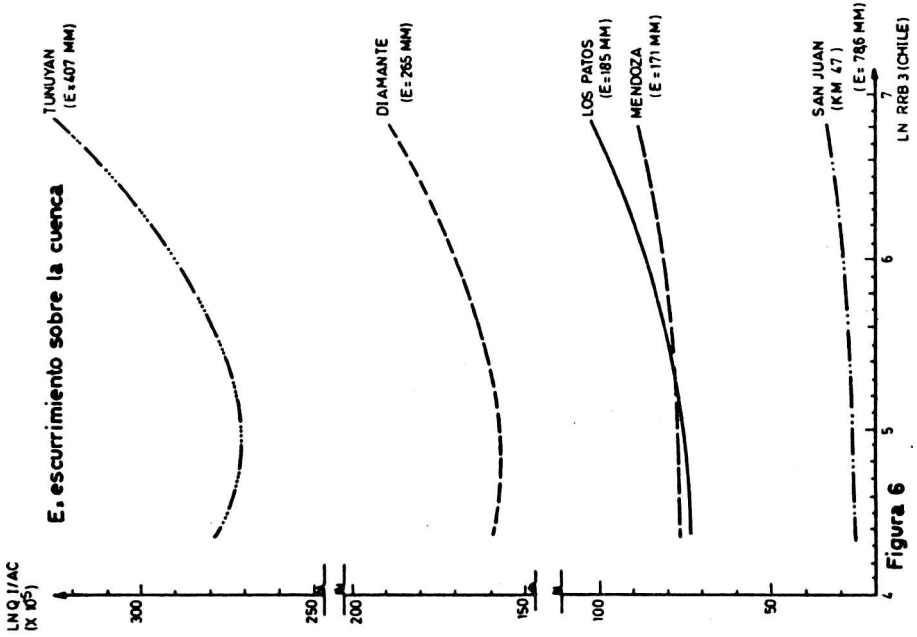


Figura 6

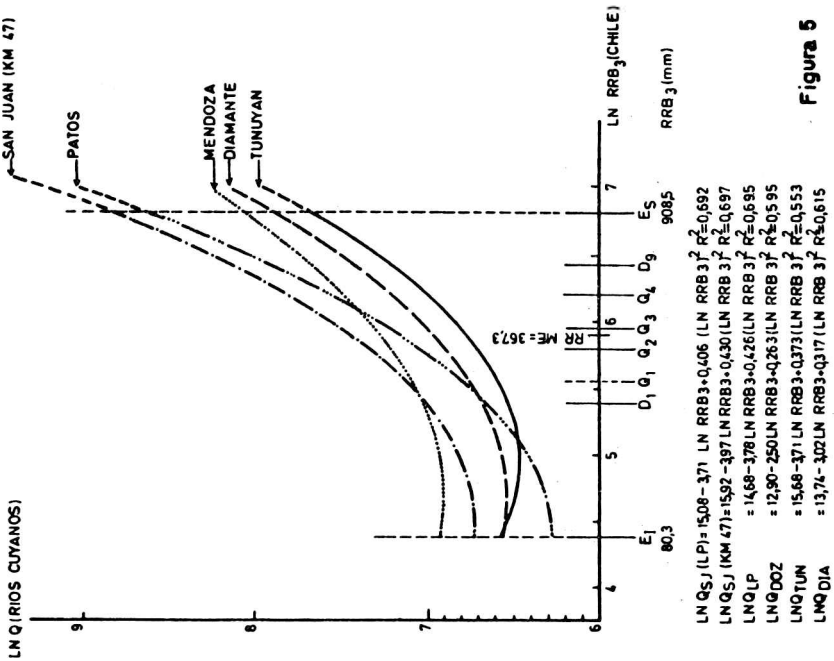


Figura 5

ANÁLISIS DE AUTOCORRELACIONES EN SERIES
HIDROLÓGICAS ANDINAS

Martha C. Carletto, Juan L. Minetti, María I. Menegazzo de García, Patricia M. Barbieri.

Centro de Investigaciones Regionales de San Juan (CIRSAJ)
Universidad Nacional de San Juan

San Juan, República Argentina

RESUMEN

Se ha realizado una evaluación de los procesos temporales contenidos en series hidrológicas de ríos andinos. Analizando los correlogramas de las series en estudio, se han encontrado en ellos dependencias importantes entre los escurrimientos de un ciclo hidrológico y su consecutivo, y otras de rezagos 7 y 11-12 años, particularmente los ríos Jáchal, San Juan, Mendoza y Tunuyán.

El 33,4 % de las series muestran un comportamiento definitivamente aleatorio, y ninguna de ellas parece responder a un proceso autorregresivo de tipo Markov.

Las series de precipitación regional en Chile, entre latitudes de 32,5° y 35,5° S, muestran correlogramas semejantes a los de los ríos del Norte de la zona de Cuyo en los rezagos de 11-12 años.

ABSTRACT

An evaluation of the hydrological processes involved in the time series of the andean rivers runoff is done.

Series correlograms are analysed; important dependences between one hydrological annual cycle runoff with its consecutive one are found. Other significant autocorrelation at lag 7 and 11-12 years, in particular for the Jáchal, San Juan, Mendoza and Tunuyán rivers, are also found.

It has been observed that 33,4 % of series are random and all of them do not behave as Autorregressive Processes like Markov processes.

Regional rainfall series between 32,5° and 35,5° S in Chile and the North Cuyan runoff series are compared showing similar correlograms at lags 11 - 12 years.

INTRODUCCION

Es ampliamente conocida la dependencia de la economía regional cuyana con el régimen de los escurrimientos superficiales de los ríos (Consejo Federal de Inversiones, CEPAL, 1969), en una zona de clima árido (Burgos y Vidal, 1951).

El régimen de variabilidad periódica y aperiódica ha sido estudiado por Menegazzo de García y otros (Parte I y II, 1983a, 1983b), sin tener en cuenta la estructura temporal de la variabilidad en el caso aperiódico. Esta última característica de variación que va desde las fluctuaciones rápidas, alta frecuencia (Minetti y otros, 1982) y las fluctuaciones lentas, baja frecuencia (Carmona y otros, información no publicada, 1962) incluyendo en estas últimas a la tendencia (Anales Hidrológicos de Agua y Energía de la Nación, 1980) ha mostrado su efecto adverso en la economía cuyana para el período 1967 - 1972 (Jornadas del Agua y del futuro regional de Mendoza, 1977; Primera Jornada de Nivoglaciología 1969), donde fueron tratados aspectos de las áreas de Hidrología, Climatología, Nivoglaciología, Geología, Geomorfología de Cuencas.

En la mayor parte de los análisis realizados hasta el momento, se ha puesto especial énfasis en la tendencia decreciente de los ríos del norte de Cuyo y hasta la fecha no existe un trabajo integral que analice todas las componentes de la variabilidad de las series hidrológicas en la región, como un proceso temporal, tratando de hacer inferencias de tipo físico-causal.

MATERIALES y METODOS

Se ha trabajado con las series hidrológicas editadas por Agua y Energía (1981). Simultáneamente se analizaron las series de precipitaciones regionales de la República de Chile discriminadas por bandas de latitud (Minetti, 1984) y obtenidas por CORFOP (1981). Se han obtenido tendencias por mínimos cuadrados, autocovarianzas, autocorrelaciones y límites de confianza para estas últimas según Yevjevich (1972), Kendall (1976), Larraín Bascuñán (1981), Climate Change (1979), Kendall y Stuart (1976), Del Pino (1983).

A los efectos de comparar resultados de análisis de series hidrológicas con procesos conocidos, se han obtenido autocorrelaciones y autocovarianzas de series aleatorias, Chatfield (1980), Kendall (1976), y aleatorias con tendencia equivalente a la que posee el río San Juan con variabilidad total, semejante a éste. La figura 1 indica la región en estudio. Se ha calculado la significación

de la tendencia por la prueba de rangos Mann-Kendall según World Meteorological Organization (W.M.O., 1966) y Kendall (1948).

RESULTADOS Y DISCUSION

Las figuras 2a, 2b y 2c muestran los correlogramas de ríos andinos estimados según Yevjevich (1972). Las particularidades que se destacan comparando éstos con correlogramas de procesos aleatorios son las siguientes:

- Una buena parte de los ríos andinos (55,5%) presentan autocorrelaciones de rezago 1 (lag 1), significativas estadísticamente. La alta variabilidad interanual, con mayor sesgo en las distribuciones de frecuencias para las series de la región norte de Cuyo en una transecta norte-sur, minimiza a estos procesos de dependencia inercial entre el evento que ocurre en el año t con $t+1$. Para atenuar este efecto perturbador, se han calculado las autocorrelaciones empleando una transformada como el logaritmo natural de la variable, cuyos resultados se muestran en la Tabla 1. Allí puede verse que mejora notablemente este proceso de dependencia (66,6% de los casos) el cual puede ser descrito posteriormente como un proceso autorregresivo de primer orden (Yevjevich, 1972).
Con el objeto de efectuar comparaciones se presenta la Tabla 2 con las autocorrelaciones de rezago 1 para la serie aleatoria simulada con la misma variabilidad del río San Juan, donde se ve que la transformada con logaritmo natural de la variable caudal minimiza la primera autocorrelación, situación que no ocurre con la serie real según puede observarse en la Tabla 1.
- Debido a que los ríos del norte de Cuyo presentan tendencias decrecientes significativas estadísticamente, (Tabla 3), esto es, las series no son estacionarias, es que las autocorrelaciones están ponderadas por encima de los valores correspondientes sin tendencia (Figura 3).
En la Tabla 1 puede verse que la autocorrelación de rezago 1 de la serie con tendencia filtrada, es mucho menor que aquella sin filtrar cuando no se utiliza el logaritmo natural de la variable.
El uso del logaritmo de la variable como transformada genera una autocorrelación de rezago 1 semejante a la de la serie filtrada por tendencia con logaritmo de la variable.
- La dependencia de rezago 1 entre el ciclo hidrológico de un año con su

- consecutivo estaría mostrando la capacidad reguladora del sistema clima-cuenca a través de la criósfera y agua subterránea.
- La Tabla 4 muestra las autocorrelaciones de rezago 1 con su cuadrado y cubo respectivos comparados con las autocorrelaciones de rezago 2 y 3, donde se observa que en ningún caso se cumple que $r_1^2 = r_2$ y $r_1^3 = r_3$ como para ajustar estos procesos a una dependencia markoviana (W.M.O., 1966).
 - En líneas generales la mayor parte de las autocorrelaciones han sido estimadas hasta el rezago 25, y debería esperarse que 1.25 casos caigan fuera de los límites de confianza del 95 %, para que la serie sea aleatoria. En el 66,6% de los casos ésto no ocurre presentando picos de autocorrelaciones significativas. Las situaciones extremas se presentan en el río San Juan con cinco casos y los ríos Colorado, Neuquén y Limay en cuyas series no se observan autocorrelaciones significativas, si se considera la variable sin la transformación logarítmica. Usando esta última los únicos casos que presentan en su correlograma todos los puntos dentro de la banda de confianza son los ríos Tunuyán, Colorado y Limay.
 - En los casos particulares de los ríos Jáchal, San Juan y Mendoza presentan autocorrelaciones significativas con rezago 12 que, en el caso del San Juan se manifiesta también en el 11, y tienen su respectiva duplicación en los rezagos 22-24, infiriéndose que éstos poseen un cau sí periodo importante en los rezagos 11-12.
 - Los ríos San Juan, Mendoza y Tunuyán también observan autocorrelaciones significativas para rezagos de 7 años.
 - Las figuras 4a y 4b muestran los correlogramas de las precipitaciones regionales por bandas de latitud en la República de Chile, ya que algunas de ellas están correlacionadas con los escurrimientos de los ríos andinos, en el sector argentino (Minetti y otros, 1983; Minetti, 1984 y Menegazzo de García y otros, 1983). En ellas se observan que las autocorrelaciones de rezago 1, no son significativas en todos los casos de climas áridos y de transición, y sí es importante en la banda 6 entre 40° y 42°4. de latitud sur, en un clima definitivamente perhúmedo. Estas bajas autocorrelaciones de rezago 1 en la precipitación estarían confirmando que las autocorrelaciones significativas del mismo desfase en los escurrimientos superficiales de los ríos andinos, serían un producto del funcionamiento específico de las cuencas.
 - Las autocorrelaciones de la banda 3 de precipitación regional en Chile

tienen picos de significación en los rezagos 12 y 22 años, que corroborarían los resultados observados en los correlogramas de los ríos Jáchal, San Juan y Mendoza para los rezagos 11-12 años y 22 - 24 años respectivamente, indicando una probable cuasi periodicidad en el primer período.

El presente estudio constituye un paso previo en el análisis general de las componentes de variabilidad.

CONCLUSIONES

En este análisis parcial se han obtenido las siguientes conclusiones:

1. Se ha encontrado que la mayor parte de los ríos andinos tienen su proceso de dependencia temporal de rezago 1, que no presenta la variable fundamental del ciclo hidrológico, la precipitación. De ello se infiere que este proceso se debería a las características del funcionamiento de cada cuenca.
2. Se ha visto la conveniencia para el cálculo de autocorrelación, de utilizar una transformada de la variable como el logaritmo, a los efectos de poner de manifiesto la autocorrelación de rezago 1.
3. En el caso de las series de precipitación regional en la República de Chile se ve que, para la región árida de norte, centro y de transición húmeda, no presentan autocorrelaciones significativas en el rezago 1 y sí en la banda 6 para la región perhúmeda.
4. Se ha visto que, en el 66.6% de las series los correlogramas presentan mayor cantidad de autocorrelaciones significativamente diferentes a las de un proceso aleatorio. Las situaciones extremas están representadas por las del río San Juan con menor aleatoriedad y ríos Neuquén, Colorado y Limay más aleatorias.
5. Las pruebas efectuadas con el cuadrado y cubo de la autocorrelación con rezago 1 comparando con las autocorrelaciones de rezagos 2 y 3, comprueban que no se cumplen las condiciones de una dependencia markoviana, o de un proceso autocorregresivo de tipo Markov.
6. Se han encontrado en los ríos Jáchal, San Juan y Mendoza, autocorrelaciones importantes de rezagos 11-12 años y en el caso de los ríos San Juan, Mendoza y Tunuyán, otra no tan importante de 7 años.

BIBLIOGRAFIA

- Agua y Energía Eléctrica S.E. 1981. Estadísticas Hidrológicas hasta 1980. Tomo I: Fluviometría, Ministerio de Obras y Servicios Públicos, Buenos Aires, Argentina, 1981.
- Benitez, A.; King, H., 1969: Tendencia Negativa: El ecosistema chileno: comportamiento del ciclo hidrológico en el Centro de Chile; presentado en las Primeras Jornadas de Nivoglacialogía, Facultad de Ciencias Políticas y Sociales, UNC, Mendoza, Argentina (inédito).
- Burgos, J.J.; Vidal, A.L. 1951: Los climas de la República Argentina según la nueva clasificación de Thomthwhite. Meteoros, Año 1, Número 1, Buenos Aires Argentina.
- Consejo Federal de Inversiones, Cepal, 1969. Los recursos hidráulicos en Argentina, 1º y 2º Partes. Buenos Aires, Argentina.
- Corporación de fomento de la producción (CORFOP) 1969. Departamento de Recursos Hidráulicos, Chile.
- Chatfield, C., 1980. The analysis of time series: An introduction, Chapman and Hall, London, New York.
- Del Pino, G. 1983. Métodos de predicción en series hidrológicas. Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.
- Kendall, M.G., 1948. Rank correlations methods. Hafner, New York, USA.
- Kendall, M.G., 1976. Time Series. Charles Griffin and Company Ltd. London and High Wycombe.
- Kendall, M.; Stuart, A., 1976. The advanced theory of statistics. Volume 3. Charles Griffin and Company Ltd. London and High Wycombe.
- Larraín Bascuñan, F., 1981. El uso de series de tiempo con fines predictivos. Universidad Católica de Chile. Santiago, Chile.
- Menegazzo de García, M.I.; Minetti, J.L.; Carletto, M.C.; Barbieri, P., 1983 a. Régimen de variabilidad del escurrimiento superficial de ríos andinos. Parte I: Variación estacional. Centro de Investigaciones Regionales San Juan, presentado en II Reunión Periglacial Argentina, San Juan, Argentina, Instituto de Nivología y Glaciología, Mendoza, Argentina (a publicar en revista Geofísica de España, Madrid).
- Menegazzo de García, M.I.; Minetti, J.L.; Carletto, M.C.; Barbieri, P. 1983 b. Régimen de variabilidad del escurrimiento superficial de ríos andinos Parte II: Variación interanual (a publicar en revista Geofísica de España,

Madrid).

Menegazzo de García, M.I.; Minetti, J.L.; Carletto, M.C.; Barbieri, P.M., 1983c. Estadísticos de escurrimientos superficiales de ríos andinos. Anexo del Trabajo bajo Régimen de variabilidad de los escurrimientos superficiales de ríos andinos, Parte I y II. Informe Técnico N° 4 del Centro de Investigaciones Regionales de San Juan (CIRSAJ), San Juan, Argentina.

Minetti, J.L., 1984. Precipitación y escurrimientos superficiales de ríos andinos. CIRSAJ; presentado en la 13° Reunión Científica Argentina de Geofísica y Geodesia, Bariloche, Argentina (a publicar en Geoacta).

Minetti, J.L.; Radicella, S.M.; Menegazzo de García, M.I.; Sal Paz, J.C. 1983. La actividad anticiclónica y las precipitaciones en Chile en la zona cordillerana central. Revista Geofísica, IPGH (OEA), México.

World Meteorological Organization (W.M.O.) 1966. Climate Change. Nota Técnica N° 79. Ginebra. Suiza.

Yevjevich, V. 1972. Stochastic Processes in Hidrology. Water Resources Publications. Fort Collins, Colorado. USA.

EPIGRAFES DE LAS FIGURAS

Figura 1: Situación Geográfica de la Región en Estudio.

Figuras 2a, 2b y 2c: Correlogramas de escurrimientos superficiales de ríos andinos.

Figura 3: Correlogramas escurrimientos superficiales del río San Juan.

Figura 4a y 4b: Correlogramas de las precipitaciones regionales en Chile.

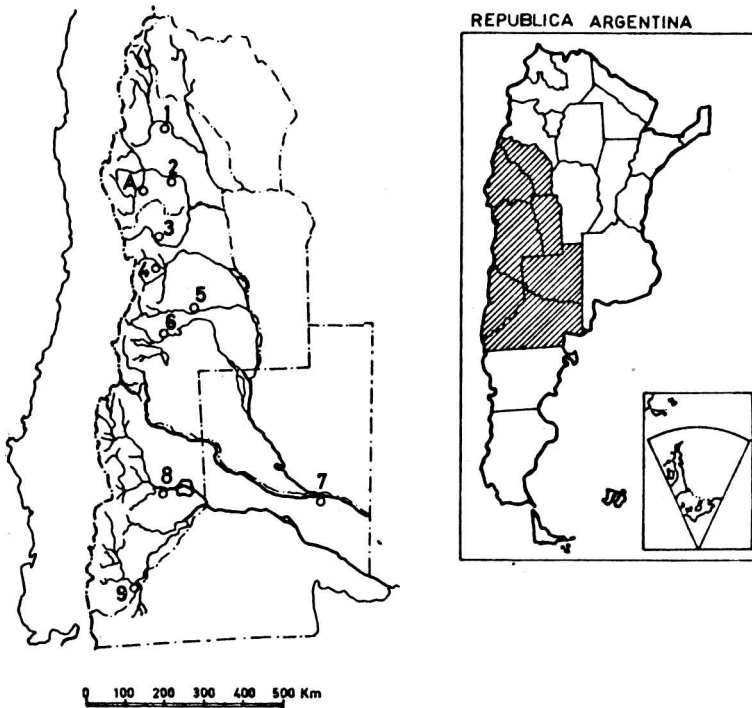
Tabla 1: Autocorrelaciones lag 1 de ríos andinos.

Tabla 2: Serie Aleatoria Simulada Río San Juan.

Tabla 3: Ríos andinos con tendencia significativa.

Tabla 4: Cuadrado y cubo autocorrelaciones lag 1 comparadas con lag 2 y 3.

Figura 1



ESTACIONES DE AFORO

- 1 _ PACHIMOCB (Rio Jachal)
- 2 _ LA PUNILLA (Rio San Juan)
- 3 _ USINA CACHEUTA (Rio Mendoza)
- 4 _ VALLE DE UCO (Rio Tunuyan)
- 5 _ LOS REYUNGS (Rio Diamante)
- 6 _ LA ANGOSTURA (Rio Atuel)
- 7 _ PACHI MAHIDA (Rio Colorado)
- 8 _ PASO DE LOS INDIOS (Rio Neuquen)
- 9 _ PASO LIMAY (Rio Limay)
- A _ LA PLATEADA (Rio de los Patos)

T a b l a 1

R I O	Con Tendencia		Sin Tendencia	
	sin logaritmo	con logaritmo	sin logaritmo	con logaritmo
Jáchal	0.432 **	0.530 **	-----	-----
San Juan(km 47)	0.253 *	0.347 **	0.168	0.350 **
Mendoza	0.206	0.289 **	-----	-----
Tunuyán	0.059	0.148	-----	-----
Diamante	0.289 *	0.325 *	-----	-----
Atuel	0.338 **	0.337 **	-----	-----
Colorado	0.152	0.194	-----	-----
Neuquén	0.169	0.282	-----	-----
Limay	0.191	0.180	-----	-----

*significativo al 5 % ** significativo al 1 %

Tabla 2

Datos		Autocorrelaciones Lag 1	
Media	Desviación Estándar	s/Log.	c/Log.
63.9	40.84	0.090	0.012

Tabla 3

RIOS	RANK(Mann Kendall)	T (95%)
Jáchal (Pachimoco)	- 0.24646 +	0.20238
San Juan (Km 47.3)	- 0.17746 +	0.1589
Mendoza (U. Cacheuta)	- 0.27646 +	0.1589

Tabla 4

RIOS	lag 1 r_1	r_1^2	lag 2 r_2	r_1^3	lag 3 r_3
Jáchal	0.530	0.281	0.200	0.149	0.005
San Juan	0.347	0.120	0.017	0.042	-0.053
Mendoza	0.289	0.083	0.050	0.024	-0.024
Tunuyán	0.148	0.022	-0.084	0.003	-0.072
Diamante	0.325	0.106	0.060	0.034	-0.185
Atuel	0.337	0.114	-0.077	0.038	-0.022
Colorado	0.194	0.037	-0.007	0.007	-0.018
Neuquén	0.282	0.079	0.031	0.022	-0.027
Limay	0.180	0.032	-0.049	0.006	-0.180

Figura 2a

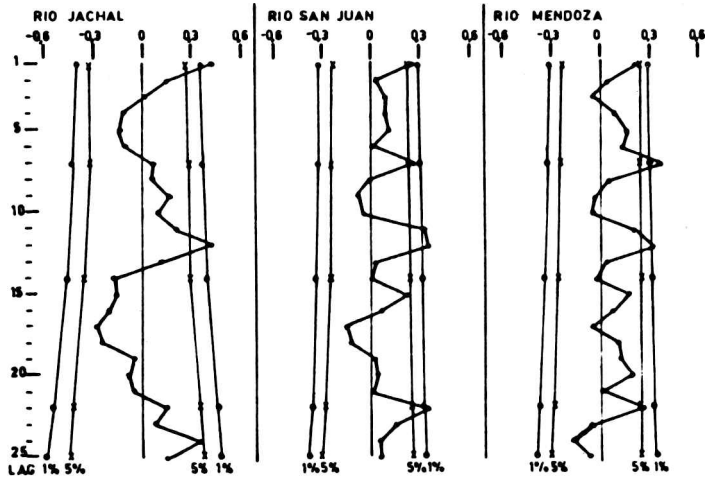


Figura 2 b

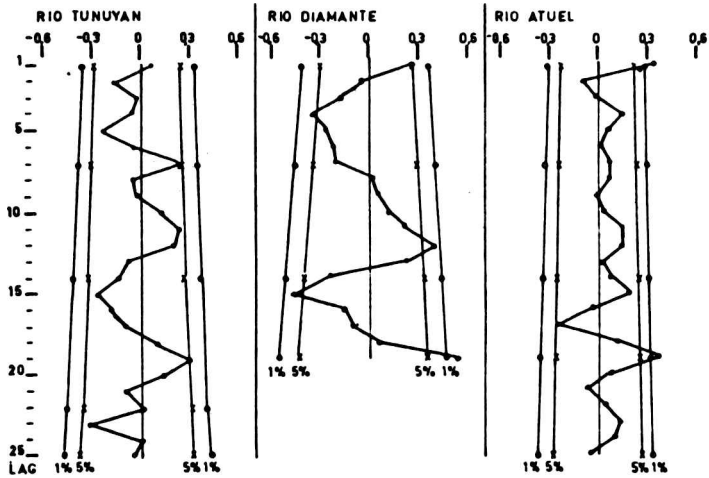


Figura 2c

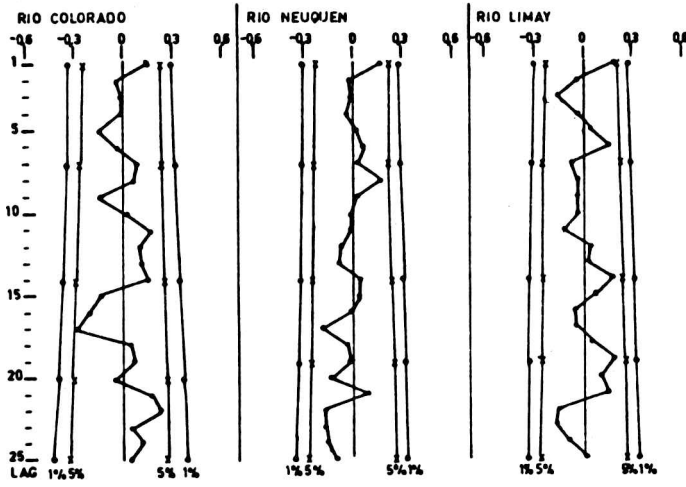


Figura 3

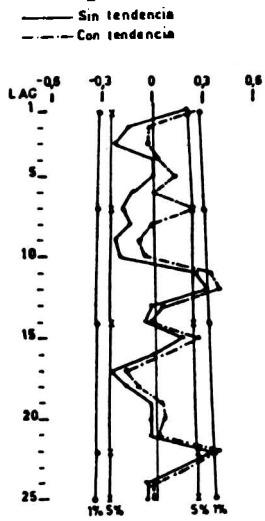


Figura 4a

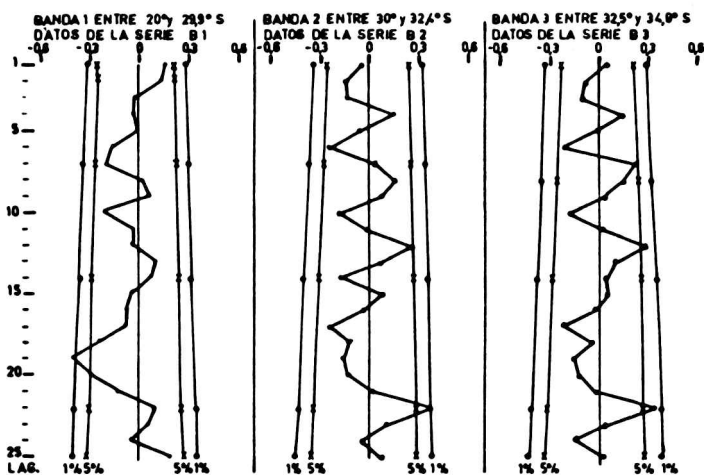
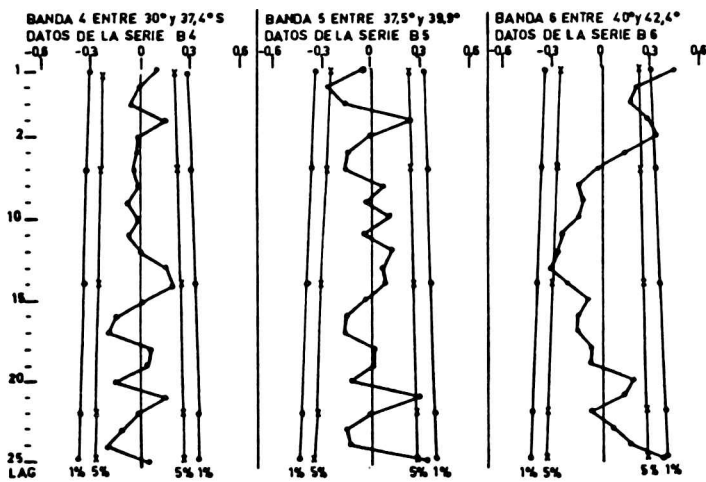


Figura 4 b



TOPOCLIMATOLOGIA TEORICA EN CAMPOS ALTOS DE MENDOZA, REPUBLICA ARGENTINA

Olga E. Scarpati y Juan J. Burgos

Centro de Investigaciones Biometeorológicas (CIBIOM)

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

RESUMEN

En el extenso territorio argentino, existen áreas de reconocida potencialidad en recursos renovables pero con escasa información meteorológica. El objetivo del trabajo es utilizar una metodología que con medios de fácil acceso permita conocer la topoclimatología y posteriormente valores biológicos que amplíen el conocimiento de una región en estudio. Dicha región, en este caso campos altos de la provincia de Mendoza, se subdividen en áreas de igual superficie para las que se van estimando valores topoclimáticos, con distintas técnicas, según el parámetro analizado. Por último, con ellos se estima la productividad primaria.

SUMMARY

There are in the large Argentine territory many areas bearing a high potentiality in renewable resources, but presenting very scarce meteorological information. The objective of the present work is the utilization of a methodology which, by means of simple ways, allows for the knowledge of the climatology and later on the biological values which enlarge the information on a given region. This region, the high field of Mendoza province, is divided into equal size areas for which the topoclimatic values by means of different technics, according to the element, are estimated. Finally, they are utilized to assess primary productivity.

INTRODUCCION

Se ha utilizado una metodología que con economía de recursos, permite estimar datos biológicos a partir de parámetros climáticos y topográficos que redundan en un mejor conocimiento del área en estudio y de sus diferentes posibilidades de uso; ya sea para introducción de nuevos cultivos, silvicultura, ganadería, asentamiento poblacional, turismo y/o sub-división del

terreno en estas opciones. Esta metodología ha sido probada por Enders (1979).

El estudio se llevó a cabo en Mendoza, en una zona que, en la actualidad, se explota agropecuariamente solo con criterio empírico. El objetivo final, en este caso, fue estimar la productividad primaria del área para sentar bases tendientes a racionalizar el uso actual.

MATERIALES Y RESULTADOS

El trabajo se realizó sobre la carta topográfica Estancia del Plata de escala 1:50.000, sobre la que se dispuso un retículo cuadrado según coordenadas Gauss-Krüger, lo que facilitó la ubicación de cada unidad y su posterior clasificación topoclimática. Se eligió un tamaño de malla cuadrada acorde con la escala de la plancheta. Cada unidad permitió el cálculo de los elementos topoclimáticos de $0,16 \text{ Km}^2$ de superficie ($400 \text{ m} \times 400 \text{ m}$). En total resultaron 2668 unidades en la cuadrícula lo que equivale a un área aproximada de 427 Km^2 . Los parámetros particulares estaban comprendidos entre los puntos de intersección del retículo.

Se fueron construyendo matrices de datos que posteriormente fueron ingresados a computadora para su procesamiento en la obtención de valores bioclimáticos. Los datos originales se mantuvieron sin sufrir modificaciones lo que siempre ha permitido recurrir a ellos cuando fue necesario.

En primer término se determinó la altura máxima, mínima y media de cada cuadrícula. Luego, con este último elemento y con el gradiente vertical mediano de De Lina y Sabella (1959), obtenido con los valores de estaciones meteorológicas cercanas pertenecientes al Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y al Instituto Argentino de Investigaciones de las Zonas Áridas (IAIZA), se estimó la temperatura media de julio. Se utilizó el gradiente vertical mediano porque da un valor más real de la temperatura cercana a la superficie. Para el estudio se consideró solamente las unidades cuyos valores de temperatura media de julio, resultaron superiores o iguales a 0°C dado que representaban el área con mayor seguridad de vida vegetal.

Concretamente, la zona de trabajo se observa en la Figura 1, así como la ubicación de la estación meteorológica Las Aguaditas del IAIZA. El área final abarcaba 1168 unidades o sea 187 Km^2 , presentando alturas medias

sobre el nivel del mar menores o iguales a 2.800 m, siendo más del 50 % de ellas de 2.080 m a 2.480 m.

En la Figura 2 se visualiza la temperatura media de julio, cuyo valor osciló entre 0 °C y 6 °C, en ella las zonas más claras son las de mayor temperatura. Igual criterio se mantuvo en la Figura 3 donde se observa la temperatura media de enero que osciló entre 10 °C y 17 °C.

En la Figura 4 podemos ver la dirección media de la pendiente. En la realización de esta figura se dió color blanco a la dirección norte para resaltar su mayor goce de insolación, negro a la dirección sur y tonalidades intermedias al este y al oeste. Las orientaciones predominantes resultaron E y SE que alcanzaban al 26 % y 20 % del total respectivamente.

En la Figura 5 se observa la inclinación de la pendiente, distribuída en cinco categorías según Soil Survey Manual (1951), convenidas para el uso y manejo de suelos. Estas categorías fueron :

	Pendiente media	Frecuencia
⇒ 0° < 2°	Sin o casi sin pendiente	8,65 %
⇒ 2° < 4°	Pendiente suavemente óndulada	14,72 %
⇒ 4° < 9°	Pendiente óndulada	19,00 %
⇒ 9° < 16°	Pendiente moderadamente escarpada	28,10 %
⇒ 16° < 45°	Pendiente escarpada	29,53 %

Usando el modelo de Duffie y Beckman (1980), se calculó la radiación global media mensual y media anual que recibe cada una de las 1.168 unidades, según su dirección e inclinación de la pendiente. Para ello se utilizaron los valores de radiación de la estación Las Aguaditas (piranómetro), que es lo que recibe una superficie horizontal en el lugar, lo cual resultó imprescindible para la aplicación del modelo. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que existe un ligero aumento de la nubosidad hacia el oeste que no se ha podido evaluar por falta de observaciones. En la Figura 6 se observa la distribución de la radiación global media anual que oscila entre 300 y 500 MJ m⁻².

En el Laboratorio de Fotointerpretación de la Facultad de Agronomía (UBA), se realizó el mapa de tipos de vegetación que se puede ver en la Figura 7; llegándose a determinar diez unidades con la de uso agrícola exclusivo. Las unidades que componen dicho mapa se especifican en el Cuadro N° 1.

El parámetro precipitación se estudió primeramente en su valor anual y luego en su valor mensual.

El valor de precipitación anual se estimó, para cada unidad, estimando su gradiente vertical con los datos de quince estaciones meteorológicas del SMN, del IADIZA, de la Universidad Nacional de Cuyo y de establecimientos privados cercanos en diferentes altitudes. La ecuación de regresión fue : $Y = 125,93 + 0,1044 X$, donde Y es la precipitación anual (mm) y X la altura sobre el nivel del mar (m), que arrojó un coeficiente de correlación $r = 0,72$ significativo al 5 % y al 1 %.

Utilizando estos resultados se obtuvieron los valores con los que se confeccionó la Figura 8, estos valores oscilaron entre 419 y 320 mm de precipitación anual. De la observación de las Figuras 1 y 8 se desprende que las mayores cantidades de lluvia se presentaban en el oeste de la región de trabajo, en una franja que va de norte a sur.

El valor de precipitación mensual se obtuvo con la aplicación de los valores de precipitación relativa de la estación meteorológica Las Aguaditas.

Se realizó el balance hidrológico del suelo por el método de Thornthwaite-Mather (1955), para una profundidad de 0,50 m de suelo con una capacidad de campo de 75 mm según las características edáficas (Moyano, 1982) del lugar. Esa profundidad de suelo varió según la pendiente por considerar que el espesor del suelo y la profundidad de las raíces de las especies vegetales presentes en la región varían con ella. Se aplicó la ecuación $Y = 75 - 0,74 X$, donde Y es la capacidad de campo (mm) de cada unidad de la malla cuadrada y X es la inclinación de la pendiente (%) de la misma. En la zona, durante los meses invernales, hay acumulación de nieve que reduce en mayor humedad del suelo cuando por ascenso de la temperatura del aire, ésta se derrite. En el balance se consideró que hay presencia de nieve cuando la temperatura media mensual, para cada cuadrícula, fue inferior a 3 °C y en el primer mes que se alcanza este umbral, el agua ingresa como precipitación al balance.

El área de trabajo se encuentra en campos altos que soportan bajas temperaturas todo el año, por ello se estimó que el umbral térmico para que las especies vegetales cumplan sus funciones, es de 5 °C. Por ello se dió importancia a la evapotranspiración real anual acumulada para los meses con temperatura media del aire mayor o igual a 5 °C, siendo este parámetro posteriormente elegido para la estimación de la productividad primaria. Las magnitudes que alcanzó la evapotranspiración real anual acumulada se pueden observar en la Figura 9, siendo las más frecuentes las del rango 301-350 mm. En cambio, los valores totales de evapotranspiración real anual oscilaron entre 320-400 mm, los de deficiencia de agua en el suelo variaron entre 100-250 mm anuales y los valores anuales de exceso de agua en el suelo estuvieron entre 0 y 15 mm. Estos parámetros ubican a la zona de trabajo dentro de clima de estepa (Burgos, 1959).

Se hicieron determinaciones puntuales de productividad primaria en el área de estudio y posteriormente esos valores fueron cotejados con los que arrojaron el modelo Miami y el modelo Thornthwaite Memorial (Lieth, 1974). Por los resultados obtenidos se eligió el modelo Thornthwaite Memorial que se calcula por la fórmula :

$$TP = 3.000 (1 - e^{-0,0009695 (E - 20)}) \quad \text{donde :}$$

- TP : productividad primaria total (gm^{-2}),
- e : base de los logaritmos neperianos,
- 3.000 : máximo aceptado de productividad primaria (gm^{-2}), en un área dada,
- E : evapotranspiración real anual (mm).

La evapotranspiración real anual (E), en este estudio, fue la acumulada sobre 5 °C.

En la Figura 10 se puede observar la distribución de los valores de la productividad aérea neta, que surgió de los de la productividad primaria total anteriormente calculada, y modificada por el porcentaje de raíces adoptado de 80 % (Rojín y Basilevich, 1965). En esta figura se ve que la productividad aérea oscila principalmente entre 140 y 170 gm^{-2} . Es notorio, además, que las unidades con mayor de productividad primaria aérea neta, fueron los de mayor altitud media y por ende, de mayor precipitación anual, pero el inconveniente es que pertenecían a las categorías de inclinación de pendiente

moderadamente escarpada y escarpada, lo que dificulta el acceso de los animales a esas superficies. De las dos zonas que presentaban valores entre 140 y 150 gm^{-2} , fue un poco llamativo la presencia, en esta categoría, del área de uso agrícola (Figura 7), nuestra explicación a ello es que brinda mayor factibilidad de uso agrícola, por ser de las dos primeras categorías de inclinación de pendiente : sin o casi sin pendiente y pendiente suavemente ondulada.

BIBLIOGRAFIA

- Burgos, J. J., 1959: El régimen hídrico de Sudamérica; Symposium sobre "Bases de programación del desarrollo hidráulico integral en relación a las regiones áridas y semiáridas argentinas ", Diciembre 1957, Mendoza, p. 73-79.
- De Fina, A. L. y L. S. Sabella, 1959 : Cálculo de las temperaturas medias de localidades montañosas carentes de observaciones termométricas. Rev. Fac. de Agronomía (3º época); t. XXXV (entrega 2º).
- Duffie, J. A. and W. A. Beckman, 1980 : Solar engineering of thermal processes, Solar energy laboratory, University of Wisconsin-Madison, John Wiley & Sons. New York.
- Enders, G., 1979 : Nationalpark Berchtesgaden. Theoretische Topoklimatologie Forschungsberichte. Verlag Anton Plenk K G, Berchtesgaden.
- Lieth, H., 1974 : Basis und Grenze für die Menschheitsentwicklung : Stoffproduktion der Pflanzen. Umschau 74.
- Moyano de Imazio, A.; L. Nijensohn y S. Gaviola de Heras, 1982 : Caracterización edáfica de los suelos ocupados por *Stipa tenuissima* en el alto valle de Las Carreras. Rev. de la Fac. de Ciencias Agrarias. Tomo XXII, nº 2, Mendoza, Rep. Arg.
- Rodin, L. E. and N.I. Basilevich, 1965 : World distribution of plant biomass. Botanical Institute of the Academy of Sciences of the USSR., Leningrad and Dokuchaev Soils Institute, Moscow. Functioning of terrestrial ecosystem at the primary production level, t. V, p. 45-52, Proceedings of the Copenhagen Symposium, UNESCO, Paris.
- Soils Survey Manual, 1951 : Soil Survey Staff, Bureau of Plant Industry, Soils and Agricultural Engineering. Agricultural Research Administration. United States Department of Agriculture.
- Thornthwaite C. W. and J. R. Mather, 1955 : The water balance. Publications in Climatology VII (1) 104 p. Drexel Inst. of Tech., New Jersey. USA.

CUADRO N° 1

MAPA DE TIPOS DE VEGETACION

UNIDAD	TIPO DE VEGETACION	COBERTURA TOTAL	LOCALIZACION
1	Matorral de arbustos grandes, abierto	Media a baja	Laderas bajas y cortas
2	Matorral con 50 % de arbustos medios a grandes con pastizal semidenso	Alta a media	Planos aluviales, terrazas y fondos de valle
3	Pastizal abierto con 50 % de arbustos medios a pequeños	Media a baja	Laderas y cumbres
4	Pastizal semidenso a denso con menos del 50 % de arbustos pequeños	Media	Pendientes largas y suaves (abanicos aluviales)
5	Pastizal semidenso a denso	Media	Laderas bajas, pendientes suaves
6	Pastizal abierto a semidenso	Baja a media	Fondos de valle y laderas bajas
7	Matorral con más del 50 % de arbustos pequeños a medios y pastizal abierto	Media	Pendientes largas y suaves (anti - guos sedimentos)
8	Pastizal muy abierto con arbustos pequeños (50 %)	Baja	Laderas medias y altas y cumbres
9	Vegetación abierta de afloramientos rocosos	Muy baja	Laderas, pendientes fuertes
10	Area cultivada		Areas planas o de suave pendiente, fondos de valles

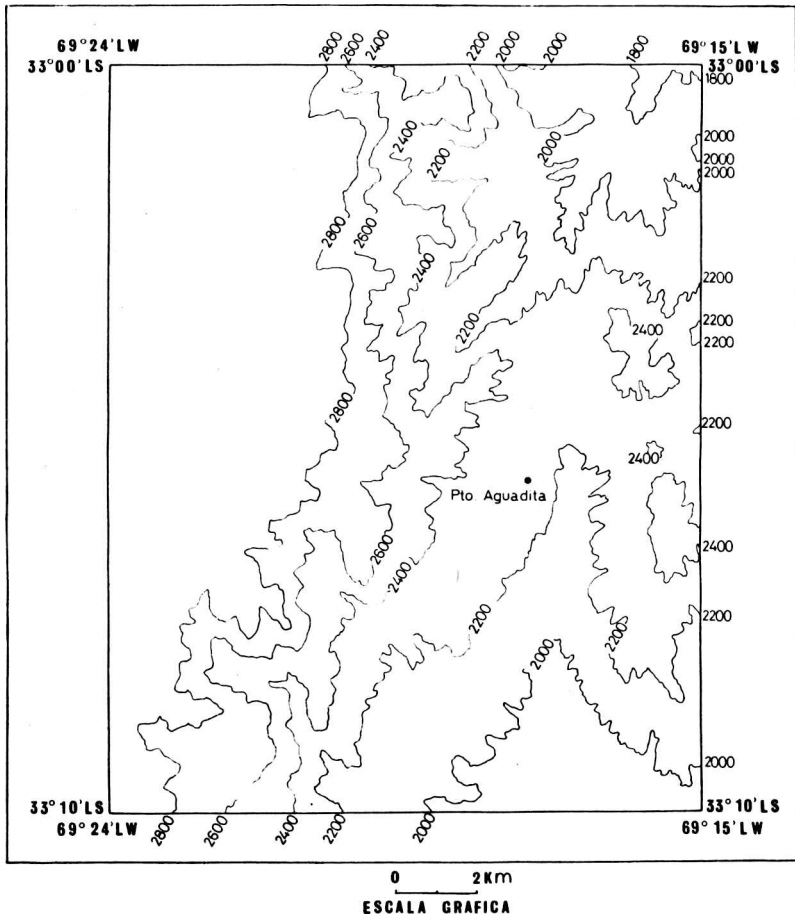


Fig. 1 : Ubicación geográfica del área de estudio.

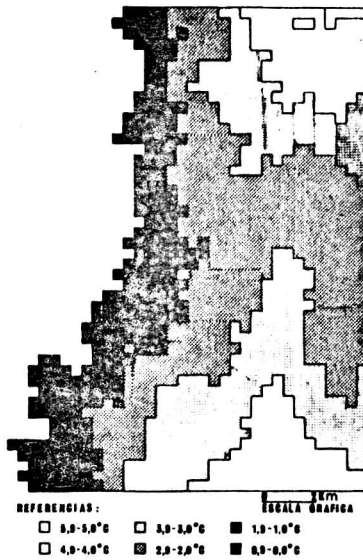


Fig. 2
Temperatura media de julio (°C).

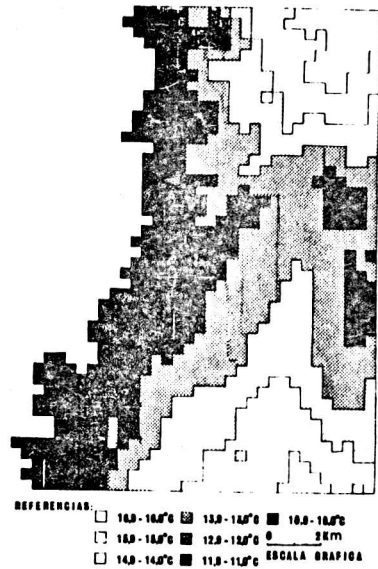


Fig. 3
Temperatura media de enero (°C).

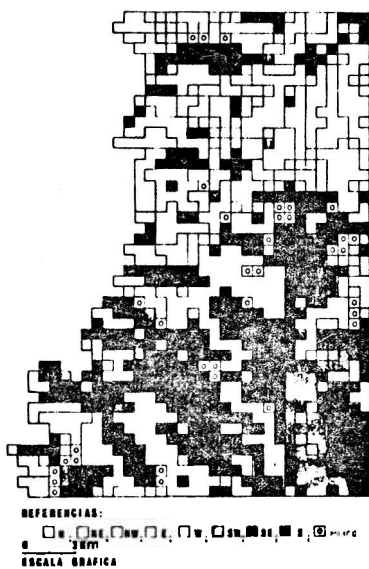


Fig. 4
Dirección media de la pendiente.

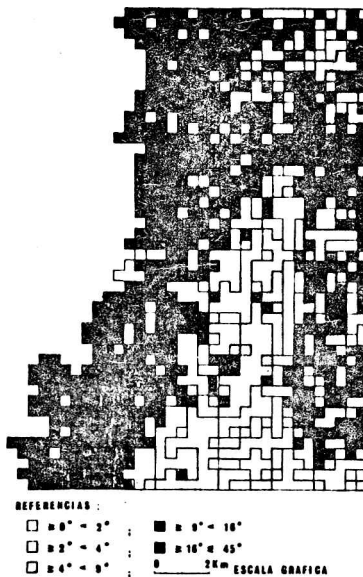


Fig. 5
Inclinación de la pendiente (°).

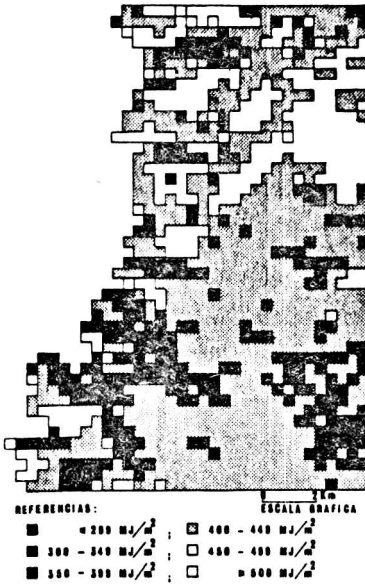


Fig. 6

Radiación global media anual (MJ m^{-2}).



Fig. 7

Mapa de tipos de vegetación.

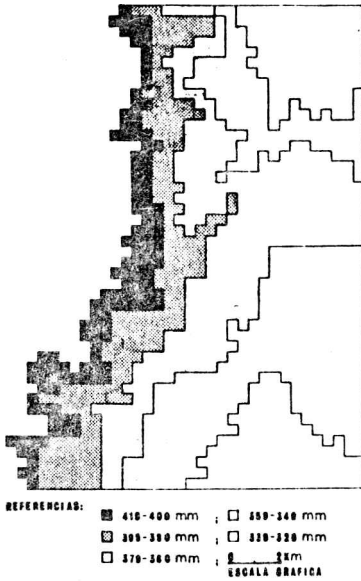


Fig.8: Precipitación media anual (mm).

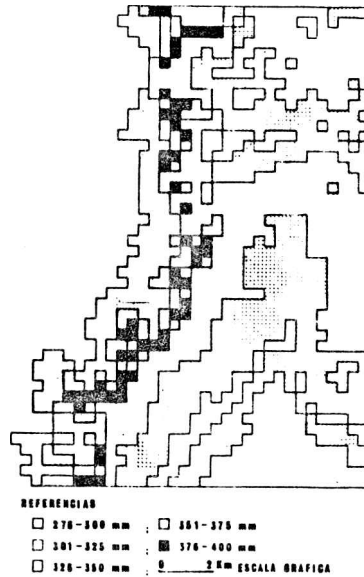


Fig. 9 : Evapotranspiración real anual acumulada para los meses con temperatura media mensual mayor o igual a 5 °C, (mm).₂

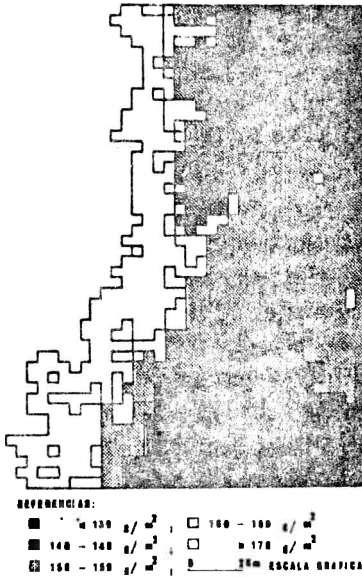


Fig. 10: Productividad primaria aérea neta (g_m⁻²).

PRECISION DE LOS RESULTADOS DE LA
POLIGONACION DE PRIMER ORDEN EN LA RED
FUNDAMENTAL

Rubén C. Rodríguez y Carlos R. Ibáñez
Instituto Geográfico Militar
Buenos Aires, República Argentina

RESUMEN

La incorporación de la poligonación a los trabajos básicos, dio lugar a un examen exhaustivo de los resultados alcanzados.

El estudio comprende dos anillos de la red: uno superpuesto con datos de triangulación y otro integrado por una poligonal doble de 54 lados vinculada a los trabajos anteriores a través de dos puntos.

Se examinan distintas condiciones de cálculo, diferentes cantidades de datos, comparación de coordenadas y errores posicionales proporcionados por las elipses de error.

Se concluye que el método es válido pero requiere, aún, una comprobación externa.

ABSTRACT

The introduction of traversing in the network furnished the opportunity to do a research work about the accuracy of the results.

Is analyzed two rings of the fundamental network: one with a traverse onto triangulation network, another only a double traverse with 54 legs connected by two points to the network.

The work introduce different tests, data, positions comparisons and their errors by error ellipse.

Conclusion: the method is accepted but it needs yet an external verification.

INTRODUCCION

El análisis del resultado de la poligonación como reemplazo de los anillos de triangulación (pura y con la incorporación de lados medidos con electrodistanciómetros) fue llevado a cabo en dos configuraciones diferentes. La primera por comparación con una estructura convencional y la segunda mediante la determinación de los errores posicionales. En ambas se describe sintéticamente la situación y las pruebas de cálculo que se llevaron a cabo dando a conocer los resultados y las conclusiones.

1. Primer caso. Se trata de un anillo formado por cuatro cadenas con cuadriláteros con las dos diagonales, bases medidas con alambre de invar y estaciones astronómicas fundamentales. La unidad forma parte de los 19 polígonos calculados en forma conjunta en 1969 y está identificada como 2H. Durante la densificación de la malla geodésica, mediante poligonales, se midió el perímetro interno del anillo con electrodistanciómetros, lo que ahora permite aislarlo y tratarlo como una poligonal (fig. 1).

1.1. Cálculos.

1.1.1 El anillo por pertenecer a la red tiene, presuntamente, su mismo error medio cuadrático de $0''42$, que representa para un lado medio de 20 km un error lineal de 4 cm.

1.1.2 Aislado el anillo, con todos sus elementos medidos:

443 direcciones
4 bases
3 acimutes Laplace
38 lados medidos

y manteniendo fijo un punto y un acimut fue sometido a un proceso de compensación por variación de coordenadas geográficas (solución rigurosa) arrojando el cálculo un error medio cuadrático de $0''58$, equivalente a 5 cm. El aumento de la magnitud de este error puede atribuirse al menor tamaño de la red y a la incorporación masiva de un elemento de distinta naturaleza (los lados) cuyo peso incide en el resultado.

Al comparar las coordenadas con las de la red originalmente calculada en 1969, sólo un punto es coincidente, el mantenido fijo, observándose en el resto las diferencias expresadas como vectores orientados en la figura 2. Se manifiesta, una vez más, los desplazamientos mostrados con anterioridad (Horvat, GEOACTA VI.2 '73) que evidenciaban la debilidad de la red en su sentido de avance. En cambio las variaciones de los lados son, en general, pequeñas (los números en el borde interno del anillo son centímetros) y las de los acimutes muestran una cierta tendencia (los números externos son segundos de arco).

1.1.3 La última prueba fue tratar solamente el borde interno integrado por 38 vértices, 76 direcciones, 38 lados, 3 acimutes Laplace y un acimut y un punto fijo. El error medio cuadrático alcanzó a 1",48 (0,13 m) y la comparación de coordenadas con la solución anterior (1.1.2) se observa en la fig. 3. Aquí los vectores son mucho menores y la máxima diferencia en la longitud de los lados es en valor relativo del orden de 1/300 000, valor aceptado corrientemente para redes de primer orden.

1.1.4 Como conclusión consideramos que la solución poligonal es favorable analizada numéricamente, sin referirnos en este caso a las ventajas prácticas de ejecución que significan un considerable ahorro económico. En la evaluación, como hemos dicho, se manifiesta un muy buen acuerdo lineal y una tendencia en la orientación de los lados, precisamente el punto más crítico de la poligonación.

2. Segundo caso. Es una poligonal (fig. 4) formada por 54 lados cuya longitud media es de 12 km, 110 direcciones y 5 acimutes Laplace. Tanto los lados como las direcciones, fueron medidos en forma duplicada puesto que en rigor se trata de dos poligonales adosadas con la mitad de los vértices comunes y la otra mitad separados 50 metros. Con estos datos y manteniendolos puntos fijos -los que unen la poligonal con la red existente- se realizó el proceso de compensación por variación de coordenadas geográficas (solución por gradientes conjugados) obteniéndose los siguientes resultados:

- error medio cuadrático 0",39 (0,02 m)
- residuos

	valor máximo	positivos	negativos
lados	0",015 (*)	37%	63%
direcciones	1,16	50	50
acimutes	0,26	0	100

destacando que el 68% de todos los residuos es menor de 0",125.

2.1 Avanzando en el cálculo a partir de la solución de las incógnitas del proceso de compensación fueron determinados los errores de posición. Para ello se seleccionaron 6 vértices en las posiciones singulares de la poligonal según se indica en la fig. 5. La orientación y la dimensión de las elipses de error indican cómo se propagaron los errores de medición y se manifiesta lo que la intuición anticipa: el punto más alejado de los arranques tiene el mayor error. También se manifiesta que la inseguridad acimutal de la poligonal se refleja en la mayor vacilación transversal del error de posición (eje mayor de la elipse per-

(*) en el proceso todas las incógnitas se reducen a segundos de arco.

pendicular a la trayectoria del itinerario) En cuanto a la magnitud en el mismo punto -Campo Soffa- es de 1 m después de recorrer más de 300 km por ambos ramales.

CONCLUSION

Como conclusión final estimamos en primera aproximación, que el método es válido cuidando fundamentalmente el problema de propagación de los errores acimutales. Restaría para el segundo caso también una comprobación externa que bien puede ser efectuada mediante una determinación satelitaria en los puntos claves, todos o algunos, siguiendo la modalidad de la traslocación. Esta prueba eliminaría la posibilidad de que haya quedado oculto algún error sistemático.

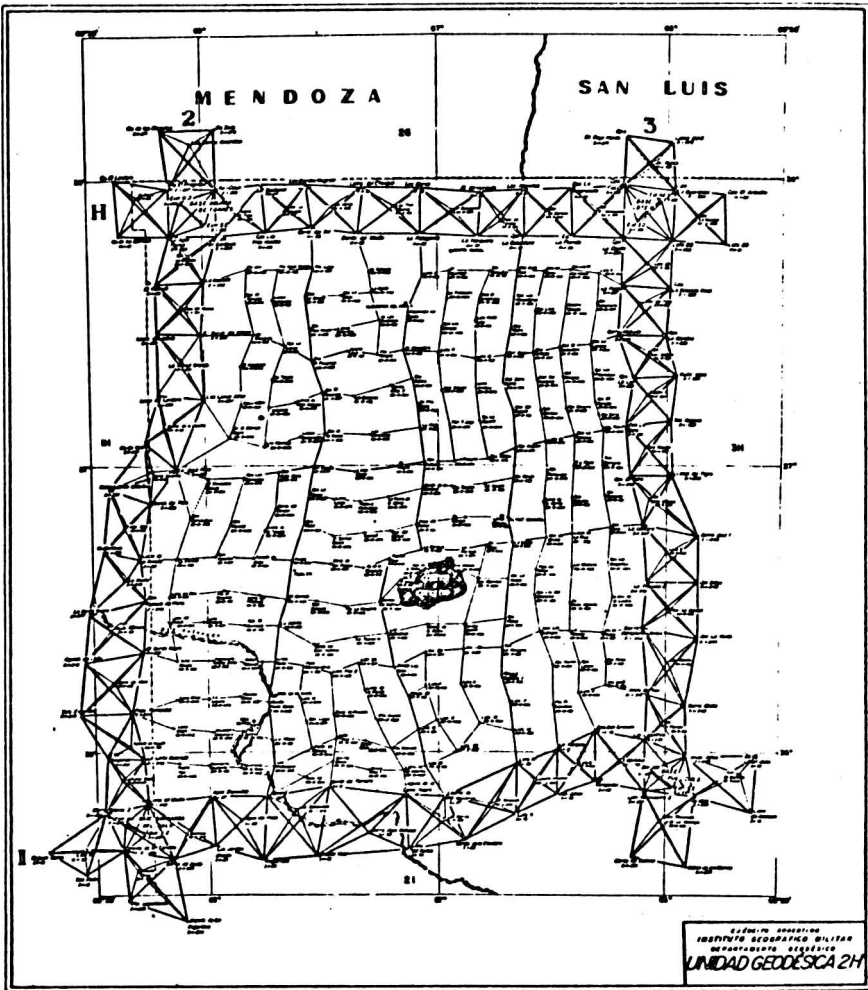


Fig. 1:

Anillo de triangulación cuyo borde interno se aisló como una poligonal, una vez que se midieron sus lados.

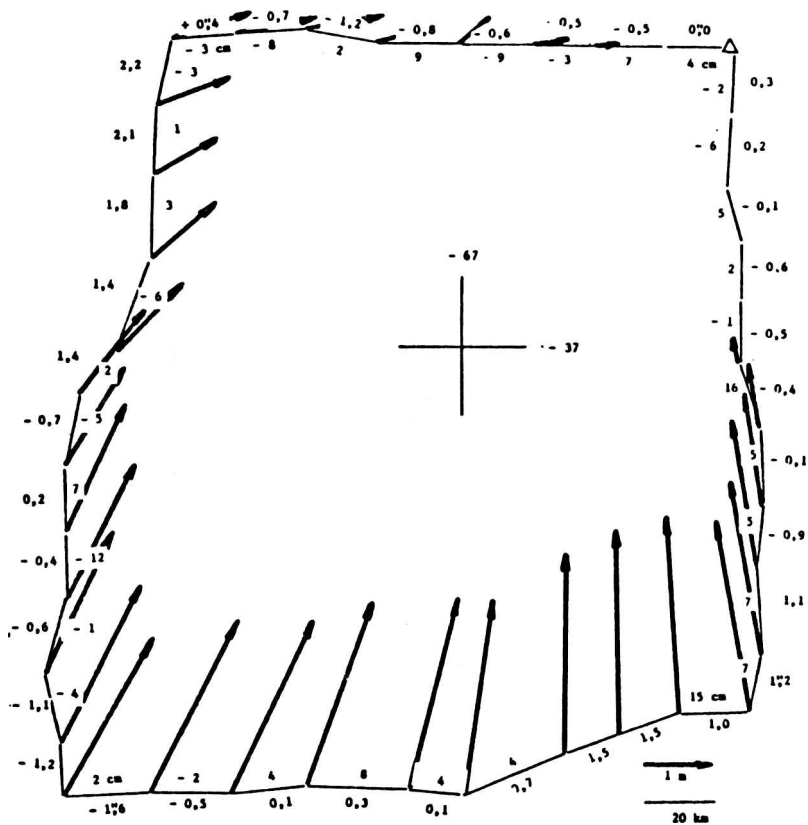


Fig. 2:

Los vectores representan las diferencias entre las coordenadas de la red y las del anillo calculado individualmente con la incorporación de los lados medidos.

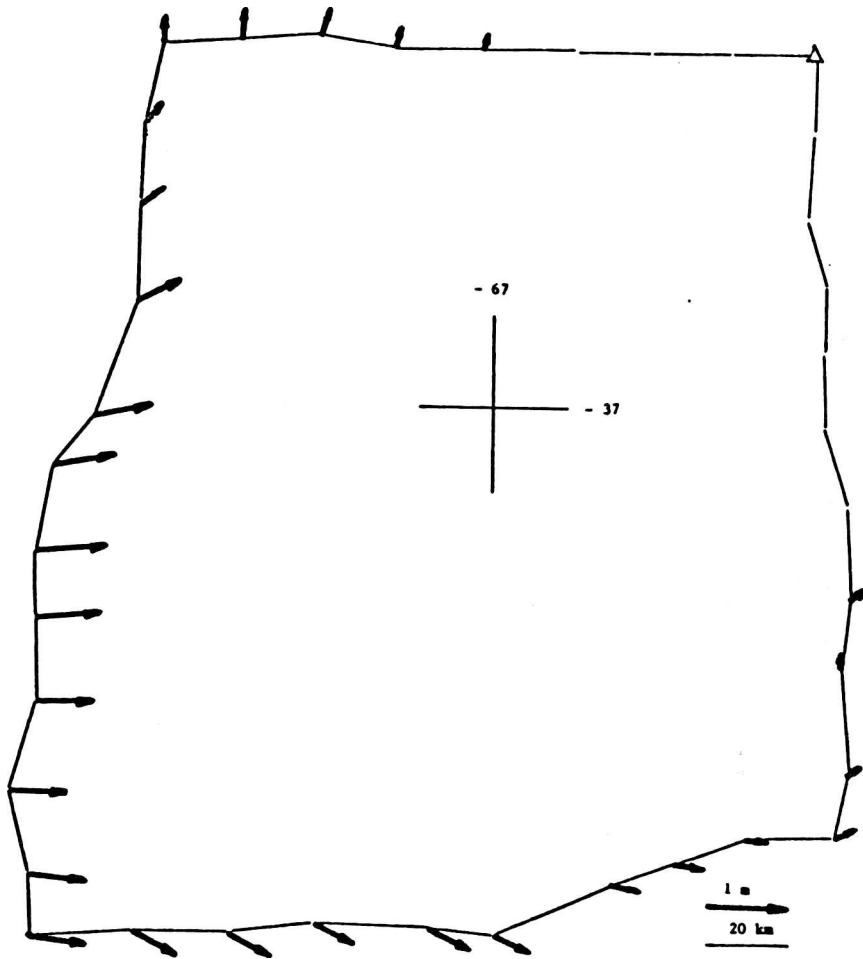


Fig. 3:
Los vectores indican el desplazamiento entre las coordenadas del anillo y las de la poligonal del borde interno.

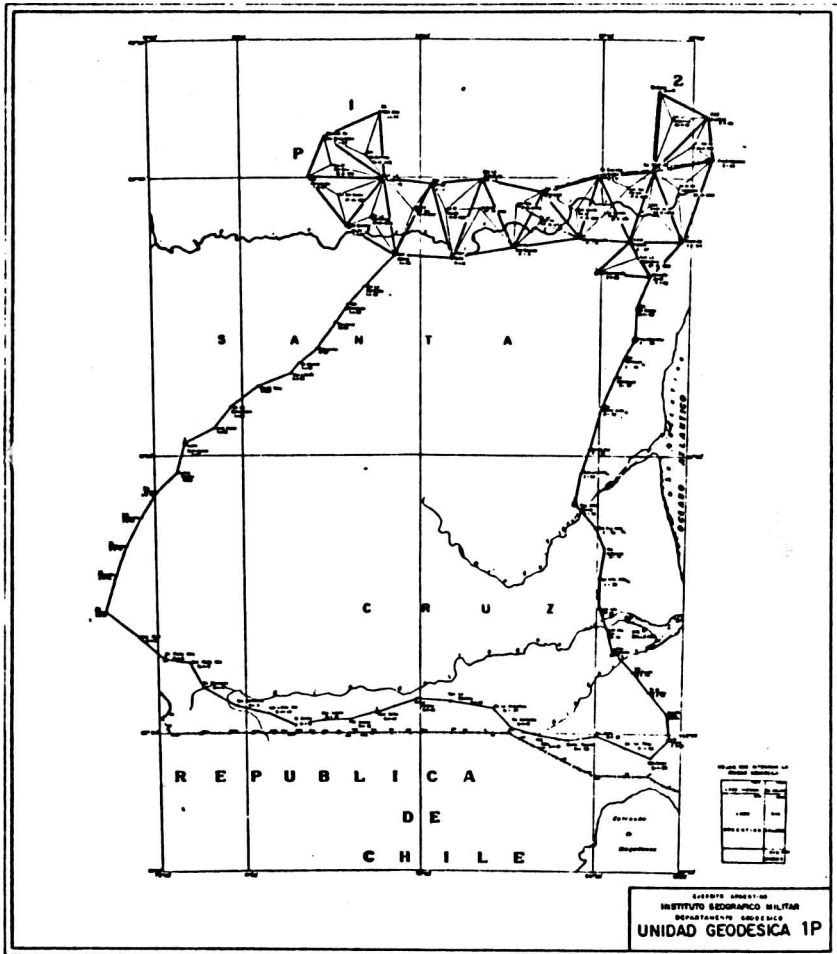


Fig. 4: Anillo de la red formado por una poligonal doble.

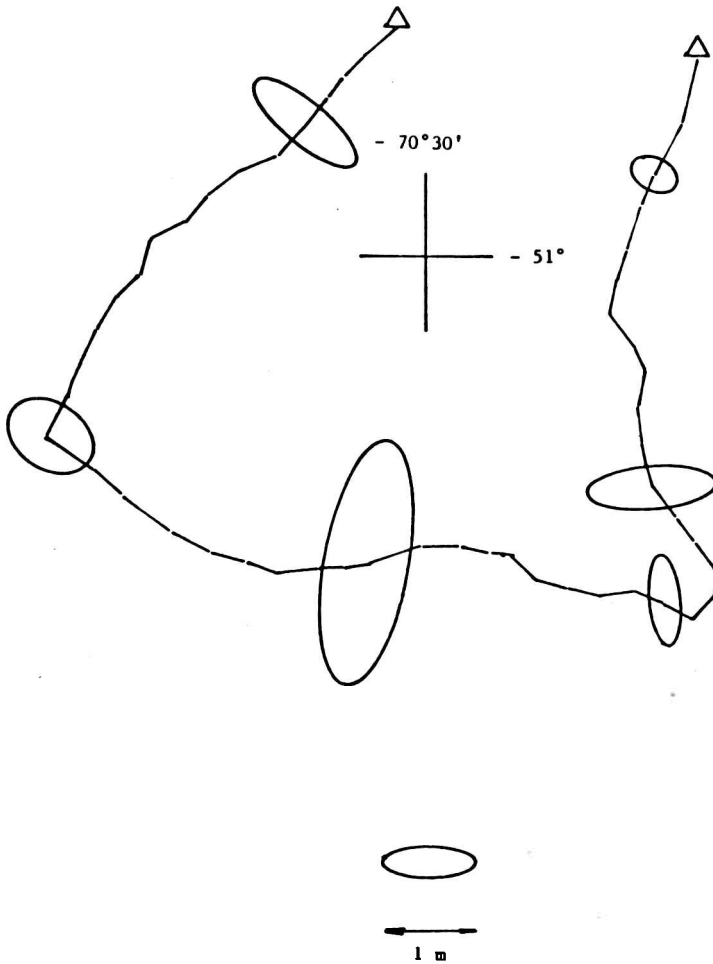


Fig. 5:
Elipses que representan el error poligonal de los vértices que aquéllas circunscriben.

ANALISIS DE POSICIONES PUNTUALES EN UNA MISMA ESTACION
CON DISTINTOS EQUIPOS DOPPLER

Jaime R.Soto y Raúl A.Perdomo
Servicio de Hidrografía Naval
Armada Argentina
Buenos Aires, República Argentina
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata
La Plata, República Argentina

RESUMEN

Desde 1981 hasta la fecha, se han realizado observaciones reiteradas de los satélites TRANSIT desde un mismo punto situado en la terraza del edificio del Servicio de Hidrografía Naval [SHN].

Para ello se emplearon cuatro posicionadores Doppler diferentes: JMR-4 y Mini-Ranger (Motorola) del SHN, JMR-4A de la Dirección Nacional del Antártico y MX-1502 (Magnavox) del Instituto Geográfico Militar [IGM].

Los resultados se obtuvieron utilizando los microprocesadores de cada equipo, en el modo "posicionamiento puntual" y muestran importantes diferencias sistemáticas en longitud y altura.

En este trabajo se analizan esas diferencias y se concluye que se deben fundamentalmente al uso de diferentes sistemas de referencia, pese a la utilización, en cada caso, de los mismos parámetros del elipsoide sobre el cual se proyectan las coordenadas espaciales para obtener coordenadas geodésicas.

ABSTRACT

Since 1984 up to the present several observations of Transit satellites have been carried out from the terrace of the Servicio de Hidrografía Naval [SHN] (Naval Hydrographic Service) building.

Four different Doppler receivers were used: JMR-4 and Mini-Ranger (Motorola) of the SHN, JMR-4A of the Dirección Nacional del Antártico (National Direction of the Antartics) and MX-1502 (Magnavox) of the Instituto Geográfico Militar [IGM] (Military Geographic Institute).

The results were secured by means of the microprocessors of each receivers in the "single positioning" mode and show important systematic differences in longitude and altitude.

These differences are analyzed in this paper to conclude that

they are mainly due to the use of different reference systems despite of applying, in each case, the same parameters of the ellipsoid on which the spatial coordinates are projected to obtain geodetic coordinates.

1. INTRODUCCION

El trabajo que se presenta a continuación pretende clarificar a los usuarios de posicionadores Doppler de distintas marcas, acerca del sistema de referencia en el cual se expresan las coordenadas del punto en cada caso.

Esta tarea surgió como una necesidad impostergable para el SHN que cuenta con dos equipos diferentes, un JMR-4 y un MRSSS (Motorola).

Por esa razón se planeó una comparación de resultados en un mismo punto ubicado en la terraza del Servicio. Esta determinación, muchas veces reiterada, puso en evidencia diferencias sistemáticas entre las coordenadas obtenidas con estos equipos, que en longitud y altura alcanzan los 10 metros.

Otros dos posicionadores se colocaron en el punto, un JMR-4A de la DNA y un MX-1502(Magnavox) del IGM, lo que permite extender la discusión a todas las marcas que se emplean actualmente en el país.

Se muestra en este trabajo que la mayor parte de las diferencias observadas pueden justificarse por el uso de distintos sistemas de referencia (aunque los fabricantes declaren en sus respectivos manuales que se trata del sistema WGS-72 en todos los casos).

2. EFEMERIDES PRECISAS, TRANSMITIDAS Y WGS-72

Una investigación sobre la abundante literatura que trata el tema de la relación entre distintos sistemas de referencia, llevó a la conclusión de que los conceptos esenciales habían sido extraídos por Meade(1982), quien señala, entre otras cosas, la confusión generada por el uso indiscriminado de la sigla WGS-72.

Los conceptos fundamentales de este problema son los siguientes:

a) Un sistema de referencia espacial(trirrectangular) queda definido por las posiciones de un cierto número de estaciones fijas, consistentes entre sí.

El posicionamiento satelitario en tal sistema depende también de los modelos de fuerza con los que se describe el movimiento y de las constantes fundamentales involucradas. Cualquier modificación de

los mismos conducirá obviamente a resultados distintos [Rutscheidt, 1982].

b) Las coordenadas satelitarias XYZ de un punto cualquiera estarán expresadas en el sistema definido por las posiciones de las estaciones fijas de rastreo, que sirvieron para el ajuste de las efemérides empleadas, y por los parámetros del cálculo con que se construyeron.

c) Las coordenadas geodésicas del punto, latitud ϕ , longitud ω , y altura sobre el elipsoide H, se derivan sencillamente de las anteriores con fórmulas bien conocidas, adoptando dos parámetros para definir la forma y tamaño del elipsoide de referencia (semieje mayor a, inversa del achatamiento 1/f).

De esta manera se define también implícitamente, la orientación del elipsoide, ya que sus tres ejes se hacen coincidentes con los del sistema trirrectangular XYZ.

"Los parámetros del elipsoide, por sí solos, no definen al sistema".

Con estos conceptos claros, se puede continuar el análisis del artículo de Meade, quien cita textualmente a Anderle(1976), quien dice que las posiciones derivadas de efemérides en el sistema NWL-9D, requieren una corrección de escala y una rotación en longitud "para ser consistentes con datos gravimétricos en Norteamérica".

El sistema así transformado es el llamado NWL-10F que está orientado igual que el WGS-72 (aunque los parámetros de los respectivos elipsoides son diferentes, es decir, que las coordenadas espaciales $XYZ_{NWL-10F}$ son iguales a XYZ_{WGS-72} , no así las coordenadas geodésicas $\phi\omega H$).

En la figura 1, se esquematiza el cálculo descripto:

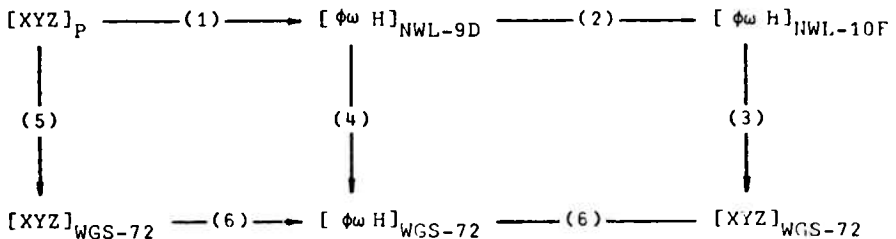


FIGURA 1

Esquema de transformación de coordenadas entre distintos sistemas.

218 ANALISIS DE POSICIONES PUNTALES...

A partir de las XYZ del punto, obtenidas con efemérides precisas, la proyección (1) sobre el elipsoide NWL-9D, se realiza con:

$$a = 6378145 \text{ m}$$
$$1/f = 298,25$$

La transformación (2) de Anderle permite calcular las coordenadas geodésicas en el sistema NWL-10F mediante:

$$\phi_{10F} = \phi_{9D}$$
$$\omega_{10F} = \omega_{9D} + 0''26 \text{ (+ al Este)}$$
$$H_{10F} = H_{9D} - 5,27 \text{ m}$$

Para llevar a coordenadas espaciales aplicamos los parámetros del mismo elipsoide, en la transformación inversa (3). Por lo dicho anteriormente estas coordenadas XYZ_{NWL-10F} coinciden con las WGS-72.

La proyección (6) se realiza obviamente con los parámetros del elipsoide WGS-72:

$$a = 6378135 \text{ m}$$
$$1/f = 298,26$$

La transformación (4) [Seppelin,1974] es equivalente a la suma de (2)+(3)+(6) y puede escribirse directamente como:

$$\phi_{WGS} \cong \phi_{NWL-9D}$$
$$\omega_{WGS} \cong \omega_{NWL-9D} + 0''26 \text{ (+ al Este)}$$
$$H_{WGS} \cong H_{NWL-9D} + 4,73 \text{ m}$$

La transformación (5), es en coordenadas espaciales, el cambio de escala y giro en longitud entre NWL-9D y NWL-10F (WGS-72):

$$X_W = X_P - (0,827 X + 1,26 Y)10^{-6}$$
$$Y_W = Y_P - (0,827 Y - 1,26 X)10^{-6}$$
$$Z_W = Z_P - (0,827 Z)10^{-6}$$

El problema que se discute en este trabajo agrega un "nuevo sistema", el de las efemérides transmitidas, el cual no coincide con el de efemérides precisas, aunque tampoco difiere sensiblemente.

Un procedimiento riguroso para obtener coordenadas WGS-72 sería el siguiente:

a) Establecer la relación entre resultados obtenidos con efemérides precisas y transmitidas en la región del levantamiento, es decir, encontrar los parámetros de traslación ΔX , ΔY , ΔZ (o eventualmente siete parámetros de transformación: tres de traslación, tres de rotación y un factor de escala).

b) Obtener posiciones en base a las efemérides transmitidas y transformarlas en "precisas" con los parámetros determinados en a).

c) Usar alguno de los mecanismos de la figura 1 para llegar a posiciones WGS-72.

3. JMR Y MX-1502 VS. MRSSS - RESULTADOS OBSERVACIONALES

Los resultados obtenidos en un mismo punto con distintos receptores, a partir de efemérides transmitidas y en el modo "posicionamiento puntual", difieren sistemáticamente como se puede apreciar en la Tabla I.

Estas observaciones se realizaron en el Servicio de Hidrografía Naval y cubren un período de unos cuatro (4) años, con algunos intervalos en que se superpusieron equipos distintos. Las diferencias son sistemáticas y confiables en función del largo historial del punto, como se desprende de la Tabla I.

El MX-1502 operó en este punto en una sola ocasión; sin embargo, la cantidad de pasos registrados justifica su inclusión en este trabajo.

Consultados los representantes de Motorola y JMR, se deduce que el MRSSS introduce las transformaciones (5) y (6) de la Fig. 1. (Durboraw, comunicaciones personales, 1983/84), mientras que JMR proyecta las coordenadas espaciales sobre un elipsoide cuyos parámetros son los del WGS-72; sin embargo el operador tiene la opción de seleccionar estos parámetros. (Brunell, comunicaciones personales, 1982/83).

La orientación del elipsoide, cualquiera sean los parámetros seleccionados, es la del sistema de las efemérides transmitidas.

Suponiendo que el sistema definido por las efemérides transmitidas "coincidiera" con el de las precisas, las posiciones dadas por MRSSS pueden considerarse realmente WGS-72. En cambio, las posiciones JMR no pueden considerarse WGS-72 en ningún caso.

Queda entonces muy claro, que entre estos equipos existe una diferencia importante en el "software" (incorporado en sus microprocesadores) con respecto al sistema de referencia en el cual se posiciona el punto investigado.

En cuanto a Magnavox, si bien no se realizó consulta alguna, del análisis de los resultados se deduce que utiliza el mismo "sistema" que JMR.

Otros valores experimentales permiten refirmar estos conceptos.

En dos oportunidades distintas se emplearon el JMR-4A y el MRSSS para posicionar un punto de primer orden de la red geodésica na-

220 ANALISIS DE POSICIONES PUNTALES.

cional (Casa Sierra). Las coordenadas satelitarias fueron transformadas al Sistema Campo Inchauspe-69 mediante los parámetros de traslación WGS-72→INCHAUSPE-69, recomendados por el IGM luego de un trabajo conjunto con la DMA (Defense Mapping Agency).

$$[\Delta X \approx 161 \text{ m}, \Delta Y \approx -129 \text{ m}, \Delta Z \approx -85 \text{ m}]$$

Las diferencias con las coordenadas de la red se muestran en la Tabla II. En este caso, el número de pasos considerados no permite obtener conclusiones definitivas, sino insinuar tendencias, que en ω y H coinciden con la Tabla I. Nótese la discrepancia en ϕ , que será motivo de futuras determinaciones en el punto.

La Tabla III muestra algunas comparaciones de cotas satelitarias vs. nivelaciones geométricas, que nuevamente presentan la misma tendencia.

Cabe remarcar el resultado de la comparación efectuada en el mareógrafo de Mar del Plata (Punta Iglesias), debido a la relación existente entre el cero mareográfico y el nivel medio del mar.

En consecuencia, se deduce que las coordenadas geodésicas JMR-MX 1502, obtenidas utilizando los parámetros

$$a = 6378135 \text{ m}$$

$$1/f = 298,26$$

deben ser transformadas para poder ser consideradas WGS-72.

En la figura 2, se muestran dos posibles caminos para realizar esta transformación, las cuales serán rigurosamente válidas siempre que en la región investigada la diferencia entre efemérides "precisas" y "transmitidas" no sea significativa.

El camino natural sería "recuperar" las coordenadas espaciales XYZ con los parámetros del elipsoide WGS-72 (7), para luego realizar el proceso (5)+(6) de la figura 1, o bien aplicar directamente la transformación (8) para llevar $\phi_{\omega H_{\text{JMR-MX}}}$ a $\phi_{\omega H_{\text{WGS-72}}}$ [Meade, 1982].

$$\phi_{\text{WGS}} \approx \phi_{\text{JMR-MX}}$$

$$\omega_{\text{WGS}} \approx \omega_{\text{JMR-MX}} + 0''26 \text{ (+ al Este)}$$

$$H_{\text{WGS}} \approx H_{\text{JMR-MX}} - 5,3 \text{ m}$$

Aplicada la transformación (8) a todas las determinaciones JMR y MX-1502, las diferencias mostradas en las tablas I, II y III se reducen drásticamente según se muestra en la Tabla IV.

Las coordenadas así obtenidas podrán transformarse al Sistema Inchauspe-69 mediante los parámetros recomendados por el IGM.

$X_T = 2754495,325 \text{ m}$ $Y_T = -4472353,466 \text{ m}$ $Z_T = -3606171,532 \text{ m}$	$\phi_{\text{JMR-MX}} = -34^\circ 39' 05,851 \text{ (S)}$ $\omega_{\text{JMR-MX}} = -58^\circ 22' 16,812 \text{ (W)}$ $H_{\text{JMR-MX}} = 54,80 \text{ m}$
\downarrow (5)	\downarrow (8)
$X_W = 2754498,683 \text{ m}$ $Y_W = -4472346,297 \text{ m}$ $Z_W = -3606168,550 \text{ m}$	$\phi_W = -34^\circ 39' 05,851 \text{ (S)}$ $\omega_W = -58^\circ 22' 16,552 \text{ (W)}$ $H_W = 49,53 \text{ m}$

FIGURA 2
Ejemplo numérico para transformar
coordenadas geodésicas JMR-MX1502
a WGS-72

4. CONCLUSIONES Y COMENTARIOS

Las diferencias sistemáticas JMR-MRSSH se deben, fundamentalmente, al distinto sistema de referencia utilizado en cada caso.

Se estima que están más próximos al sistema WGS-72 los valores MRSSH, que en rigor deberían corregirse también por la diferencia entre posiciones obtenidas con efemérides precisas y transmitidas. Los resultados JMR y MX-1502, no pueden considerarse en el sistema WGS-72 a menos que sean transformados como se indicó.

Subsiste una diferencia en altura del orden de los 6-7 m., que está entre 1 y 2 veces la precisión típica de la medida. Las cotas MX-1502 - JMR concuerdan muy bien entre sí, aunque la comparación se limita a un solo punto [SHN]. La comparación con resultados obtenidos mediante métodos clásicos (nivelación geométrica + diferencia geode-elipsoide del sistema Inchauspe-69) muestra que las cotas MRSSH son ligeramente inferiores y las de JMR (corregidas!), ligeramente superiores a las clásicas, lo que sugiere un buen modelo del geode en la región involucrada.

Como se ve en la Tabla I, se utilizan en la experiencia dos equipos JMR (4 y 4A). Las diferencias entre ambos se mantienen dentro de la precisión de la medida.

Durante el período de operación del MX-1502 en el SHN, se instaló el MRSSH en Casa Sierra realizándose una translocación mediante el "software" del MRSSH. Esta operación permitió vincular con gran precisión un punto con larga "historia satelitaria", el del Servicio, con un punto de primer orden de la Red Argentina.

Los resultados muestran una discrepancia de 0'2 en latitud. Este valor concuerda con la diferencia mostrada en la Tabla II entre IGM-MRSSH, pero discrepa con los valores IGM-JMR de la misma tabla.

Esta diferencia está muy por encima de la precisión de la traslocación y merece un análisis más extenso con nuevas observaciones.

FECHA Año / Día	Nº PASOS	EQUIPO	ϕ -34°39'	ω -59°22'	H m
1981/117-122	41	JMR-4	5"64	16"81	57,2
142-148	50	JMR-4	5"83	16"80	51,0
218-222	34	JMR-4	5"78	16"95	49,0
1982/127-130	31	JMR-4	5"74	16"82	54,2
127-130	47	MRSSS	5"83	16"48	39,6
131-140	37	JMR-4A	5"83	16"93	54,9
134-140	50	JMR-4	5"74	16"88	50,9
134-140	51	MRSSS	5"69	16"47	40,0
165-171	50	JMR-4	5"52	16"74	50,9
165-172	36	JMR-4A	5"71	16"67	49,1
165-176	74	MRSSS	5"79	16"57	39,8
181-190	50	JMR-4A	5"78	16"79	49,3
1983/291-297	75	MRSSS	5"82	16"69	41,0
1984/293-302	107	MRSSS	5"92	16"59	39,4
1985/ 43- 56	251	MX1502	5"72	16"74	50,0
	984				
<u>VALORES MEDIOS PESADOS</u>					
	256	JMR-4	5"71	16"83	52,1
	123	JMR-4A	5"78	16"80	51,0
	354	MRSSS	5"82	16"57	40,0
	251	MX1502	5"72	16"74	50,0
	984				
	379	JMR	5"73	16"82	51,8
	354	MRSSS	5"82	16"57	40,0
	251	MX1502	5"72	16"74	50,0
	984				
<u>DIFERENCIAS</u>					
		MRSSS-JMR	0"09	-0"25	-11,8
		MRSSS-MX1502	0"10	-0"17	-10,0
		JMR-MX1502	-0"01	-0"08	1,8

TABLA I

Coordenadas observadas en el SHN.
Comparaciones entre distintos equipos

224 ANALISIS DE POSICIONES PUNTALES...

FECHA Año/Día	Nº PASOS	EQUIPO	ϕ -34°32'	ω -58°28'	H m
Coordenadas de la red					
en Sistema Inchauspe-69 ---					
1982/288-294	50	JMR-4A	7"14	40"19	48,2 #
1985/ 51-56	66	MRSSS	6"94	40"11	44,1
<u>DIFERENCIAS</u>					
		IGM-JMR-4A	-0"07	-0"36	-9,7
		IGM-MRSSS	0"20	0"08	4,1

TABLA II
Comparación de coordenadas satelitarias con coordenadas de la red en un punto de primer orden (Casa Sierra)

PUNTO	METODO	JMR	MX-1502	MRSSS
	CLASICO(MC)			
	m #	m	m	m
SHN	44,1	51,8	50,0	40,0
PUNTA				
IGLESIAS	28,4	----	----	24,8
<u>DIFERENCIAS</u>		MC-JMR	MC-MX 1502	MC-MRSSS
SHN		-7,7	-5,9	4,1
PUNTA IGLESIAS		----	----	3,6

TABLA III
Comparación de cotas satelitarias y geométricas

Nivelación Geométrica + Altura del Geoide sobre el Elipsoide del Sistema Inchauspe-69.

PUNTO	DIFERENCIA	$\Delta \phi$	$\Delta \omega$	ΔH m
SHN	MRSSS-JMR	+0,09	+0,01	-6,5
	MRSSS-MX1502	+0,10	+0,09	-4,7
CASA SIERRA	IGM-JMR	-0,07	-0,10	-4,4
COTA SHN	MC-JMR	---	---	-2,4
	MC-MX1502	---	---	-0,6

TABLA IV
 Resultados JMR-MX 1502
 corregidos con las expresiones (8)

BIBLIOGRAFIA

- Anderle, R.J., 1976: "Point Positioning Concept Using Precise Ephemeris"; Proceedings of the First International Geodetic Symposium on Satellite Doppler Positioning, Las Cruces, New Mexico.
- Meade, B.K., 1982 : " NWL-10F Versus WGS-72 Doppler Results and Broadcast Versus Precise Ephemeris Coordinates"; Proceedings of the Third International Geodetic Symposium on Satellite Doppler Positioning, Las Cruces, New Mexico.
- Rutscheidt, E.H., 1982: "A Review of Some Aspects of Doppler Satellite Geodesy"; Proceedings of Symposium 4e IAG General Meeting, Tokyo.
- Seppelin, T.O., 1974: "The Department of Defense World Geodetic System 1972"; Defense Mapping Agency Internal Report, Washington, DC.

EL ROL DEL POTENCIAL DE CONTACTO EN
LA ELECTRIFICACION DE TORMENTAS

Jorge M. Caranti

Facultad de Matemáticas Astronomía y Física
Universidad Nacional de Córdoba

Resumen

Recientes mediciones de laboratorio muestran que el efecto inductivo de cargado de nubes no tiene la eficiencia necesaria para producir, en el tiempo de vida de una célula de tormenta las cargas eléctricas observadas. Por otra parte, también en experiencias de laboratorio, se observa la existencia de transferencia de carga entre partículas de hielo aun en ausencia de campo eléctrico aplicado. Las cargas típicas medidas son del orden de 30fC para partículas de 100um.

En este trabajo se describen estas experiencias realizadas en un rango de condiciones similares a las imperantes en nubes. Se sugiere además que la transferencia de carga, que en definitiva redunda en la actividad eléctrica de nubes de tormenta, es motivada por la diferencia de potencial de contacto entre las partículas interactuantes, es decir pequeños granizos y cristales de hielo, debido a diferencias en la manera en que fueron formadas. Se presenta evidencia experimental adicional que apoya esta tesis y se esboza un modelo semicuantitativo.

Abstract

Recent laboratory measurements show that the inductive effect of clouds charging has not the necessary efficiency to charge a thunderstorm cell within its life time. On the other hand, other laboratory experiments show the existence of a charge transfer which is independent of the field. The observed charges are of the order of 30fC for 100um particles.

The present work describes these experiments performed in similar conditions than those in clouds. It is also suggested that the charge transfer is driven by a contact potential difference originated in the different manner the interacting particles were formed. These particles are most likely small hail and ice crystals. Additional experimental evidence is presented in support of this suggestion and a semiquantitative model is also presented.

Introducción

Uno de los problemas actuales de la física de nubes es referente a la electrificación de los mismos. Este fenómeno no está suficientemente explicado y está llevando un considerable esfuerzo a diversos grupos de investigación. Es así que se ha llevado a cabo programas completos de mediciones in situ de los parámetros eléctricos en nubes, como el denominado TRIP. Elementos tales como aviones instrumentados, radares comunes y Doppler, redes de molinos de campo en tierra, redes de antenas pasivas, mediciones acústicas del trueno, globos instrumentados etc, se han utilizado llegándose a algunas conclusiones generales sobre las características eléctricas de una nube. Algunas tienen un interés especial en relación con las presentes experiencias de laboratorio. En la Figura 1 se observa que los centros de carga se hallan en un rango de temperaturas en el cual coexisten gotas de agua sobrefriada y cristales de hielo, indicando que el hielo juega un papel importante ya que las nubes solo constituidas por agua tienen escasa electrificación.

Otro aspecto se refiere a la carga observada en partículas milimétricas la cual va entre 50pC a un máximo de 250pC. Con el objeto de estudiar la transferencia de carga entre partículas de hielo se montó una experiencia que pusiera a prueba un modelo vigente, el "mecanismo inductivo", por una parte y la influencia de otros factores independientes del campo en el cargado, como sería el caso de potenciales de contacto por la otra.

Teoría:

Debemos recordar que en el mecanismo inductivo la carga transferida en una colisión entre una partícula de radio r_a y una de radio r_b (ambas conductores perfectos) en un campo E uniforme viene dada por

$$q = \pi^2 (r_a/r_b)^2 (12\pi\epsilon_0 r_b^2 E \cos\phi + Q_b)/6 \quad (1)$$

donde ϕ ángulo de contacto y Q_b la carga ya presente en la partícula mayor b . (Gaskell 1980) sugirió que se debería agregar un factor $(1-\exp(-t/\tau))$ para dar cuenta de que el hielo no es un conductor perfecto. En hielo puro es del orden de $100\mu\text{s}$ y los contactos son mucho más breves ($1\mu\text{s}$). Sin embargo es importante reconocer que el hielo atmosférico no es puro y que estas impurezas pueden hacer que el mecanismo opere a pesar de todo.

En las experiencias se tomó como técnica estudiar las colisiones entre partículas contaminadas con ClNa y extrapolar el comportamiento del hielo puro como paso al límite de concentración cero. Por otra parte si hay un potencial de contacto entre las partículas las que pueden considerarse dieléctricas, durante el preve contacto, el tratamiento es otro. La carga sería ahora dependiente del área de contacto ya que solo la de esa región puede ser intercambiada. Entonces se puede suponer el disco de contacto como un capacitor plano

$$q = C \Delta V = \epsilon \epsilon_0 A(r_a) \Delta V/d \quad (2)$$

donde $A(r_a)$ es el área de contacto, la cual es función del radio de la partícula pequeña, d es la separación o ancho de la barrera de potencial y ΔV es la diferencia de potencial de contacto. ϵ es la permitividad de la región de la barrera. En las experiencias se utilizó como blanco primero diversos metales y luego se usó hielo.

Experimentos:

Estos se realizaron en un túnel de viento vertical en una cámara fría (figura 2). Las partículas de hielo se forman congelando gotas de agua de tamaño uniforme en la parte superior del túnel.

El pasaje a través de dos anillos de inducción permite medir el tamaño de las partículas. Luego se termalizan en una

caída libre y finalmente son aceleradas por el aire que ingresa a la sección trabajo. Esta sección mide la carga inicial de la partícula y luego la carga transferida al blanco y ambas señales se suman. La respuesta del amplificador es de pocos microsegundos. Sin embargo el amplificador responde con una larga caída exponencial (100ms ver figura5) a la carga depositada en el blanco lo que hace posible distinguirla de los pasajes cercanos en que solo se induce carga. El campo eléctrico se genera por medio de anillos ubicados arriba y abajo del blanco estando el mismo a tierra virtual.

Los pulsos de carga son grabados en cinta magnética para su posterior análisis con osciloscopio digital y computadora.

Resultados

A) Efecto inductivos:

Primero se observó cuan eficiente era la pérdida de carga desde la partícula proyectil al blanco en campo cero y en función de la concentración de ClNa. El cociente de carga perdida sobre la inicial se designa por f y sus valores medios fueron a -10°C y 5m/s

Concentración	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}
f	1	0.6	0.3

Se aplicó luego el campo eléctrico, el cual se prefirió que fuera radial para eliminar el factor $\cos \theta$ que es difícil de determinar. Se hacen los respectivos histogramas y se grafican las medias corregidas respecto del campo. Por medias corregidas se entiende

$$q_{\text{e}} = q_{\text{i}} - fq_{\text{i}} \quad (3)$$

donde q_{i} , q_{t} y q_{e} son las cargas inicial, transferida y la contribución del campo aplicado respectivamente.

La figura 3 muestra una superposición del comportamiento para cada concentración de 10^{-2}M a 10^{-4}M . Se observa que mientras 10^{-2} obedece muy bien el efecto inductivo, en el otro

extremo, hielo con 10^{-3} se comporta en forma totalmente independiente del campo aplicado.

Similarmente se puede variar la conductividad variando la temperatura T. Esto se hizo con 10^{-3} M ClNa y se obtuvo primero los factores f a 5m/s

Temp (°C)	-5	-10	-17	-24
f	0,85	0,60	0,29	0,16

y luego una familia de rectas de carga versus campo con parametro T. De estas e posible ver un comportamiento similar de 10^{-4} a -10°C con 10^{-3} a -24°C lo que sugiere que hemos sobrevaluado f en el primer caso. Ademas se ha visto (Caranti e Illingworth 1983) que la conductividad eléctrica superficial en estos dos casos es la misma, lo que apoya esta afirmación. Ademas si se grafica el f de 10^{-3} versus $1000/T$ se observa una energía de activación de 0,55eV. Esta es la misma que presenta la conductividad superficial de hielo contaminado con esa concentración, mostrando que es ésta la que domina el proceso de transferencia de carga inductiva.

La contaminación encontrada en nubes ronda $5 \cdot 10^{-3}$ en nubes continentales y para granizos colectados a nivel de tierra ronda 10^{-4} pareciendo éste un límite superior. Los resultados muestran entonces que el mecanismo inductivo no podría operar en nubes.

B) No inductivo: Similarmente se hicieron mediciones sin campo con hielo puro. De los resultados sobre el efecto inductivo se puede considerar que la carga inicial no se transfiere en hielo puro y que solo juega el papel de marca o rotulo que avisa que se acerca una partícula al blanco.

Como se mencionó arriba se utilizaron diversos metales como blancos, cubriendo un amplio rango de funciones trabajo. Se utilizaron Mg, Zn, C, Ag, Ni y bronce. En la figura 4 se ven las

medias de los histogramas de carga versus la función trabajo para colisiones a -10°C y 10 m/s. Es claro que un metal ficticio con 4.11eV de función trabajo no intercambiaría en promedio carga con el hielo. Esta dependencia con la función trabajo pudo observarse también con sustancias compuestas como el óxido de bario. Aunque el valor de la carga era inferior al que le correspondía debido a que se trata de un aislante.

Similares resultados en cuanto al valor del cruce se obtuvieron en mediciones de potencial de contacto por medio del capacitor vibrante, Caranti e Illingworth (1983a). Aquí se amplió el rango de metales medidos (Pt, Pd, Au, Hg, Cu, Sn, Al y Mg) y se obtuvo un cruce en 4.45eV. Debe notarse que el hielo tiene una función trabajo fotoeléctrica de 6,3eV (Nason y Fletcher 1975).

Cuando se usó acreciones de hielo como blanco se observó que éste adquiriría carga del mismo orden de magnitud y general negativa. La carga adquirida por el blanco. Esto podría explicarse por una asimetría debido a la formación entre las dos superficies interactuantes que de origen a una diferencia de potencial de contacto, Caranti e Illingworth (1983a). Utilizando (2) y recordando que los valores medidos de V rondan 0,4V si $r \approx 5\mu\text{m}$, $A = 78.5\mu\text{m}^2$, $d = 0,25\mu\text{m}$ sale $C \sim 0,22\text{pF}$ y $q = 100\text{pC}$ estimación que no está lejos del valor medido.

Caranti e Illingworth (1980) reportaron que no se observa cambio del potencial de contacto asociado con pasajes de evaporación a condensación o viceversa. Sin embargo un resultado muy importante fue obtenido durante este trabajo. Si durante el curso de una medición se introduce aire húmedo desde afuera de la cámara se observa (figura 5a,b) un cambio de signo, del negativo normal a positivo que persiste durante cierto tiempo y luego vuelve al valor normal una vez cortado el suministro. Esto parece estar ligado con el crecimiento por fase

vapor del blanco, como se pudo establecer visualmente.

Si bien no se tiene una explicación aun para este efecto el mismo puede ayudar a entender varios fenómenos observados en nubes y también en otros experimentos de laboratorio.

Modelo:

Este proceso parece competir con el que opera durante evaporación y la carga será el resultado del balance entre ambos. Como el granizo crece por acreción y el cargado se debe al impacto de cristales de hielo, se propone el siguiente modelo (figura 6), en a) un granizo que está mas caliente que el medio se esta evaporando a pesar de la sobresaturación sobre agua, en b) se muestra una gota recién llegada en la primera fase de congelación. Esta consiste en la propagación de dendritas hasta que la gota alcanza 0°C tardando t_1 , c) muestra la fase 2 del congelamiento, el que se realiza con intercambio de calor con el substrato y un frente de congelación bien definido avanza hasta congelar todo en un tiempo t_2 . En la figura d) se ve que la gota en congelación es una fuente muy eficiente de vapor de agua ya que se mantiene a 0°C y por lo tanto permite que alrededor de ella una cierta area crezca por condensación.

La probabilidad de que un cristal pegue en una zona de crecimiento dependerá de la relación de areas cubierta y descubierta. Si n es el número de gotas por unidad de volumen, v su velocidad respecto del substrato entonces la fracción de área cubierta será

$$F = n v A t_2 \tag{4}$$

donde A es el área del disco alrededor de cada gota. Tanto A como t_2 dependen en mayor medida de la temperatura del sustrato. Un cálculo preliminar muestra que esta area se puede obtener aproximando una serie de polinomios de Legendre por su primer término

$$A = ((3a^2R/2)(\rho_0 - \rho) / (\rho - \rho_0))^{2/3} \tag{5}$$

donde a es el radio de la gota supuesta semiesférica, R el radio del granizo y $\rho, \rho_s, \rho_\infty$ las densidades del vapor sobre el sustrato, sobre la semiesfera y lejos respectivamente. El modelo supone que son las correspondientes a saturación a las correspondientes temperaturas T, T_0 y T_∞ para usar la ecuación de Clausius clapeyron.

Por otra parte se tiene (Pruppacher y Klett 1978) que para temperaturas no muy cerca de la temperatura de fusión t_2 es función de $1/(T - T_0)^2$. Entonces el producto $A t_2$ tiene un mínimo próximo a $(T_0 - T_\infty)$. A su vez T depende del contenido acuoso y de v y se obtiene como solución de una ecuación trascendente (Mason 1971).

Así pues en regiones de bajo contenido acuoso (n pequeño) el granizo estaría casi a T_∞ lo que implica t_2 corto dando un F pequeño y por lo tanto cargado negativo. Si se aumenta aumenta el contenido acuoso aumentan n y T al mismo tiempo incrementando t_2 . Si bien el área disminuye eventualmente el signo cambia a positivo.

Discusión:

Mediciones recientes de la corriente de Maxwell (Kreider et al 1984) muestran que esta es constante lo que viene en favor de un mecanismo independiente del campo. Este a su vez no pone límite a la carga adquirida por las partículas que como se vio superan a lo predicho por el mecanismo inductivo.

Como se ve en la figura 1 los centros de carga están relacionados con la temperatura del ambiente y esto también favorece un cargado no inductivo

Otro aspecto interesante es el relativo a la ubicación de los centros de carga relativos al eco del radar. En general se ha observado que dichos centros no coinciden con los máximos de precipitación. Si el crecimiento del granizo es húmedo la probabilidad de rebote disminuye notablemente. Desde el punto de

vista del granizo que desciende éste vería a gran altura muchos cristales y pocas gotas es decir que la mayor probabilidad es de chocar en la zona que evapora. Si el responsable de la transferencia es el potencial de contacto es de notar que en estas condiciones toma su valor máximo (Caranti e Illingworth 1983a).

A medida que desciende el granizo encuentra mas agua líquida incrementando su temperatura y la probabilidad de rebote en la zona de crecimiento por deposición dando eventualmente carga positiva que disipa la negativa que traía y podría producir el bolsón de carga positiva frecuentemente observado en la parte baja de las nubes.

Conclusiones:

Se han presentado mediciones de laboratorio que inclinan la balanza hacia un mecanismo de cargado de nubes independiente del campo ambiente. Se han presentado también evidencia de que el estado de evaporación o condensación afecta el signo de la carga transferida. Se ha sugerido un posible modelo que hace uso de los efectos opuestos, el signo resultante dependerá de cual proceso sea el dominante. La aplicación de este modelo muestra que puede explicar algunos aspectos de electricidad de tormentas.

Trabajo ulterior sobre el tema consistirá en formular un modelo cuantitativo, medir colisiones individuales bajo acreciones y tratar de establecer precisamente la física involucrada en los procesos estudiados.

BIBLIOGRAFIA

Caranti J.M. e Illingworth A.J. 1980; Nature (London) 284
44

Caranti J.M. e Illingworth A.J. 1985a "The contact
potential of rimed ice"; J. phys. Chem. 87, 4125

Caranti J.M. e Illingworth A.J. 1985b "Frequency
dependence of the surface conductivity of ice"; J. phys.
Chem. 87, 4078

Gaskell W. e Illingworth A.J. 1980; Q. J. R. Met. Soc. 106
841

Krehbiel P.R., Tennis R., Brook M, Holmes E.W. y Combs R.A.
1984 "A comparative study of the initial sequence of
lightning in a small florida thunderstorm"; VII
International conference on Atmospheric electricity,
Albany, NY, USA.

Kreider E.F. y Blakeslee R.P. 1984; " The electric current
under thunderstorm at the NASA Space Center" VII
International conference on Atmospheric electricity,
Albany, NY, USA.

Mason B.J. 1971 "The physics of clouds" Clarendon Press,
Oxford.

Nason D y Fletcher N.H. 1975 J.Chem. Phys; 62 4444

Prupacher H.R. y Klett J.D. 1978 "Microphysics of clouds
and precipitation" Reidel Dordrecht Holland.

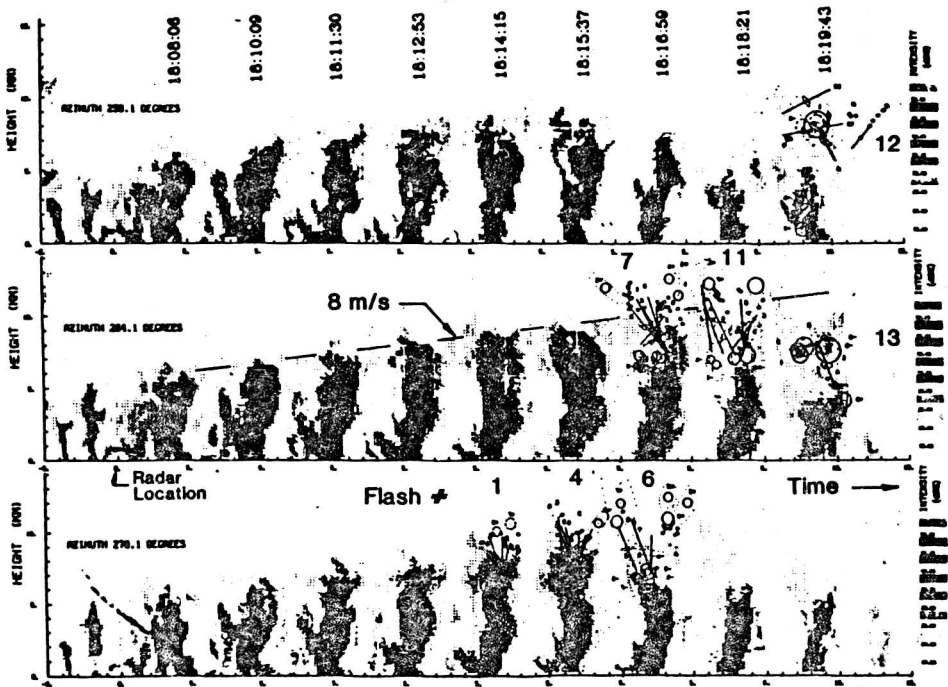


Fig. 1: Eco de radar mostrando la evolución temporal de una nube y la ubicación de los centros de carga, los que fueron reconstruidos por VHF (tomado de Krehbiel y otros 1984).

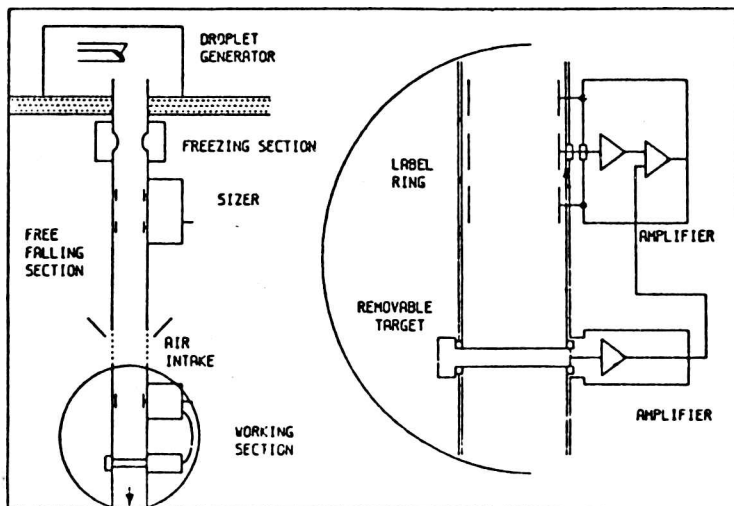


Figura 2: Montaje experimental del túnel de viento en la cámara fría usado en este experimento.

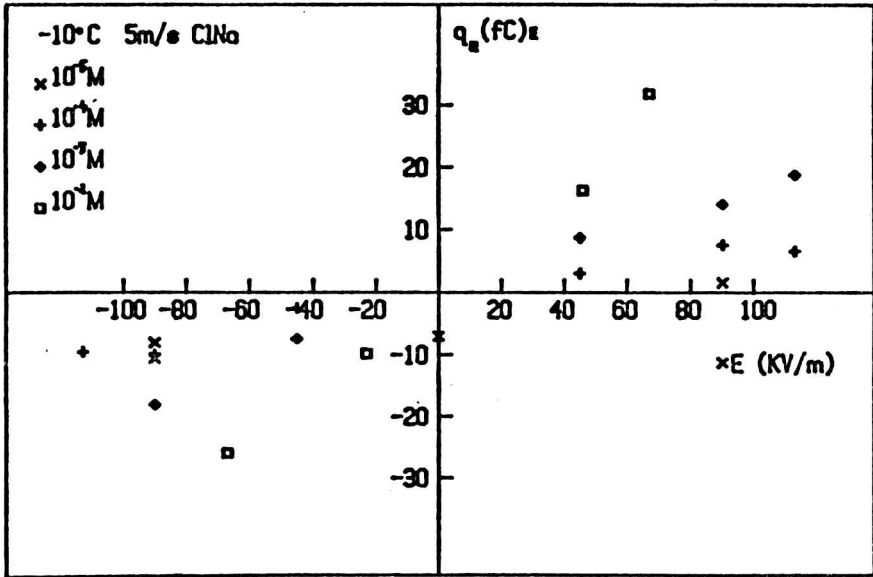


Figura 3: Transferencia de carga inductica en función de la concentración de CINa a -10° y 5m/s.

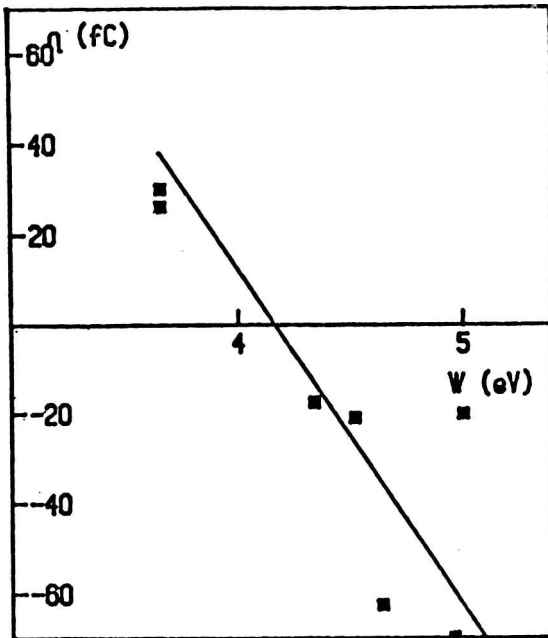


Figura 4: Carga transferida versus función trabajo para hielo puro.

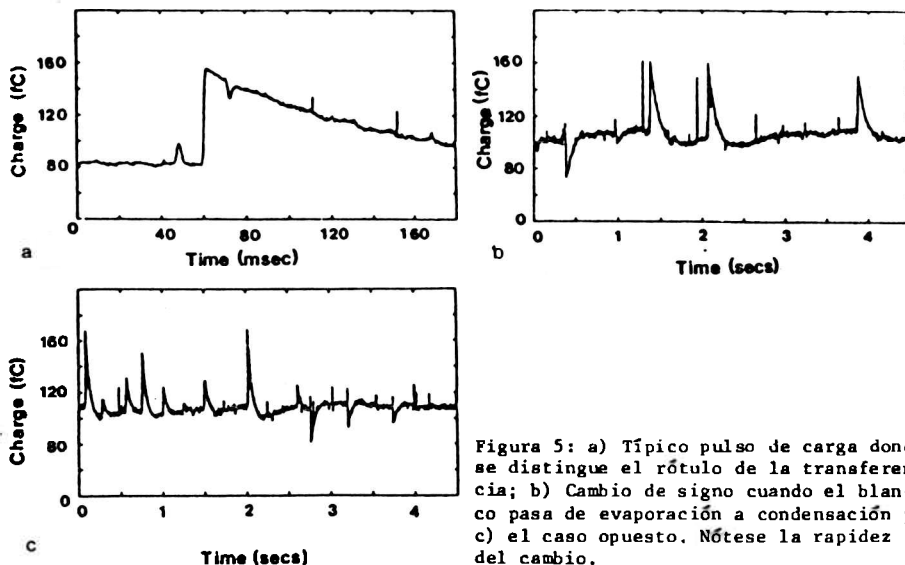


Figura 5: a) Típico pulso de carga donde se distingue el rótulo de la transferencia; b) Cambio de signo cuando el blanco pasa de evaporación a condensación y c) el caso opuesto. Nótese la rapidez del cambio.

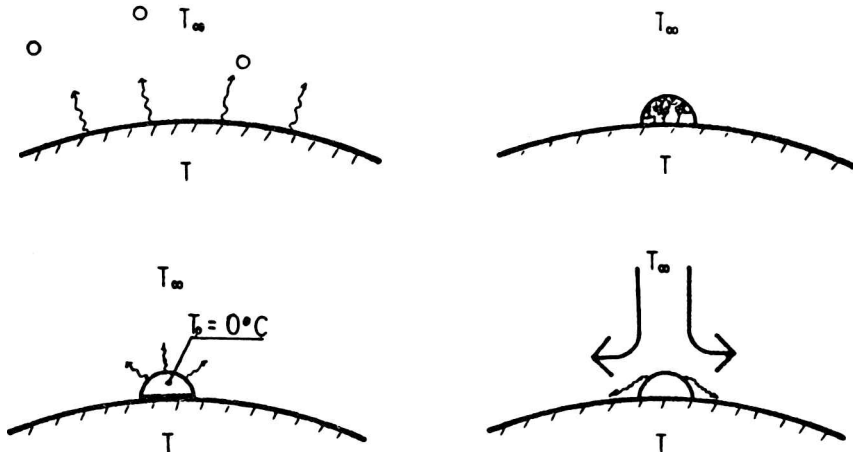


Figura 6: Secuencia de congelación de una gota sobreenfriada. Ver texto.

CONDUCTIVIDAD ELECTRICA EN MUESTRAS DELBADAS DE HIELO

Jorge M. Caranti y Miguel A. Re

Grupo de Física de la Atmósfera
Facultad de Matemática Astronomía y Física
Universidad Nacional de Córdoba
Córdoba, República Argentina

En el presente las propiedades físicas de la superficie del hielo no son completamente conocidas. En este trabajo se ha diseñado una experiencia para estudiar su comportamiento eléctrico minimizando las contribuciones del volumen. A tal fin se usó un portamuestras de cuatro terminales que permite muestras de 20mmx20mm de área útil y espesor variable.

La electrónica asociada que se diseñó permite medir directamente las componentes real e imaginaria de la corriente y deducir las respectivas componentes de la conductividad.

Para el preparado de las muestras se crecen monocristales por el método de Jaccard y se cortan al tamaño y espesor deseado determinando el plano cristalino por medio de réplicas.

A la muestra se le aplica un voltaje alterno y se mide la corriente que la atraviesa. A diferencia del comportamiento volumétrico no se observa una relajación según el modelo de Debye. La corriente es principalmente real y presenta un crecimiento monótono con la frecuencia existiendo un cambio en la pendiente a 1khz. La dependencia con la temperatura sigue una ley de Arrhenius con una energía de activación cercana a 1eV.

Nowadays the physical properties of ice surface are not completely known. In the present work an experience has been carried out to study its electrical behaviour minimizing the bulk contribution. With that purpose a sample holder admitting samples with work area of 20mmx20mm and variable thickness has been used.

The necessary electronic equipment was developed in order to measure the real and imaginary contributions to the current and the respective components of conductivity separately.

To prepare the samples, single-crystals of ice were grown following Jaccard's method and they were cut according to the size and thickness desired. The crystal plane was determined by means of etch pits in Formvar replicas.

An alternate voltage was applied to the sample and the current across it was measured. Unlike bulk behaviour a relaxation was not observed, as predicted by Debye's model.

The current was mainly real and showed a monotonous growth with frequency. A change was observed in the rate of growth at 1khz too. The temperature dependence fitted an Arrhenius law with an activation energy near 1eV.

1. ANTECEDENTES

1.1 Fenómenos en que interviene la superficie del hielo

El hielo presenta algunas propiedades que indican que su comportamiento superficial es diferente del volumétrico. Algunos aspectos de interés atmosférico son: la alta adhesión que presenta el hielo, su crecimiento por fase vapor con un peculiar cambio de hábito cristalino además de singularidades en propiedades mecánicas y ópticas.

En particular, en electrificación de nubes la fase sólida tiene una contribución preponderante. La evidencia experimental indica que no es el volumen el responsable de la separación de carga.

1.2 Modelo vigente

Hasta el presente sólo se cuenta con un modelo semicuantitativo (Fletcher 1968). El mismo propone que la superficie presenta una estructura cristalina desordenada que permite el ordenamiento de los dipolos moleculares del agua. Este desorden se produce en una transición gradual y en una capa de espesor aproximado de 20Å . Asimismo el modelo predice un salto de potencial en la superficie de aproximadamente 1eV .

Las predicciones del modelo no se ajustan en un todo a la realidad. Hay evidencia de que la capa superficial puede tener un espesor mayor y mediciones del cambio de potencial superficial muestran mayores valores del mismo.

2. EXPERIENCIA

2.1 Dispositivo experimental

Los requerimientos de la experiencia hacen conveniente el uso de muestras con una alta relación superficie volumen. El dispositivo utilizado se ilustra en la figura 1.

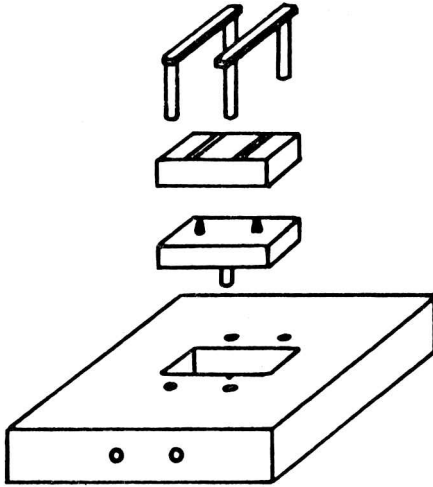


Fig. 1: Detalle del portamuestras usado en la experiencia.

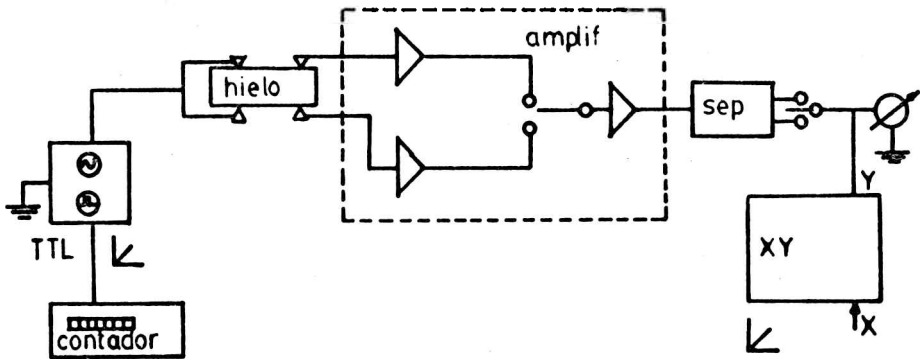


Fig. 2: Diagrama en bloque del conexionado general de la experiencia.

El soporte y el portamuestras encajan uno sobre otro y ambos se colocan en el orificio de un bloque de acrílico. Este último tiene a su vez perforaciones por las que deslizan los electrodos superiores que coinciden en su posicionamiento con los del portamuestras cuando este se ubica en la cavidad. Un electrodo superior está conectado eléctricamente con el inferior correspondiente, teniendo conexiones separadas los dos restantes. Estas conexiones terminan en conectores en el bloque de acrílico.

En la medición también es necesario separar las componentes resistiva (o real o en fase) y reactiva (o imaginaria o desfasada) de la corriente al aplicarse a la muestra un voltaje alterno. El detalle del circuito se describe en una publicación anterior (Caranti y Ré 1984).

2.2 Proceso de medición

Para la experiencia se utilizaron muestras monocristalinas de 2cmx2cm y aproximadamente 1mm de espesor. Estas se colocan en el portamuestras y el mismo se ubica en un recinto termostatzado, conectandose eléctricamente. Dos electrodos opuestos se conectan a un generador de audio sinusoidal de frecuencia variable. Los dos electrodos restantes se conectan a sendos conversores corriente-voltaje que forman parte del circuito mencionado en la sección anterior.

A su vez las salidas del mismo, correspondientes a las componentes resistiva y reactiva de la corriente, se conectan a un graficador X-Y. A la entrada X del mismo, se conecta una rampa lineal proporcional a la frecuencia del generador de audio. El conexionado general se ilustra en el diagrama en bloque de la figura 2.

3. RESULTADOS

3.1 Medición de la corriente

Las figuras 3 y 4 muestran la componente real de la corriente medida. Para estos gráficos se eligieron los resultados obtenidos con las muestras que denotamos 3 y 4. A partir de las respectivas salidas del separador, se obtienen las componentes resistiva y reactiva de la corriente.

Dichos valores se muestran en las figuras 3 y 4, correspondiendo a las muestras 3 y 4 respectivamente, como función de la frecuencia. Las corrientes medidas están directamente ligadas a la conductividad a través de la relación

$$I = s V_{ap}$$

s = conductividad superficial
V_{ap} = voltaje aplicado

Según puede observarse en el gráfico; la corriente, y consecuentemente la conductividad, es mayor para la muestra 4 que para la 3, lo que sugiere una contaminación accidental en la primera.

La diferencia entre los valores medidos de la corriente imaginaria con la muestra y los de pruebas de calibración es menor que el error experimental. Estas pruebas se hicieron con la misma geometría con que se mide en la muestra.

3.2 Dependencia con la temperatura

Para analizar en mayor detalle el comportamiento de la conductividad como función de la temperatura, los resultados se llevaron a un gráfico $\log(s)$ vs $1000/T$, como se ilustra en las figuras 4 y 5, correspondiendo las partes a) y b) a las muestras 3 y 4 respectivamente. Los gráficos son similares y se

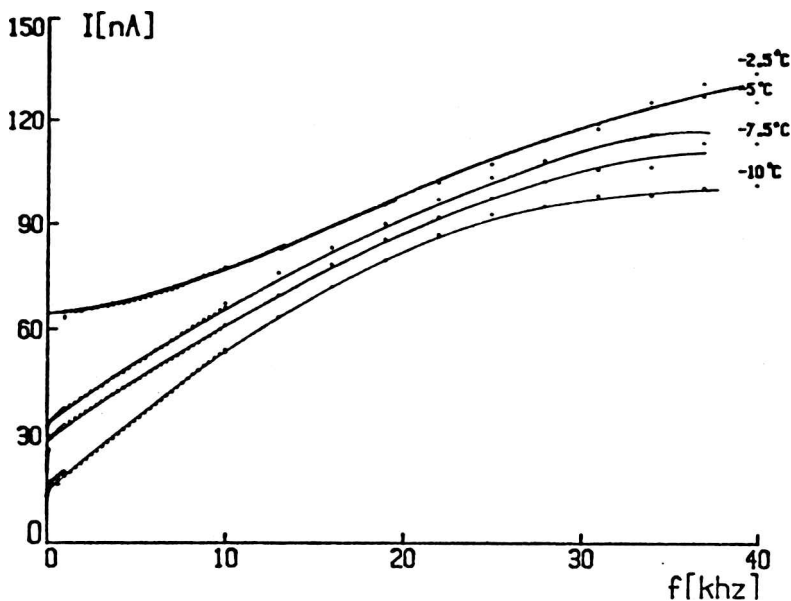


Figura 3: Corriente componente real en función de la frecuencia con la temperatura como parámetro para la muestra 3.

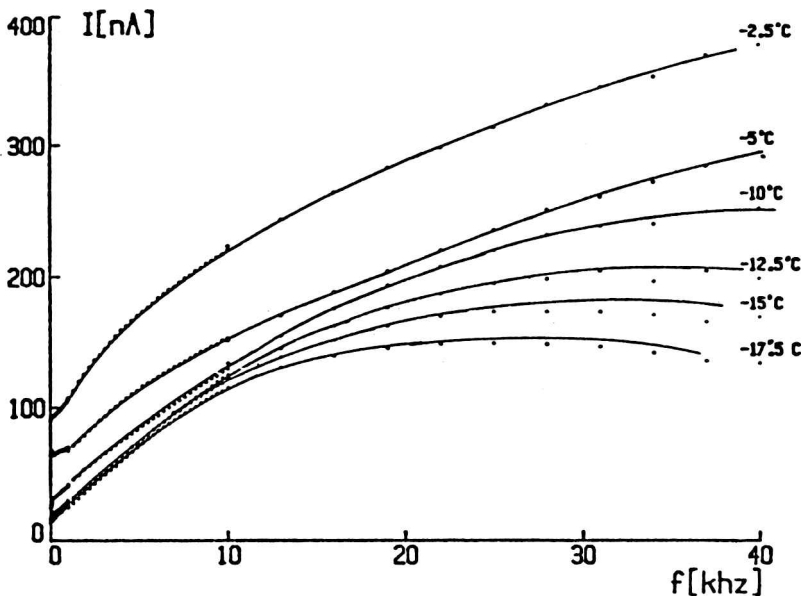


Figura 4: Corriente componente real en función de la frecuencia con la temperatura como parámetro para la muestra 4.

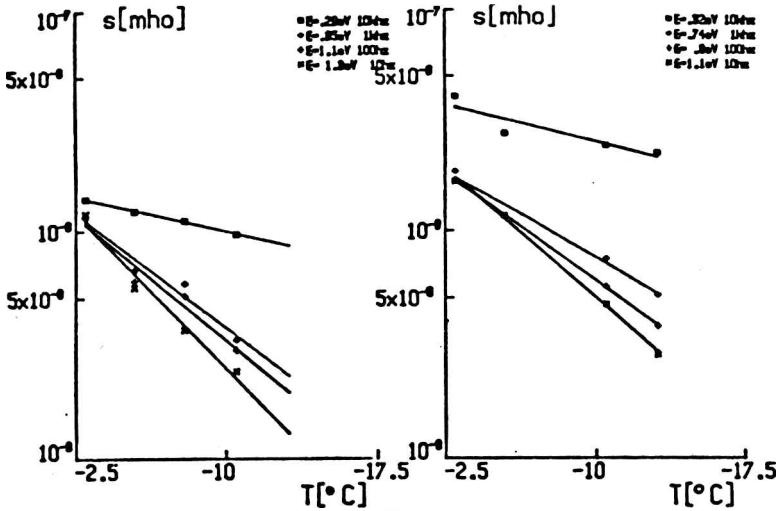


Fig.5:a) Conductividad real en función de la temperatura con la frecuencia como parámetro para la muestra 3. La pendiente en las rectas es proporcional a la energía de activación. Fig.5 b) Conductividad real en función de la temperatura con la frecuencia como parámetro para la muestra 4. La pendiente en las rectas es proporcional a la energía de activación.

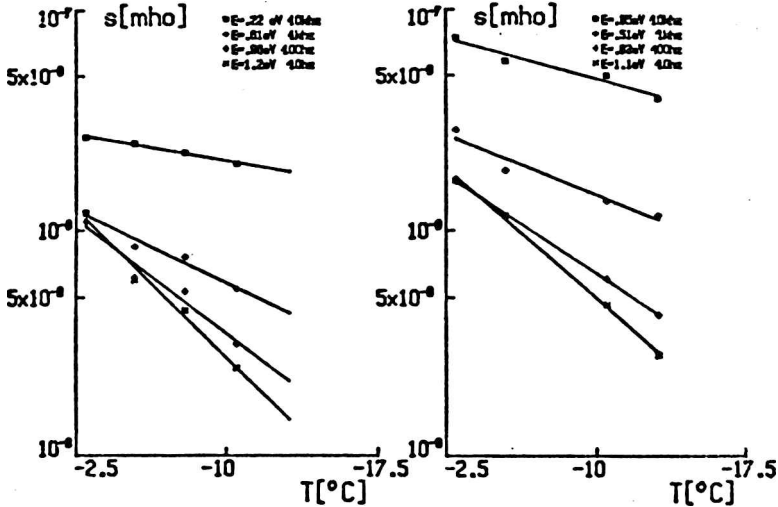


Fig.6:a) Conductividad real en función de la temperatura con la frecuencia como parámetro para la muestra 3. La pendiente en las rectas es proporcional a la energía de activación. Fig.6 b) Conductividad real en función de la temperatura con la frecuencia como parámetro para la muestra 4. La pendiente en las rectas es proporcional a la energía de activación.

eligieron las frecuencias que se detallan en la tabla a continuación, donde se resumen los resultados obtenidos

M3				M4			
f[hz]	E[eV]	f[hz]	E[eV]	f[hz]	E[eV]	f[hz]	E[eV]
10^1	1.3	4×10^1	1.2	10^1	1.1	4×10^1	1.1
10^2	1.1	4×10^2	.96	10^2	.9	4×10^2	.83
10^3	.95	4×10^3	.61	10^3	.74	4×10^3	.51
10^4	.29	4×10^4	.22	10^4	.32	4×10^4	.35

Según puede verse en las figuras, la conductividad sigue una ley de Arrhenius, con energías de activación superiores a las que se presentan usualmente en el volumen.

Asimismo, puede verse que en general las energías de activación en la muestra 4, son menores que las correspondientes en la muestra 3, lo que podría sugerir un mecanismo de conducción distinto en ambas, reforzando la idea de una contaminación accidental.

3.3 Dependencia con la frecuencia

Para tener una idea más detallada del comportamiento de la conductividad con la frecuencia, los resultados se llevaron a un gráfico $\log(\sigma)$ vs $\log(f)$. Los resultados se presentan en las figuras 7 y 8 para las muestras 3 y 4 respectivamente. Según puede verse en los mismos, para bajas frecuencias (hasta aproximadamente 1khz) el comportamiento es esencialmente constante, y luego pasa a tener una dependencia lineal, en el rango de 1khz a 10khz, pasando a mostrar un efecto de saturación a frecuencias mayores.

Las pendientes estimadas en este rango van de .62 a .18 para la muestra 3 en tanto que para la 4 van de .75 a .38

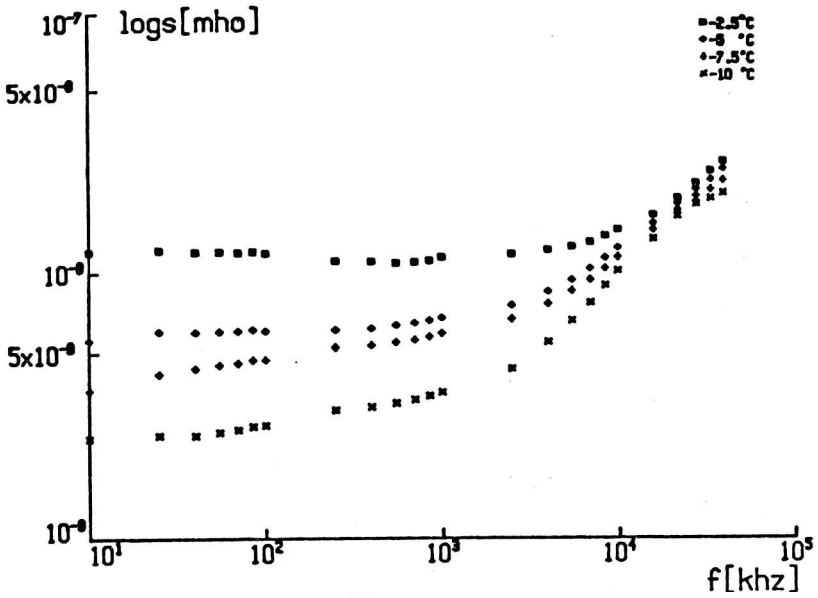


Fig.7: Conductividad real en función de la frecuencia en un gráfico log-log que muestra un comportamiento similar a sólidos amorfos para la muestra 3.

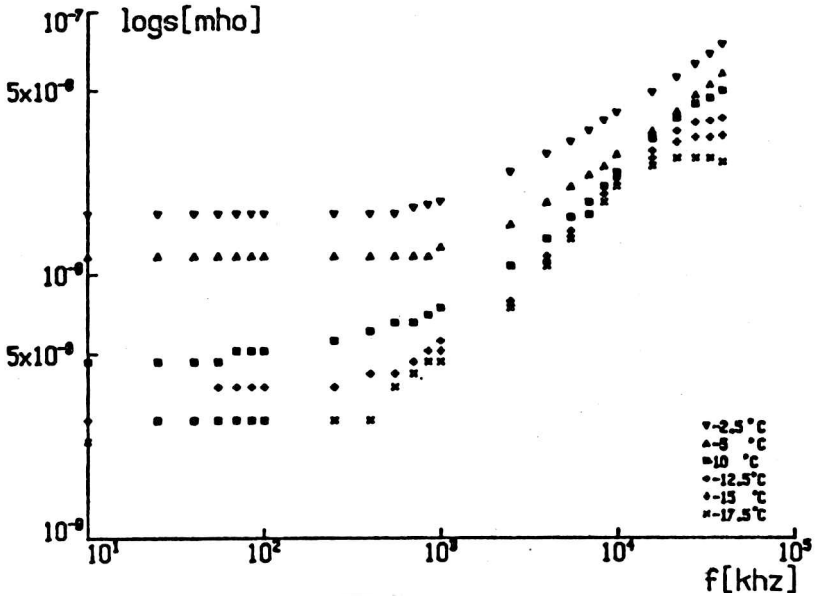


Fig.8: Conductividad real en función de la frecuencia en un gráfico log-log que muestra un comportamiento similar a sólidos amorfos para la muestra 4.

250. CONDUCTIVIDAD ELECTRICA...

acentuandose la diferencia a alta temperatura como puede verse en la siguiente tabla ($\epsilon = C f^{-1}$)

T	-17.5	-15	-12.5	-10	-7.5	-5	-2.5
a(M ₃)				.62	.4	.36	.18
a(M ₄)	.75	.75	.75	.62		.44	.38

Este comportamiento ha sido observado en hielo policristalino siendo $a = .65$ a -15°C en dicho caso (Caranti e Illingworth 1983).

4. DISCUSION Y COMPARACION CON EL VOLUMEN

El comportamiento eléctrico de la superficie del hielo muestra ciertos aspectos de interés que lo diferencian del volumen.

Los valores observados de la corriente son más altos que lo que correspondería a la contribución volumétrica para esta experiencia. Esto indica una conducción esencialmente superficial.

Dicha corriente presenta un comportamiento esencialmente resistivo, siendo la contribución reactiva pequeña para toda frecuencia. Esta es una diferencia importante respecto del volumen, en cuyo caso la relación entre las componentes resistiva y reactiva de la corriente dependen de la frecuencia aplicada.

El comportamiento dieléctrico del volumen en el hielo se ajusta a un diagrama de Cole-Cole cuando se realiza un gráfico de ϵ real vs ϵ imaginario, comportamiento no observado en la superficie, mostrando que ésta no se ajusta al modelo de relajación de Debye.

Por otra parte las energías de activación observadas en volumen son aproximadamente de .3 eV, en contraposición con los valores obtenidos para la superficie de hasta 1.3 eV.

5. CONCLUSIONES

Un aspecto de interés surge del análisis de las figuras 7 y 8. El comportamiento lineal en el gráfico $\log s$ vs $\log f$ con parámetro T en el rango de 1khz a 10khz sugiere como mecanismo de conducción el salto de portadores de trampa en trampa. Esto se justifica por la dependencia de la pendiente, en este gráfico, con la temperatura (Long 1982).

Este comportamiento ha sido observado en sólidos amorfos como germanio (Long y otros 1982).

Es de notar que las altas energías de activación observadas son comunes con otros fenómenos como: fricción interna, relajación de potencial superficial, borde de grano, etc., en los que intervienen interfases en hielo.

Estos hechos responden cualitativamente a las predicciones que surgen del modelo de Fletcher citado en el punto 1.2, que muestran la importancia de extender el mismo.

BIBLIOGRAFIA

- * Caranti, J.M. e Illingworth, A.J., 1983; "Frequency dependence of the surface conductivity of ice"; J.Phys.Chem. 87, pp 4078,4083.

- * Caranti, J.M. y Ré, M.A., 1984; "Medidor de conductividad y constante dieléctrica del hielo"; Revista Telegráfica Electrónica, 855, Setiembre.

- * Fletcher, N.H., 1968; "Surface structure of water and Ice. II. A revised model"; Phil.Mag 18, pp 287,1300.

- * Long, A.R., 1982; Adv. in Phys. 31, pp 553,637.

- * Long, A.R., Balkan N., Hogg W.R. y Ferrier R.P., 1982; Phil. Mag. 45, pag. 497.

PROLONGACION ASCENDENTE DE CAMPOS POTENCIALES
EN EL DOMINIO ESPACIAL

M. Cristina Pacino y A. Introcaso

Instituto de Física de Rosario, Facultad de Ingeniería,
Universidad Nacional de Rosario
Rosario, República Argentina

RESUMEN

Con el objeto de investigar las posibilidades de empleo de la continuación analítica ascendente como filtro, se analiza la prolongación de campos potenciales en el dominio espacial tanto con operador finito como bidimensional.

Se estudió en forma independiente y conjunta la influencia en el resultado de los errores por digitalización y truncamiento de los datos y del filtro, y se da un criterio para el muestreo de datos y el cálculo del operador de convolución en función de la profundidad estimada de la estructura y de la altura de la prolongación respectivamente para minimizar la influencia de ambos errores.

Se analizaron además las posibilidades de uso de ambos operadores para filtrar efectos de estructuras finitas, bidimensionales y combinaciones de ambas a través de ejemplos.

El cálculo se lleva a cabo mediante un sistema de dos programas de computación.

ABSTRACT

The purpose of this paper is to investigate the possibilities of using the upward continuation as a filtering process. For that, the upward continuation of potential field data in the spatial domain with both finite and bidimensional operators is analyzed.

The influence in the results of digitization and truncation errors either in the filter and in data was studied.

In order to reduce the influence of these two errors, an idea about data sampling and convolution operator calculation as a function of the estimated depth of the subterranean mass and the elevation of continuation respectively is given.

More over, some numerical examples illustrate the possibilities of using both convolution operators in the filtering of finite and bidimensional structures effect.

The calculation is performed through a two programmes computation system.

INTRODUCCION

La continuación analítica de campos potenciales resulta de gran utilidad en la interpretación geofísica, ya sea para separar las anomalías (gravimétricas ó magnéticas) de distintos órdenes o en la estimación de los parámetros de las estructuras anómalas perturbadoras.

La esencia de la separación de las anomalías de la gravedad en su continuación analítica consiste en que, con el aumento de la distancia de las fuentes de las anomalías, éstas disminuyen de distinta manera, según la profundidad y dimensiones de la fuente origen: las anomalías de los objetos pequeños y que yacen a poca profundidad decrecen con mayor rapidez que las anomalías de objetos más grandes y a mayor profundidad (Morelli, 1966, Mirónov, 1977...).

Podría decirse entonces que el proceso de prolongación es equivalente a realizar un filtrado. Al continuar el campo potencial hacia arriba, se subraya la influencia de las anomalías regionales y se debilita la influencia de las locales. Por el contrario, al prolongar el campo potencial hacia abajo, la anomalía local se destaca con mayor relieve en el campo gravitatorio general.

Con el objeto de investigar las posibilidades de empleo de la continuación analítica como filtro se analizará sólo la prolongación de campo hacia arriba, destacándose sus ventajas y limitaciones utilizando operadores finitos y bidimensionales para convolucionar el campo potencial.

PROLONGACION DE CAMPO EN EL CONCEPTO DE DENSIDAD EQUIVALENTE

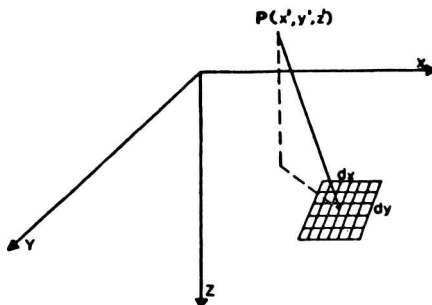


Fig. 1: Punto P exterior a un área diferencial en un sistema de ejes cartesianos ortogonales (x, y, z) .

Considerando que la densidad equivalente distribuída sobre el plano (x,y) de Fig. 1 es $\frac{\Delta g(x,y,0)}{2 \pi G}$, (Introcaso, A. 1980), la gravedad total en p(x',y',z') está dada entonces por la integral de Dirichlet como:

$$\Delta g(x',y',z') = \frac{1}{2 \pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z' \Delta g(x,y,0) \, dx \, dy}{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z'^2} \quad (1)$$

Para el caso bidimensional, integrando en y desde $-\infty$ a ∞ , teniendo en cuenta que la distribución de densidad superficial no cambia sobre paralelas al eje y, se tiene:

$$\Delta g(x',z') = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z' \Delta g(x,0) \, dx}{(x-x')^2 + z'^2} \quad (2)$$

Por lo tanto, una distribución superficial de densidad, $\frac{\Delta g(x,y)}{2 \pi G}$, sobre cualquier plano horizontal donde es conocida la distribución de gravedad, producirá el mismo campo en puntos altos que las masas reales responsables de las repuestas gravimétricas encontradas.

Debe destacarse que, si bien la densidad superficial no es constante, es una función continua de las coordenadas horizontales x e y.

CONTINUACION HACIA ARRIBA EN EL DOMINIO ESPACIAL

La prolongación hacia arriba de un campo potencial en el dominio espacial está dada por la ecuación (1), que puede ser escrita como

$$\Delta g(x,y,z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z}{2 \pi (x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \Delta g(x,y) \, dx \, dy \quad (3)$$

donde $\Delta g(x,y)$: anomalía medida en $z = 0$

$\Delta g(x,y,z)$: anomalía continuada para una elevación z sobre la altura de observación.

La ecuación (3) es la integral de convolución entre $\Delta g(x,y)$ y

$$\frac{z}{2 \pi (x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}, \text{ que puede expresarse como} \quad (4)$$

$$\Delta g(x,y,z) = F(x,y,z) * \Delta g(x,y)$$

Donde $F(x,y,z) = \frac{z}{2 \pi (x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}$ es el operador finito y continuo

de convolución y el símbolo * denota convolución.

De manera análoga, a partir de la ecuación (2), que no es más que la integral de convolución entre $\Delta g(x)$ y $\frac{z/\pi}{x^2 + z^2}$, se obtiene

$$\Delta g(x,z) = F(x,z) * \Delta g(x) \quad (5)$$

donde $\Delta g(x)$: anomalía medida en $z = 0$

$\Delta g(x,z)$: anomalía continuada para una elevación z sobre la altura de observación

$$F(x,z) = \frac{z/\pi}{x^2 + z^2} : \text{operador bidimensional continuo de convolución.}$$

La expresión de convolución (5) es un caso particular de (4)

Cabe señalar además que las expresiones (4) y (5) pueden analizarse como ecuaciones básicas de entrada y salida en un proceso de filtrado:

	ENTRADA	FILTRO	SALIDA
CASO FINITO	$g(x,y)$	$F(x,y,z)$	$g(x,y,z)$
CASO BIDIM.	$g(x)$	$F(x,z)$	$g(x,z)$

DIGITALIZACION Y TRUNCAMIENTO DE LOS DATOS DE ENTRADA Y DEL FILTRO

En aplicaciones concretas, $g(x,y)$ está dada en forma digital con $(N + 1) \times (M + 1)$ puntos como $g(n \Delta x, m \Delta y)$ con

$$n = 0, 1, \dots, N$$

$$m = 0, 1, \dots, M$$

Δx = intervalo de muestreo en la dirección del eje x

Δy = intervalo de muestreo en la dirección del eje y

Esto requiere que $F(x,y,z)$ sea digitalizado como $F(k \Delta x, l \Delta y, z)$, siendo

$$k = -\infty, \dots, -2, -1, 0, 1, 2, \dots, +\infty$$

$$l = -\infty, \dots, -2, -1, 0, 1, 2, \dots, +\infty$$

La ecuación (3) puede ser entonces aproximada numéricamente como

$$\Delta g(i \Delta x, j \Delta y, z) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \sum_{l=-\infty}^{\infty} \frac{z/2 \pi}{(k \Delta x)^2 + (l \Delta y)^2 + z^2} \Delta g(i \Delta x, j \Delta y) \Delta x \Delta y$$

con $i = -\infty, \dots, -2, -1, 0, 1, 2, \dots, +\infty$

$j = -\infty, \dots, -2, -1, 0, 1, 2, \dots, +\infty$

Haciendo $z' = \frac{z}{\Delta x \Delta y}$ se tiene

$$\Delta g(i \Delta x, j \Delta y, z) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \sum_{l=-\infty}^{\infty} \frac{z'/2 \pi}{k^2 + l^2 + z'^2} \Delta g(i \Delta x, j \Delta y) \quad (6)$$

donde $\frac{z'/2 \pi}{k^2 + l^2 + z'^2} = F_{k,l}$ es la respuesta discreta del filtro

De acuerdo con Tsay (1979), puede aproximarse numéricamente la ecuación (2) para el caso particular bidimensional como

$$\Delta g(i \Delta x, z) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \frac{z''/\pi}{k^2 + z''^2} \Delta g(i \Delta x) \tag{7}$$

siendo $z'' = z/\Delta x$

y $\frac{z''/\pi}{k^2 + z''^2} = F_{k,l}$, la respuesta discreta del filtro bidimensional análoga a

$F_{k,l}$ para caso finito..

La elección de los intervalos $\Delta x, \Delta y$ es fundamental para que el error por digitalización cometido en los datos y en el filtro sea mínimo.

Por otra parte, dada la imposibilidad de efectuar las sumas de (6) y (7) en el intervalo $-\infty, \infty$, el cálculo deberá llevarse a cabo para

$$k = -K, \dots, -1, 0, 1, \dots, K$$

$$l = -L, \dots, -1, 0, 1, \dots, L$$

$$i = -I, \dots, -1, 0, 1, \dots, I$$

$$j = -J, \dots, -1, 0, 1, \dots, J$$

Se introduce entonces un error por truncamiento de los datos de entrada y del operador de convolución.

Si $\Delta x, \Delta y, K, L, J, I$ son adecuadamente elegidos, la influencia de ambos errores podrá considerarse despreciable.

ANALISIS DE LA RESPUESTA DEL FILTRO

Error por digitalización

Una importante propiedad de la respuesta continua del filtro indica que el área bajo $F(x,y,z)$, para todo z y $-\infty < x < \infty, -\infty < y < \infty$, es unitaria. Si se considera la respuesta discreta del filtro, el área será unitaria sólo si $\Delta x, \Delta y$ son suficientemente pequeños.

Dado que la respuesta del filtro es simétrica respecto de los ejes x e y , tiene un máximo en $(x = 0, y = 0)$ y decrece monótonamente a medida que x e y crecen, para que el área sea unitaria es condición necesaria, aunque no suficiente, que $F(0, 0, z) < 1$.

Para que esto ocurra debe ser $\Delta x \Delta y < \sqrt{2} \pi^{-1} z$

Para el caso bidimensional, un razonamiento similar conduce a decir que debe ser $\Delta x < \pi z$.

Como se ve, el espaciamiento entre puntos es proporcional a la elevación de la continuación. Dicho en otras palabras, el error por digitalización del filtro disminuye en forma directamente proporcional al crecimiento de la altura de la continuación.

En Fig. 2 se muestra una sección del filtro $F(x,y,z)$ para $y = 0$ y $z = 1$ y su digitalización como $F(k\Delta x, l\Delta y, z)$ para $l = 0$ y distintos valores de Δx donde puede verse que para un mismo z , el error por digitalización aumenta con el crecimiento de Δx .

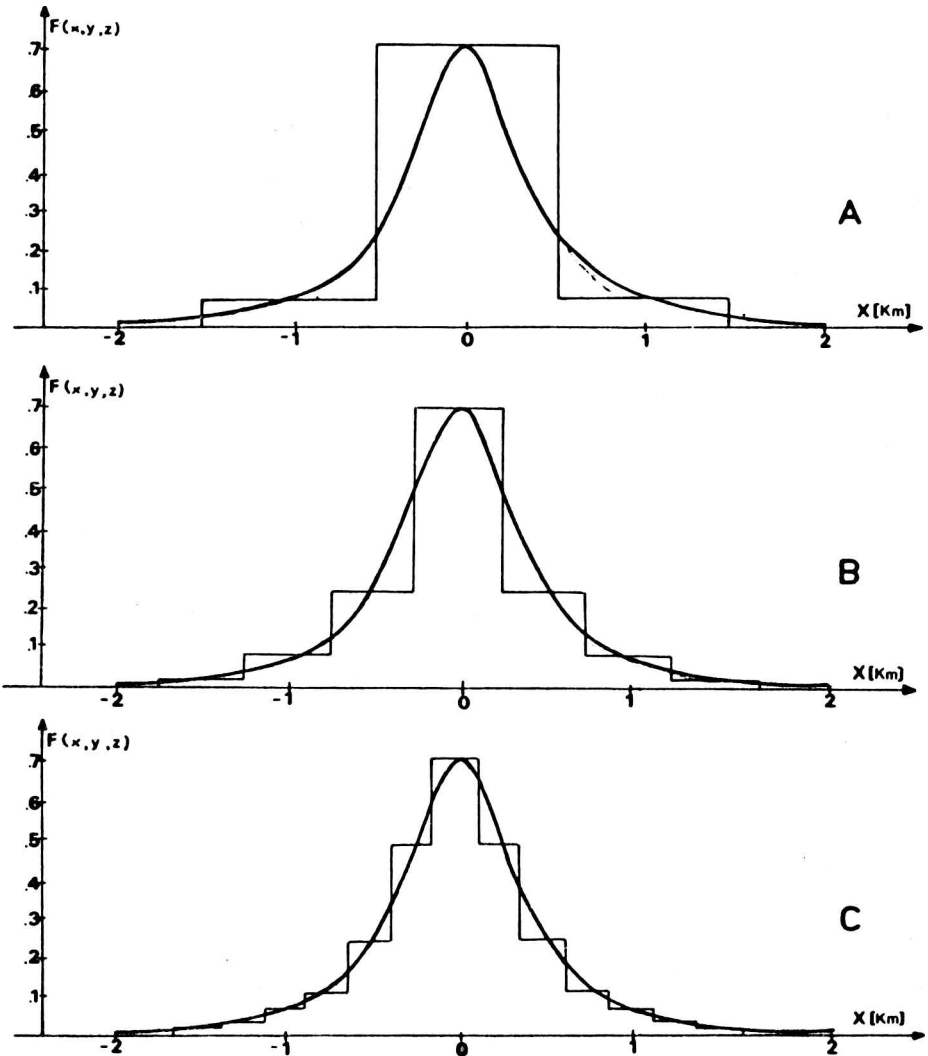


Fig.2: Comparación entre $F(x,y,z)$ y $F(k\Delta x, l\Delta y, z)$ para $l=0$, $z=.5$ y a) $\Delta x=1$, b) $\Delta x=.5$ y c) $\Delta x=.25$

En Fig. 3 se aprecia cómo para un mismo espaciamiento entre puntos, el error por digitalización disminuye con el aumento de la altura de la prolongación.

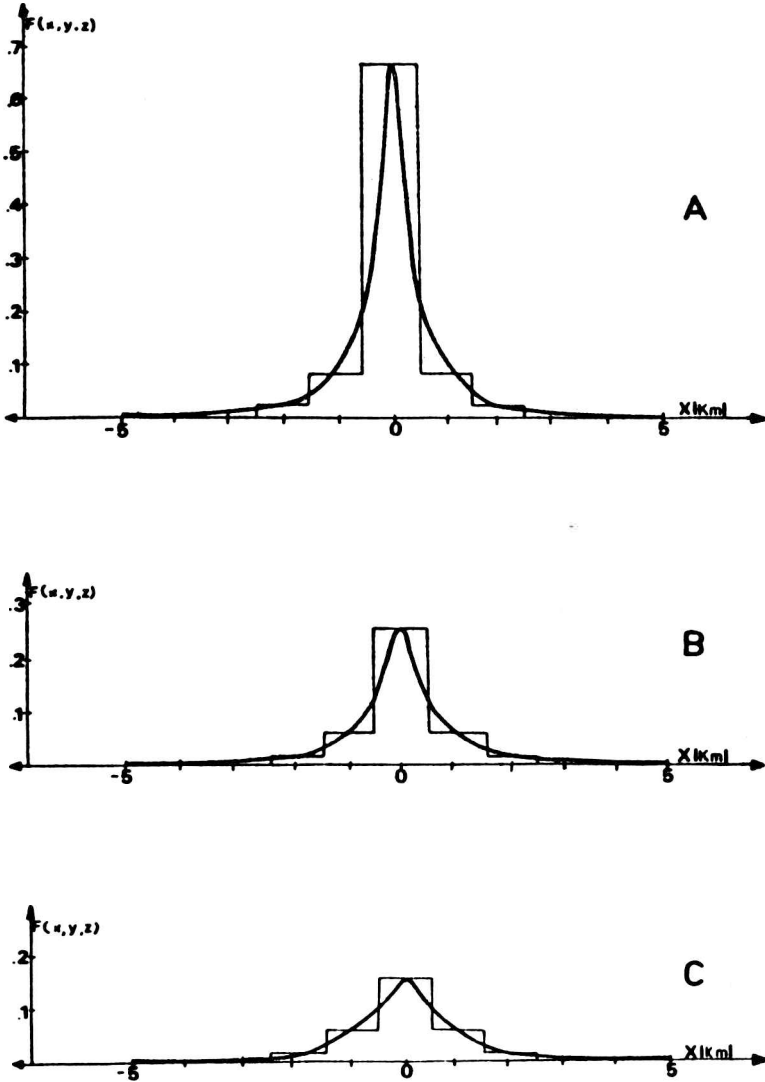


Fig.3: Comparación entre $F(x, y, z)$ y $F(k\Delta x, l\Delta y, z)$ para $l=0$, $x=1$ y a) $z=0.5$, b) $z=0.8$ y c) $z=1$

Error por truncamiento

Cuando $F(x,y,z)$ se calcula en el intervalo $-X < x < X$, $-Y < y < Y$, el área bajo $F(x,y,z)$ resulta < 1 . Por lo tanto cualquier truncamiento del filtro provocará una disminución en el área bajo $F(x,y,z)$ respecto de la respuesta del filtro ideal unitaria.

El error por truncamiento del filtro no sólo es función de los "puntos de corte" X y Y , sino también de la elevación de la continuación, de manera tal que aumenta a medida que X e Y disminuyen y a medida que z crece.

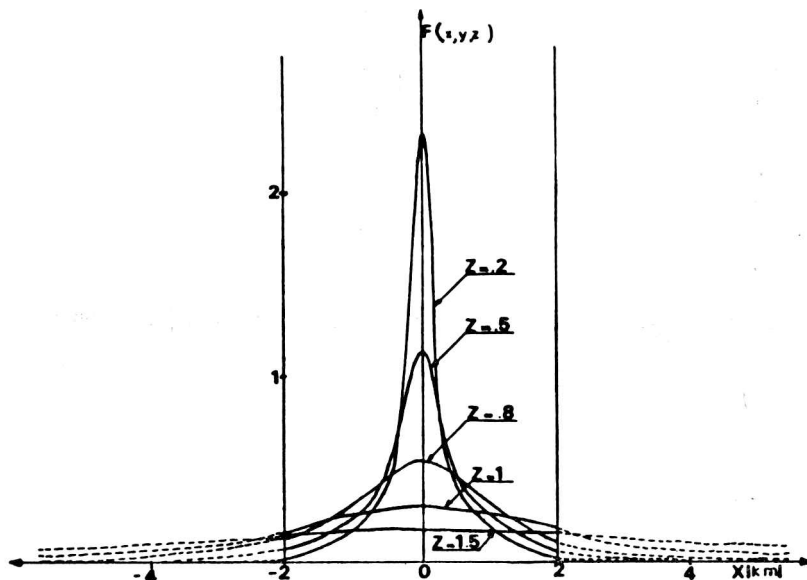


Fig. 4: $F(x,y,z)$ para diferentes valores de z en el mismo intervalo de cálculo.

La Fig. 4 muestra una sección del filtro $F(x,y,z)$ en $y = 0$ para distintos valores de z en el intervalo $[-X, X]$. Nótese cómo a medida que z crece, los valores no calculados en $[-\infty, -X]$ y $[X, \infty]$, provocan una disminución del área bajo $F(x,y,z)$ cada vez mayor.

Error total

En la práctica, la respuesta del filtro se verá afectada por ambos errores, y la elección de X , Y , Δx , Δy dependerá de la altura de la continuación.

Como puede verse en Fig. 4, para z pequeños la respuesta del filtro es aguda en el centro y tiende rápidamente a cero; además, las curvas se aplastan a medida que z aumenta. Es evidente entonces que el error por digitalización tendrá

más peso que el error por truncamiento para z pequeños, ocurriendo lo contrario para z grandes.

Control de los errores

Definamos SF como la suma de respuestas de filtro que intervienen en cada punto de la convolución. SF es entonces un índice de la desviación de la respuesta del filtro ideal. Calculando el valor de SF en cada estación podrá conocerse la porción de área bajo $F(k\Delta x, l\Delta y, z)$ que interviene en el cálculo. Cuando el valor de SF es próximo a la unidad podríamos decir que los errores cometidos son mínimos.

ANALISIS DE LOS DATOS DE ENTRADA

Si se analizan como casos particulares las expresiones del efecto de gravedad para una esfera homogénea y el efecto gravitatorio de un cilindro horizontal indefinido se encuentran expresiones similares a las respuestas del filtro finita y bidimensional respectivamente.

Por lo tanto, las consideraciones hechas para el error por digitalización y truncamiento del filtro pueden ser aplicadas a los datos.

Si se consideran las dimensiones y densidad de la estructura como constantes, el intervalo de muestreo y el espaciamiento entre los puntos será entonces función de la profundidad de la estructura.

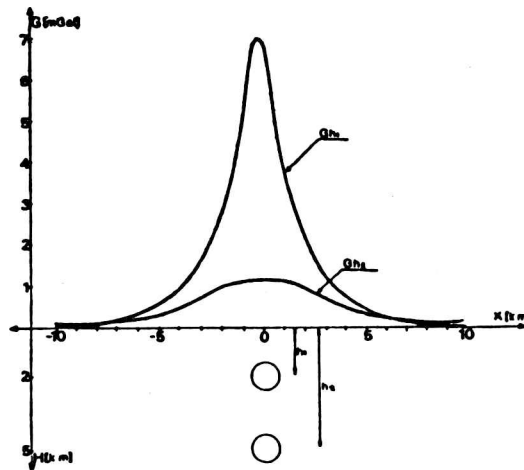


Fig.5: Respuestas gravimétricas Gh_1 y Gh_2 correspondientes a dos esferas de igual densidad y radio ubicadas a profundidades h_1 y h_2 respectivamente.

De acuerdo con Fig. 5 donde puede verse el efecto gravimétrico provocado por dos esferas de igual densidad y radio pero a distintas profundidades, y siguiendo el criterio adoptado para digitalizar y truncar la respuesta del filtro, podría decirse que cuando la estructura es profunda y arroja una curva de respuesta gravimétrica aplastada, el intervalo de muestreo debe extenderse mientras que el espaciamiento entre puntos puede reducirse y viceversa para estructuras superficiales, con curva de respuesta gravimétrica aguda.

Control de errores

Desafortunadamente, el error cometido al digitalizar y truncar los datos de gravedad, no puede controlarse de la misma manera que el cometido en el filtro, ya que la profundidad de la estructura, parámetro interviniente en la fórmula, es desconocida. Con el procedimiento que se detallará a continuación podrá tenerse una idea aproximada de la magnitud del error cometido.

Si se calcula el área bajo la curva de respuesta gravimétrica digitalizada con Δx y Δy tendiendo a 0 y en intervalo para x y para y tendiendo a $[-\infty, \infty]$ se tendrá una buena aproximación del área bajo la curva continua. El cálculo se repite luego para el intervalo de muestreo y espaciamiento entre puntos elegidos. El cociente entre ambos valores así calculados deberá tender a 1 si la forma escogida para muestrear los datos es adecuada.

ANALISIS DE LOS RESULTADOS

Las características del proceso de convolución requieren que el muestreo de datos y el cálculo de la respuesta del filtro se realicen con el mismo espaciamiento entre puntos aunque los intervalos de muestreo y cálculo sean diferentes. No obstante, debe tenerse en cuenta que la forma adecuada de digitalizar el filtro no necesariamente tiene que ser apropiada para los datos.

Si se considera sólo el criterio para digitalizar y truncar el filtro, los valores de SF pueden conducir a pensar que los resultados son correctos. Sin embargo, si se calcula el error entre los valores calculados y los teóricos esperados se encontrará que las diferencias no son despreciables.

Debe recalarse entonces el hecho de que los valores de SF sólo informan acerca de la precisión con que fue digitalizada o truncada la respuesta del filtro y no acerca de la exactitud de los resultados de la prolongación de campo.

Por otra parte, si bien es posible elegir el intervalo de cálculo de la respuesta del filtro para disminuir el error por truncamiento, no siempre se tiene la posibilidad de extender suficientemente el intervalo de muestreo de los datos con el mismo fin.

Cuando los datos de gravedad disponibles no se hallen suficientemente extendidos, será necesario "prolongar" el área a continuar con la adición de datos cons-

tantes (Tsay, 1978) a ambos lados de los perfiles a continuar, como se muestra en Fig. 6. El cálculo se llevará a cabo en la totalidad del área descartándose luego los resultados de la continuación en los puntos que fueron agregados a los perfiles originales.

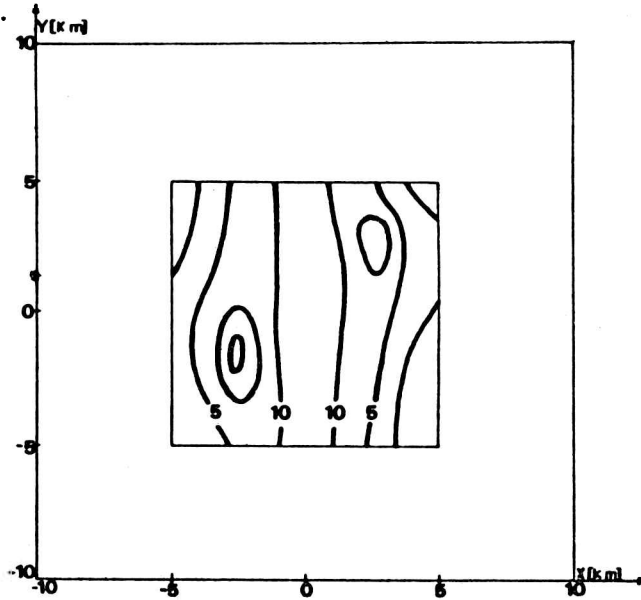


Fig.6: Plano de isoanómalas de gravedad disponible (—) y perfiles prolongados con valores constantes (---).

POSIBILIDADES DE USO DE LOS OPERADORES DE CONVOLUCION FINITO Y BIDIMENSIONAL

Con el objeto de verificar si el operador de convolución finito es adecuado para filtrar efectos gravitatorios tanto de estructuras finitas como bidimensionales, se calculó sobre una grilla el efecto gravimétrico originado por un paralelepípedo bidimensional. Se llevó a cabo el filtrado con ambos operadores comprobándose que la prolongación de campo con operador finito puede ser usada obviamente para filtrar efectos de estructuras bidimensionales, siempre y cuando los datos se extiendan suficientemente en la dirección del eje del cuerpo bidimensional.

Por otra parte, para probar si el operador de convolución bidimensional era apropiado para prolongar hacia arriba el campo gravitacional provocado tanto por estructuras bidimensionales como finitas, se calculó el efecto gravimétrico de dos esferas, una superficial y una profunda, verificándose que al filtrar estructuras finitas por convolución con operador bidimensional, las mejores aproximaciones se logran cuando las estructuras que dan origen a las anomalías son suficientemente profundas.

En consecuencia y dado que la velocidad de cálculo con operador bidimensio-

nal es muy superior a la velocidad de cálculo con operador finito, en los casos en que las dimensiones, ubicación y densidad de la estructura sean adecuados, puede ser ventajoso trabajar con operador bidimensional obteniendo valores bastante aproximados.

Para completar el análisis se calculó sobre una grilla el efecto gravimétrico conjunto de un paralelepípedo bidimensional y una esfera homogénea.

Como era de esperar, el error resulta mínimo cuando la prolongación de campo se efectúa con operador finito. No obstante, si se superponen los resultados obtenidos al filtrar con ambos operadores puede notarse que en la zona donde el efecto gravitatorio del bloque bidimensional predomina sobre el de la esfera, ambas curvas tienden a coincidir.

PROCEDIMIENTO DE CALCULO

Se desarrollaron dos programas de computación en lenguaje Basic para una microcomputadora TI 99/4 y para una computadora HP 1000.

Programa 1: Calcula la prolongación ascendente de campos potenciales para distintas elevaciones mediante convolución con operador bidimensional.

Programa 2: Calcula la prolongación ascendente de campos potenciales para distintas elevaciones mediante convolución con operador finito.

Los procedimientos para el cálculo de la convolución y cross-correlación involucran deslizamiento, multiplicación y suma, es decir, integración digital. La diferencia esencial entre ambas es que la convolución también involucra reversión de una de las funciones, el filtro.

En el caso de emplear como filtro una función par, como es el caso de la continuación, al reversar la función se recae en la función original, por lo tanto en este caso particular, la convolución y la cross-correlación arrojarán los mismos resultados, (Kulhanek, O. 1976) y podrán usarse los mismos procedimientos de cálculo.

CONCLUSIONES

El análisis de los resultados de prolongaciones hacia arriba de campos potenciales en el dominio espacial revela la necesidad de estudiar la influencia de los errores por digitalización y truncamiento tanto en los datos de entrada como en el filtro.

Se comprende entonces que el valor de SK citado en otras publicaciones como medida de la precisión de los datos continuados es insuficiente, ya que tiene en cuenta sólo uno de los elementos que intervienen en el proceso de convolución, el filtro.

En este trabajo se consideran dos factores de control de los errores, uno para los valores del filtro, SF, y otro para los datos, SD, que en conjunto determinan con más exactitud la precisión de los resultados obtenidos. Así, si ambos factores

de control se aproxima a 1, tendremos la certeza que los valores prolongados son correctos.

Se exploraron además las posibilidades de filtrar estructuras finitas con operadores bidimensionales dado el notable ahorro de tiempo que esto supone. En los casos probados de estructuras suficientemente profundas, el filtrado por prolongación ascendente con uno u otro operador proporciona resultados aceptablemente concordantes. En los casos de estructuras someras las discrepancias fueron notorias.

Cabe señalar además que mediante numerosos ejemplos prácticos, se ha comprobado la notable aptitud del método de prolongación ascendente para definir cuantitativamente la anomalía regional.

RECONOCIMIENTO: A Y.P.F. por facilitarnos el uso de sus computadoras.

BIBLIOGRAFIA

- INTROCASO, A.: 1980. Exploración gravimétrica. Ciclo de cursos sobre temas de Geofísica. Departamento de Graduados de la Facultad de Ingeniería. U.N.R. y Observatorio Astronómico Municipal de Rosario. pp. 168.
- GUSPI, F. - PACINO, M.C.: 1984. Prolongación ascendente y descendente de campos potenciales en el dominio frecuencial. Análisis comparativo con el dominio espacial. Inédito.
- KULHANEK, O. 1976. Introduction to digital filtering in Geophysics. Elsevier Scientific Publishing Company. 168 pág.
- MIRONOV, V.S. 1977. Curso de prospección gravimétrica. Editorial Reverté. 525 pág.
- MORELLI, C. 1966. Gravimetría. Del Bianco Editore - Udine. 575 pág.
- TSAY, L.J. 1978. A spatial analysis of upward continuation of potential field data. Geophys. Prosp. 26, 822-840.

PROLONGACION ASCENDENTE Y DESCENDENTE

DE CAMPOS POTENCIALES

EN EL DOMINIO FRECUENCIAL

Fernando Guspí y M. Cristina Pacino

Instituto de Física de Rosario, Facultad de Ingeniería

Universidad Nacional de Rosario

Rosario, República Argentina

RESUMEN

En el presente trabajo se investigan las posibilidades de uso de la prolongación de campos potenciales en el dominio frecuencial como método de filtrado operando tanto con datos areales como en secciones.

Se analizan los errores del método utilizando la FFT: digitalización, aliasing y periodicidad y se señalan las normas básicas para minimizar su influencia en los resultados.

Por último se efectúa un análisis comparativo preliminar de los resultados obtenidos al efectuar prolongaciones de campos potenciales en los dominios frecuencial y espacial.

ABSTRACT

In the present paper, the possibilities of using the continuation of potential field data in the frequency domain as a filtering method are investigated.

The errors of the FFT method: digitization, aliasing and periodicity are analyzed and some rules to minimize its influence on the results are pointed.

Finally, a preliminary comparative study between the continuation of potential field data in both frequency and spatial domain is performed.

INTRODUCCION

Un problema importante en la interpretación geofísica es la separación de los datos que informan acerca de las características de distintas estructuras geológicas.

Como es sabido, el campo gravimétrico medido contiene una superposición de efectos locales debidos a masas cercanas ó superficiales y efectos regionales // provocados por masas ubicadas lejos del área en estudio ó a grandes profundidades.

El primer paso en la interpretación es transformar el mapa de gravedad original en otro que enfatice uno de los efectos y suprima el otro.

Se han publicado numerosos métodos que permiten efectuar la separación de anomalías operando directamente sobre los datos de medición; suavización (Dehlinger,1972; Introcaso et al.,1984;...), primera y segunda derivada (Peters, 1949; Rosenbach,1953;...), superficies de tendencia (Morelli,1967; Pacino,1983 ...), continuación analítica (Henderson-Zietz,1949...)

Tsuboi(1937) y Dean(1958) introducen respectivamente las series y transformadas de Fourier en el cálculo de anomalías regionales y residuales por prolongación de campos potenciales.

El método consiste básicamente en "transformar" los datos de medición del dominio espacial al frecuencial y luego de operar sobre los datos transformados haciendo uso del teorema de convolución, "antitransformarlos" para recuperar / los resultados de la prolongación en el dominio espacial.

PROLONGACION DE CAMPOS POTENCIALES HACIA ARRIBA Y HACIA ABAJO

Dado un campo potencial $g(x,y)$ en un plano horizontal y considerando que el mismo se repite periódicamente en rectángulos de lados L_x , L_y , entonces $g(x,y)$ es desarrollable en series de Fourier:

$$g(x,y) = \sum_{k=0}^{\infty} \sum_{l=0}^{\infty} \alpha_{k,l} \begin{Bmatrix} \cos \\ \text{sen} \end{Bmatrix} \frac{2k\pi}{L_x} x \times \begin{Bmatrix} \cos \\ \text{sen} \end{Bmatrix} \frac{2l\pi}{L_y} y$$

Según Tsuboi (1939), los valores del campo situados en otro plano horizontal a una distancia d del anterior (d positiva hacia abajo, negativa hacia arriba) se obtienen multiplicando cada coeficiente del desarrollo anterior por

$$e^{\frac{d}{L_y} \sqrt{\left(\frac{2k\pi}{L_y}\right)^2 + \left(\frac{2l\pi}{L_x}\right)^2}}$$

En la práctica el campo estará discretizado en una red rectangular de n_x puntos con separación h_x a lo largo del eje x , y n_y puntos separados h_y a lo largo del / eje y .

Los coeficientes de Fourier se calculan entonces aplicando la transformada discreta.

Si en lugar de un campo potencial se tiene un perfil extraído del mismo, $g(x)$, en un plano horizontal y se considera que el mismo se repite periódicamente con período L como se ve en Fig.1, entonces $g(x)$ es desarrollable en series de Fourier y el perfil correspondiente a otro plano horizontal situado a una distancia d del anterior se obtiene multiplicando cada coeficiente de la serie por $e^{2k\pi d/L}$

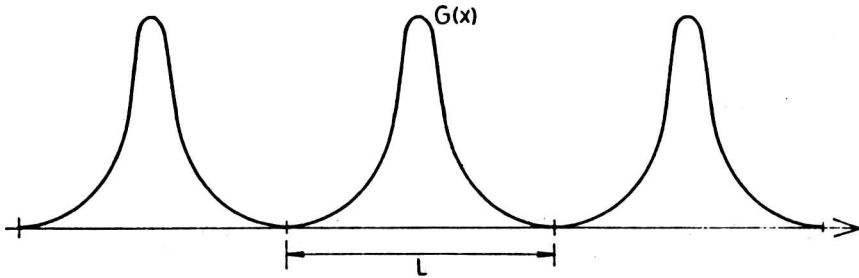


Fig.1: Perfil gravimétrico supuesto periódico con período L

CONSIDERACIONES SOBRE EL MUESTREO DE DATOS

Los datos geofísicos deben convertirse a la forma digital antes de su procesamiento en computadoras digitales, las cuales requieren que los datos de entrada / estén dados en forma de una secuencia finita de números.

El proceso por el cual una señal analógica se convierte en una secuencia de números se conoce con el nombre de digitalización e involucra dos operaciones: muestreo y cuantización. El muestreo define los puntos en los cuales será observada / la señal, en nuestro caso, el campo potencial, mientras que la cuantización es la conversión, en los puntos de muestreo, de las amplitudes de una señal continua en una secuencia de números.

En lo que a la cuantización concierne, consideraremos que los errores que se cometen son suficientemente pequeños y en consecuencia despreciables.

El muestreo generalmente se efectúa en puntos equiespaciados. No obstante, en / algunos casos puede ser necesario digitalizar el campo en puntos no equiespaciados y luego, mediante interpolaciones, llevar a cabo la regularización (Baranov, 1975).

Teóricamente la digitalización debe efectuarse con un muestreo denso que garantice una adecuada semejanza entre el campo continuo y el discreto. Sin embargo, un muestreo con puntos demasiado cercanos se traduce en datos redundantes que incrementan innecesariamente el tiempo de computación. Por otro lado, un muestreo con puntos demasiado alejados puede provocar pérdida de información. La elección del espaciamiento de muestreo está entonces regida por un compromiso razonable / entre estos dos requerimientos opuestos (Kulhanek, O, 1976).

Un importante teorema, conocido como teorema de muestreo, establece que una // función f dada por sus ordenadas f_0, f_1, \dots, f_{n-1} en un conjunto finito de puntos equiespaciados a igual distancia Δx , puede ser aproximada mediante la siguiente función continua:

$$f^*(x) = \sum_{k=0}^{n-1} f_k \frac{\text{sen} \pi / \Delta x (x - k \Delta x)}{\pi / \Delta x (x - k \Delta x)}$$

cuya transformada de Fourier continua vale cero para valores de la frecuencia $|w| > 1/2 \Delta x$, frecuencia de Nyquist o de repliegue.

Dado que la transformada discreta de Fourier de la función f es igual a la // transformada continua de f^* , al muestrear una función arbitraria se pierde toda información relativa a frecuencias mayores que la de Nyquist. Si el aporte de / dichas frecuencias es importante se produce el fenómeno denominado "aliasing".

Además, y de acuerdo con Baranov(1976) se ha comprobado la dependencia que existe entre la altura de la prolongación y el espaciamiento de muestreo de manera tal que al prolongar un campo a profundidades mayores que el espaciamiento / de grilla se producen oscilaciones en el espectro y en consecuencia los resultados no son confiables.

Existe además otra restricción para la altura de continuación indicada por // Henderson R.G. (1960) de modo que cuando la altura de continuación excede la mitad de la profundidad de entierro de cuerpos rectangulares ó la mitad de la profundidad al centro para cuerpos esféricos, puede esperarse que el error exceda el 10%.

Por otra parte, la representación de un campo potencial por series de Fourier implica periodicidad del campo a representar y dado que en la práctica el campo de isoanómalas no es periódico se cometen errores de borde.

La forma usual de disminuir el efecto de periodicidad consiste en extender el campo potencial en estudio, operar con el campo extendido y eliminar luego todos los valores agregados. Este procedimiento puede llevarse a cabo de distintas maneras:

Extensión del campo potencial con ceros

Este método fue propuesto por Sato (1954), quien sugirió la inserción de regiones nulas conectadas con los bordes del campo potencial a prolongar.

En Fig. 2a se muestra el plano de isoanómalas de gravedad correspondiente al efecto gravimétrico conjunto de un paralelepípedo bidimensional y una esfera homogénea y su representación tridimensional y en Fig. 2b la sección del plano de // Fig. 2a para $y=0$.

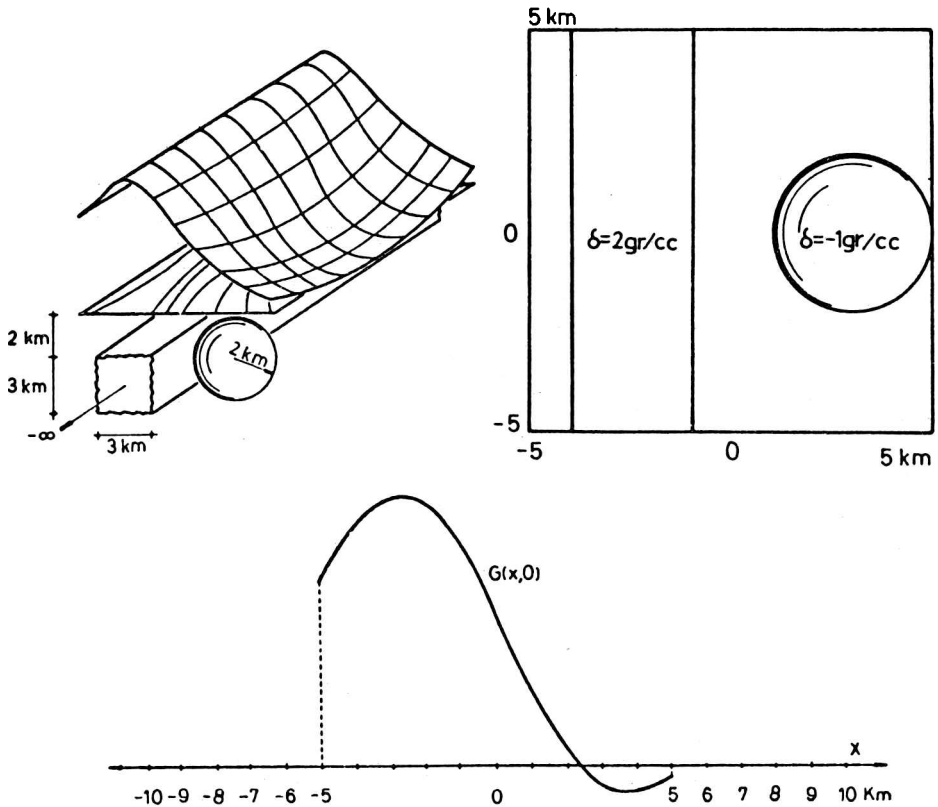


Fig.2: a) Isoanómalas de gravedad correspondientes al efecto gravimétrico conjunto de un paralelepípedo bidimensional de sección rectangular y una esfera homogénea.

b) Sección del plano de isoanómalas para $y=0$.

Los campos potenciales de Fig. 2a y 2b fueron extendidos con valores nulos y // prolongados con distintas cotas de prolongación.

Las diferencias entre los valores teóricos esperados de la prolongación y los / calculados, como era de suponer, disminuyen en los extremos del campo prolongado con ceros. La disminución del error se hace más notable a medida que se incrementa el valor absoluto de la cota de prolongación.

En Fig. 3 se muestran las prolongaciones ascendentes para $z=1\text{Km}$. calculadas con los datos de Fig. 2b , con los datos extendidos con ceros y los valores teóricos esperados.

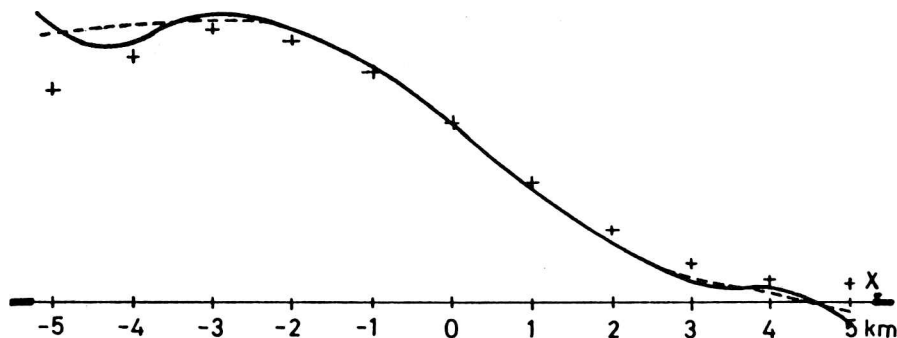


Fig. 3: Prolongaciones ascendentes para $z=1\text{Km}$. con los datos de Fig. 2b (—) , con los datos extendidos con ceros (---) y valores teóricos esperados (+)

Extensión del campo potencial con constantes

Tsay (1974 y 1978) sugiere que la extensión del campo potencial se lleve a cabo mediante la adición de datos constantes a ambos lados de los perfiles a continuar.

Este método fue el adoptado por Pacino (1984) para la disminución del error por truncamiento en la continuación analítica de datos potenciales en el dominio espacial con muy buenos resultados.

En los numerosos ejemplos efectuados se comprobó que con este procedimiento la / disminución de los errores en los bordes es mayor que con el método anterior.

En Fig. 4 se graficaron las prolongaciones ascendentes para $z=1\text{Km}$. calculadas // con los datos de Fig. 2b , con los datos extendidos con constantes y los valores teóricos esperados

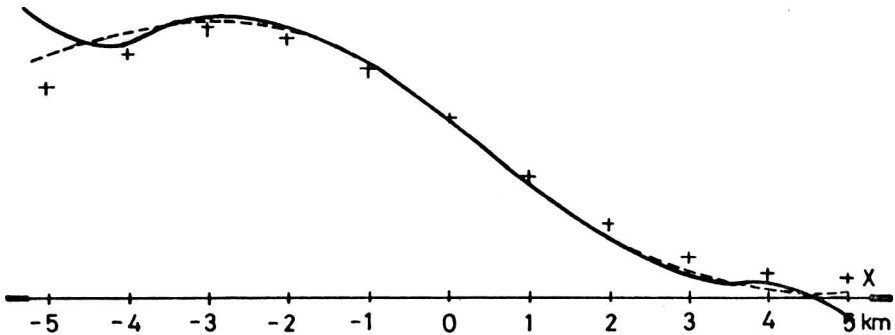


Fig. 4: Prolongaciones ascendentes para $z=1\text{km}$. calculadas con los datos de Fig.2b (—), con los datos extendidos con constantes (----) y valores teóricos esperados (+).

Extensión del campo potencial con valores pertenecientes a rectas de pendiente uniforme tendiendo a cero

Una solución intermedia entre los métodos anteriores se encuentra al extender el campo potencial hacia ambos lados con rectas de pendiente uniforme y que tienden a un valor de $g=0$.

Las prolongaciones ascendentes para $z=1\text{ km}$. calculadas con los datos de Fig.2b , con los datos extendidos con este método y los valores teóricos esperados son los que se muestran en Fig. 5.

Puede verse como con este procedimiento de extensión de perfiles y áreas el error de periodicidad disminuye considerablemente.

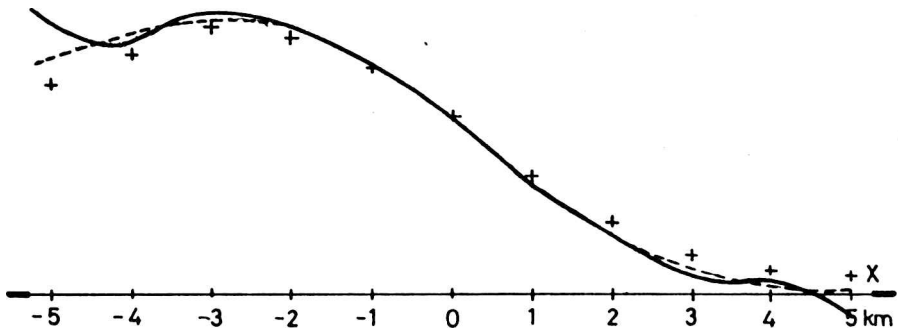


Fig.5: Prolongaciones ascendentes para $z=1\text{km}$. calculadas con los datos de Fig. 2b, (—), con los datos extendidos (----) y valores teóricos esperados (+)

Continuación lateral

Baranov (1975) propone un método de continuación lateral de perfiles y áreas que asegura que la función y su derivada parcial de primer orden será continua dentro del área ampliada.

Así, si tenemos un perfil gravimétrico (ó magnético) definido en un intervalo / (x_1, x_2) como el de Fig.6, éste podrá ampliarse a un intervalo (a, b) , con $x_1 > a$ y $x_2 < b$ haciendo

$$\begin{aligned}
 g(x) &= 2g(x_1) - g(2x_1 - x) && \text{si } a < x < x_1 \\
 \text{y } g(x) &= 2g(x_2) - g(2x_2 - x) && \text{si } b > x > x_2
 \end{aligned}$$

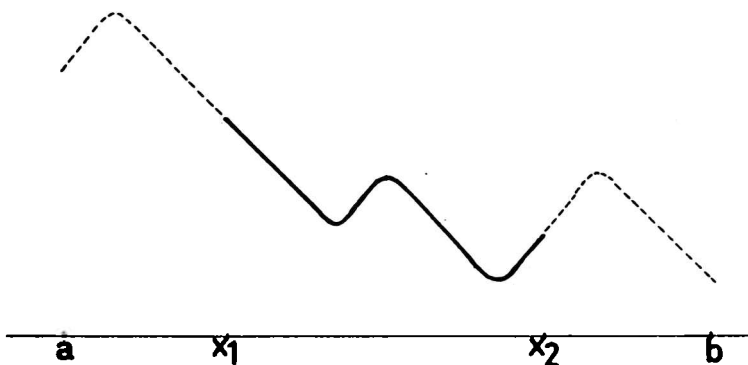


Fig.6: Función definida en un intervalo (x_1, x_2) continuada lateralmente al intervalo (a, b) .

Cuando el campo de isoanómalas está definido dentro de un rectángulo con $x_1 \times x_2$ y y_1 y y_2 denominado R_0 en Fig.7 la continuación lateral se lleva a cabo haciendo

- $g(x, y) = 2g(x_1, y) - g(2x_1 - x, y)$ en la región R_1
- $g(x, y) = 2g(x_2, y) - g(2x_2 - x, y)$ en la región R_2
- $g(x, y) = 2g(x, y_1) - g(x, 2y_1 - y)$ en la región R_3
- $g(x, y) = 2g(x, y_2) - g(x, 2y_2 - y)$ en la región R_4

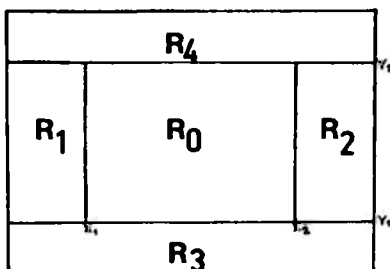


Fig.7: Continuación lateral de una función definida en la región R_0

En prolongaciones de campo este método da buenos resultados sólo si el campo potencial a filtrar presenta la forma clásica de campana.

Prolongación de campos mediante transformada de Fourier de la función de convolución

Cuando se tiene un perfil g en un plano horizontal, la ley que determina el perfil en otro plano horizontal situado d Km. más arriba es:

$$g_1(\xi) = \frac{d}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{g(x)}{(x-\xi)^2 + d^2} dx \quad (1)$$

Definiendo la función $h(x) = d/(x^2+d^2)$ es inmediato que $g_1 = \frac{1}{\pi} g * h$

Puesto que la transformada de Fourier de una convolución es igual al producto de las transformadas, tendremos:

$$G(g_1) = \frac{1}{\pi} G(g) G(h) \quad (2)$$

donde $G(h)(w) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{d}{x^2+d^2} e^{-2\pi wxi} dx = e^{-2\pi |w| d}$

Esta es la ecuación dada por Tsuboi-Fuchida (1937) y por este motivo se multiplican por exponenciales cada término de la transformada $G(g)(w)$.

En la práctica se trabaja con perfiles cuyos valores son conocidos en un intervalo $(-a,a)$. Si se supone que fuera de ese intervalo el campo es periódico, puede aplicarse (1) directamente.

Si en cambio la hipótesis es que el campo fuera del intervalo $(-a,a)$ vale cero, (1) se convierte en

$$g_1(\xi) = \frac{d}{\pi} \int_{-a}^a \frac{g(x)}{(x-\xi)^2 + d^2} dx \quad (2')$$

Definiendo la función $h^*(x) = \begin{cases} d/(x^2 + d^2) & \text{si } x \in (-a,a) \\ 0 & \text{si } x \notin (-a,a) \end{cases}$

la ecuación 2' puede expresarse como

$$g_1(\xi) = \frac{d}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{g(x)}{(x-\xi)^2 + d^2} dx$$

Luego $g_1 = \frac{g}{\pi} * h^*$

y $G(g_1) = \frac{1}{\pi} G(g) G(h)$ (3)

La transformada de Fourier de h^* es

$$G(h)(w) = \int_{-a}^a \frac{d}{x^2+d^2} e^{-2\pi wxi} dx = \int_{-a}^a \frac{d}{x^2+d^2} e^{-2\pi wxi} dx$$

Esta integral, en un intervalo finito, no tiene expresión analítica conocida. Ha-

brá que resolverla por transformación discreta con un número suficiente de puntos entre $-a$ y a .

Entonces de (3) se ve que en lugar de multiplicar la transformada de g por exponenciales, se multiplica por la transformada de otra función. Si la prolongación se efectúa hacia abajo se debe dividir en lugar de multiplicar.

Los resultados obtenidos son luego antitransformados al dominio espacial.

Este método tiende a disminuir el error de periodicidad pero introduce el error por truncamiento tanto del campo como de la función de convolución. No obstante, pueden obtenerse muy buenos resultados si se lo combina con alguno de los métodos de extensión lateral explicados.

En Fig.8 se muestra la prolongación ascendente para $z=1\text{km}$. del campo potencial de Fig.2b extendida con ceros, la correspondiente al cálculo con este método y / los valores teóricos esperados.

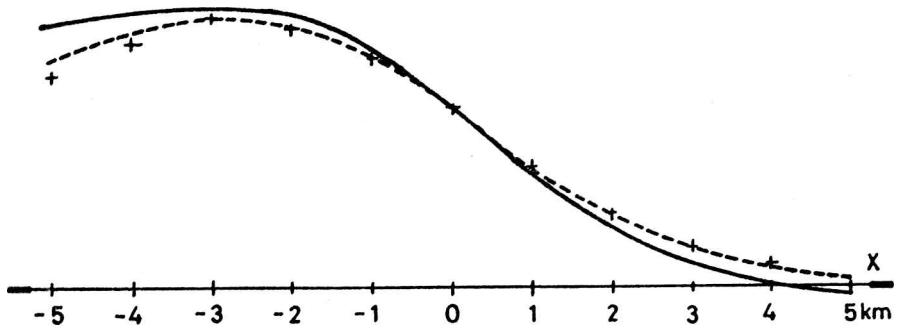


Fig.8: Prolongaciones ascendentes para $z=1\text{km}$. del campo potencial de Fig. 2b extendida con ceros calculadas con el método clásico (—), mediante transformada de Fourier de la función de convolución (-----) y valores teóricos esperados (+).

CONCLUSIONES

El análisis de los resultados obtenidos al prolongar campos potenciales en el dominio frecuencial revela la necesidad de respetar el Teorema de Muestreo a los fines de minimizar la influencia del error por digitalización y evitar el fenómeno de aliasing.

Además se advierte que, para disminuir el error por periodicidad debe llevarse a cabo una extensión lateral de los datos.

Para tal fin se detallan cinco métodos, extensión lateral con ceros, con constantes, con rectas de pendiente uniforme, continuación lateral de Baranov y prolongación de campos mediante transformada de Fourier de la función de convolución, señalando que con el último se obtienen los mejores resultados.

El análisis comparativo de los resultados obtenidos al prolongar campos potenciales en los dominios frecuencial y espacial revela que los valores más precisos son los obtenidos al efectuar el cálculo en el dominio espacial.

Sin embargo, el gran ahorro de tiempo de cálculo que supone el uso de la FFT justifica en algunos casos, fundamentalmente en cálculos areales, el uso del dominio frecuencial.

En un trabajo actualmente en ejecución se está realizando una comparación más completa de ambos métodos.

RECONOCIMIENTO: A Y.P.F. por facilitarnos el uso de sus computadoras.

BIBLIOGRAFIA

BARANOV, W. (1975). Potential Fields and their Transformations in Applied Geophysics. Gebruder Borntraeger. Berlín. 122 pp.

COCHRAN, W.T. et al. (1967). What is the Fast Fourier Transform?. Proc. IEEE, 55,1664-1674

COOLEY Y TUCKEY (1965). An Algorithm for the Machine Calculation of Complex Fourier Series. Math. Comput. Vol 19, p.297-301.

DEAN, W.C.(1958). Frequency Analysis for Gravity and Magnetic Interpretation.

DEHLINGER, P. (1978). Marine Gravity. Elsevier Scientific Publishing Company 322 pp.

HENDERSON-ZIETZ (1949). The Upward Continuation of Anomalies in Total Magnetic Intensity Fields. Geopys.14,517-534.

INTROCASO et al. (1984). Crustal Structure in Southern Uruguay from Gravimetric Study of the Santa Lucía Basin. Bollettino di Geofísica Teórica ed Applicata. Vol XXVI, N.101-102.

KULHANEK, O. (1976). Introduction to Digital Filtering in Geophysics.Elsevier Scientific Publishing Company. 168 pp.

MORELLI, C. (1967). Gravimetría. Ed. Del Bianco - Udine. 575 pp.

PACINO, M.C. (1983). Determinación de Anomalías de Gravedad Regionales y Residuales por medio de Superficies de Tendencia. II Simposio sudamericano de COGEOGDATA. Vol 1, p.151-171.

PACINO, M.C. (1984). Prolongación ascendente de datos potenciales en el dominio espacial.

PETERS, L.J: (1949). The Direct Approach to Magnetic Interpretation and its Practical Application. Geophys. XIV, 290.

ROSENBACH, O. (1953). A Contribution to the Computation of the Second Derivative from Gravity Data. Geophys XVIII, 894.

SATO, Y. (1954). A Note on Tsuboi-Nagata's Method. Bull. Earth Res. Inst. 32, 259-269.

TSAY, L.J. (1974). The Use of Fourier Series Method in Upward Continuation with new Improvements. Geophys. Prosp. 23. 28-41.

TSAY, L.J. (1978). A Spatial Analysis of Upward Continuation of Potential Field Data. Geophys. Prosp. Vol.26, N°4, 822-840.

TSUBOI, C. (1937). Relation Between Gravity Anomalies and the Corresponding Mass Distribution. Bull. Esrthq. 15, 636-649.

INVESTIGACION GRAVIMETRICA PRELIMINAR DE PARTE
DEL NOROESTE ARGENTINO

Ricardo L. Gerster

Instituto de Física Rosario, Facultad de Ingeniería

Universidad Nacional de Rosario

Rosario, Argentina

RESUMEN

Se analizan varios perfiles gravimétricos en el Noroeste Argentino, proponiendo diversos modelos para la raíz Andina; evaluando el efecto gravimétrico de la misma sobre la Sierra de Aconquija sobre la que se hacen algunas consideraciones isostáticas. Se determina la importancia del efecto andino sobre zonas aledañas y la posible ausencia de engrosamiento cortical en sierras de ancho reducido como el caso del Aconquija.

ABSTRACT

Several gravimetrical profiles at the Argentine North-West were analyzed. Different models for the Andean rooth were proposed and it's gravimetrical effect over the Aconquija ridge mountains was evaluated. Some isostatic considerations over the Aconquija were performed. The Andean effect importance over neighbour areas and the possible absence of cortical overthickness above narrow ridge mountains as the Aconquija, were determined.

INTRODUCCION

La región abarcada, representa un área de gran interés geofísico para la República Argentina. Relacionada con el proceso de subducción de la placa de Nazca por debajo del continente sudamericano, la zona presenta áreas de inactividad sísmica, alteraciones hidrotermales y una disrupción del estilo estructural andino. (Fig 1)

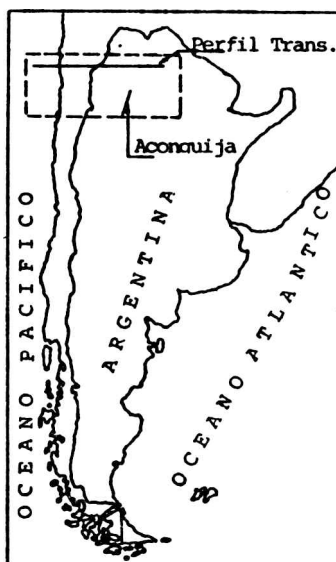


Fig. 1: Ubicación relativa de la zona analizada.

La región andina latinoamericana es el sistema montañoso más notable del cinturón orogénico circumpacífico. Se trata de un modelo original de cadena montañosa cuya evolución y estilo durante el ciclo ándico, mesozoico y cenozoico, excluyendo a los ciclos anteriores (paleozoicos y más antiguos), se opone clásicamente a los Alpes (Aubouin y Borrelo, 1966, 1970).

El sector central (sistema chileno-argentino), caracterizado por la ausencia de flysch, ofilitas, metamorfismo general, etc, es del tipo marginal y representa el sistema andino propiamente tal. En sus dos extremos, la cadena marginal

pasa mediante relaciones tectónicas notables a cadenas típicamente geosinclinales.

Se propondrán varios modelos para la raíz andina evaluados en función de perfiles gravimétricos; se cuantifica asimismo el efecto regional de la misma sobre la zona.

Corregidos los perfiles gravimétricos del efecto andino se realiza un análisis isostático de la Sierra de Aconquija, comparando su comportamiento con otras sierras pampeanas. Asimismo se evalúa la corrección topográfica de la misma, aproximándola con un modelo poliédrico tridimensional.

METODOLOGIA DE CALCULO

Se calcularon previamente las anomalías de Aire Libre y Bouguer, utilizando para ello la expresión teórica de 1967. Los valores de gobs están referidos a la estación de Miguelete (Bs As).

Las clásicas anomalías obedecen a las siguientes expresiones:

$$A_{Al} : Gob - (\gamma - 0,3086 h)$$

$$A_B : A_{Al} - 0,1118 h$$

siendo: A_{Al} : anomalía de aire libre

A_B : anomalía de Bouguer

γ : valor teórico de gravedad

h : altitud topográfica en metros

Calculados estos valores se realiza el perfil RESISTENCIA - SOCOMPA, que se prolonga hasta el oceano Pacífico con datos de Weschel (1955) (Fig 2).

Se define a continuación una anomalía Regional, que será utilizada para calcular una serie de modelos, suponiendo una densidad promedio para la corteza de 2,9 g/cc y de 3,3 g/cc para el manto superior subyacente.

Se utiliza para ello los métodos poligonales directo e inverso adaptados a una computadora TI 99/4.

El modelo MP1 da como resultado un espesor cortical de 63,55 km a partir del N.M.M. (Fig 3)

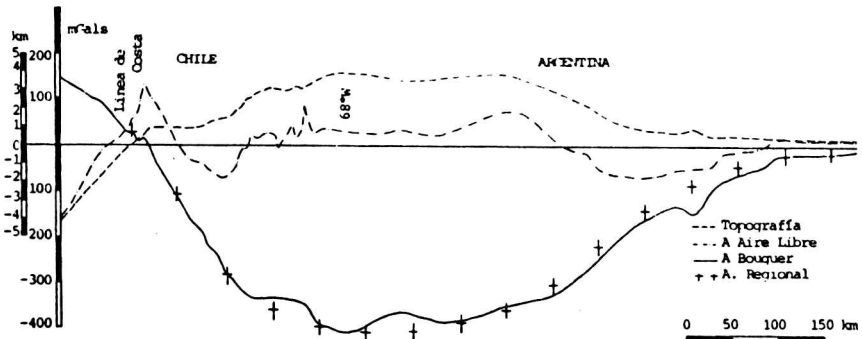


Fig. 2: Perfil transcordillerano E-W.

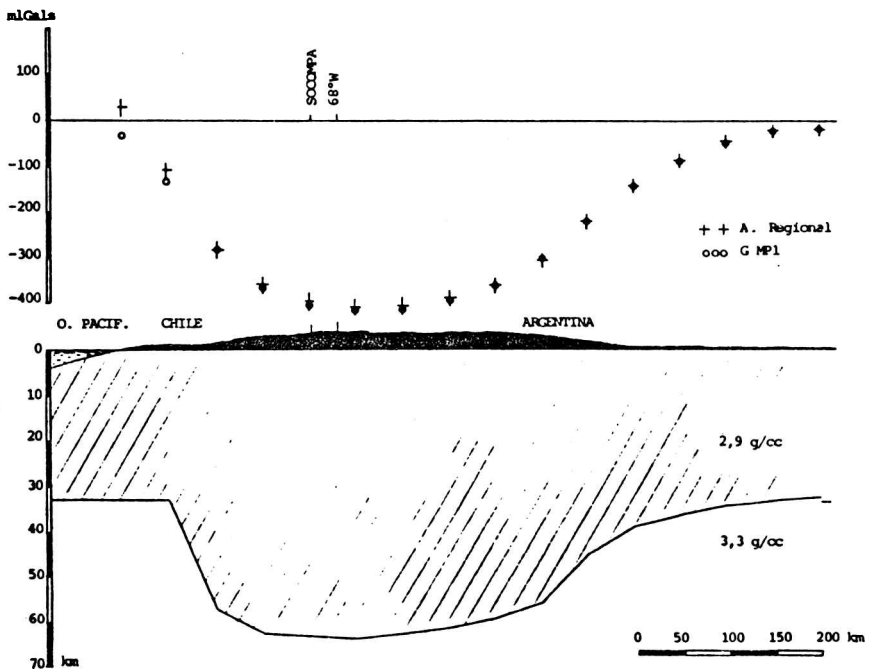


Fig. 3: Modelo gravimétrico MP1 de una sola capa.

Si siguiendo la hipótesis hidrostática calculemos la raíz correspondiente a un bloque en flotación de altitud media similar a la de la zona en estudio (4000m)

Tendremos: $2,67 h + 2,9 R = 3,3 R$

$$R = \frac{2,67}{(3,3 - 2,9)} h = 27,7 \text{ km}$$

$$\sqrt{P} = \frac{2,67 \times 4 + 2,9 \times 59,7}{63,7} = 2,88555 \Rightarrow$$

$$BL = 59,7 \times \left(1 - \frac{\sqrt{P}}{3,3}\right) = 8 \text{ km}$$

Espesor cortical a partir del NMM = 59,7 km

A partir de estos resultados podríamos decir que la zona está sobrecompensada lo que implicaría, en ausencia de esfuerzos de retención posibilidad de levantamiento (Fig 4)

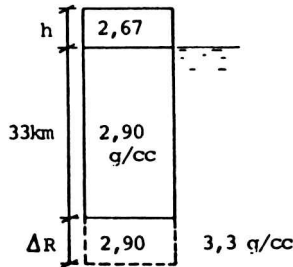


Fig. 4: Columna hidrostática correspondiente a un modelo similar al de la zona

El modelo MP1 (Fig 3) considera una corteza con una densidad promedio de 2,9 g/cc, sin tener en cuenta ninguna diferenciación. Consideremos ahora, la discontinuidad de Conrad que separa dos zonas de densidades diferentes, 2,85 g/cc la superior y 2,95 g/cc la inferior. Para el manto se seguirá utilizando 3,3 g/cc. (Fig 5)

Se calcula en este caso el modelo MP2 utilizando una combinación de los métodos poligonales directo e inverso (Fig 6). El espesor cortical hallado es idéntico al del modelo anterior MP1 (63,55 km).

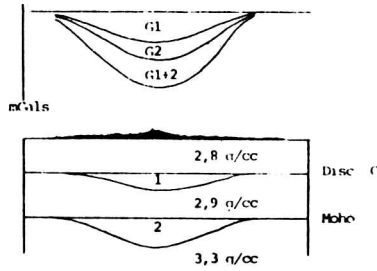


Fig. 5: Efectos gravimétricos de las dos masa anómalas originadas por el engrosamiento cortical.

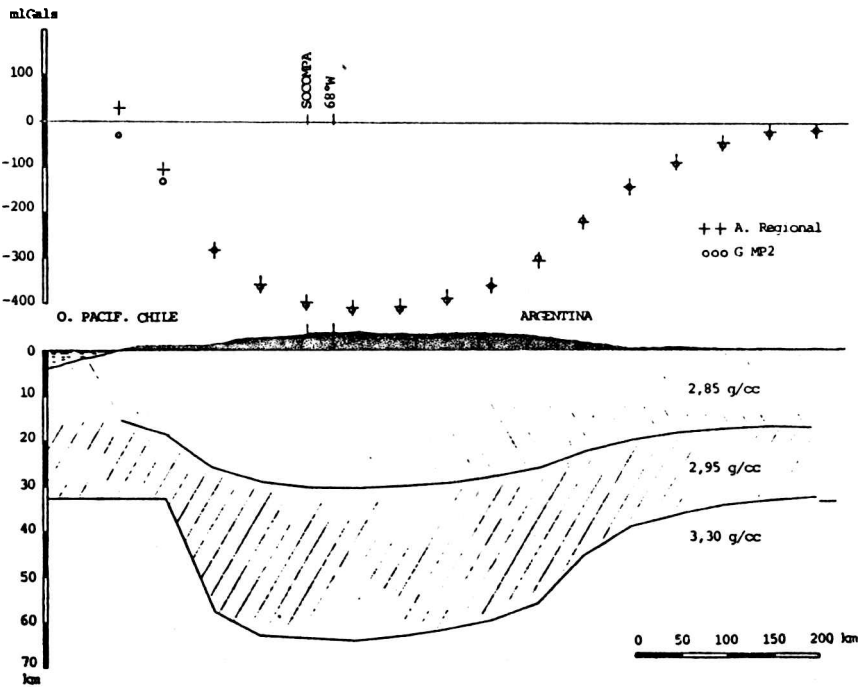


Fig. 6: Modelo gravimétrico MP2 de dos capas.

ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO DEL ACONQUIJA

Analizamos a continuación el perfil gravimétrico Andalgalá-Santa María que con orientación SSW - NNE recorre la sierra de Aconquiya por el lado occidental (Fig 7), (ver ubicación en Fig 1).

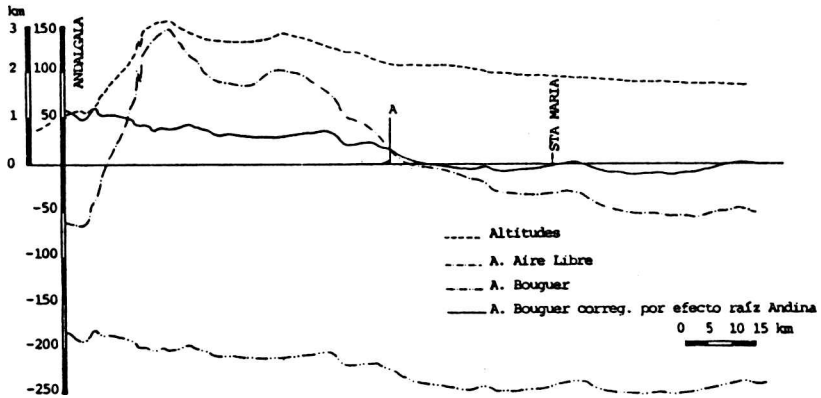


Fig. 7: Perfil Andalgalá - Santa María ubicado al W de la sierra de Aconquiya.

Las alturas del perfil oscilan en los 2.000 m, con un máximo de 3.109 m. Las anomalías de Aire Libre se incrementan hacia el S. Es significativo el hecho de que la zona de mayor relieve, si bien tiene anomalías de Aire Libre positivas como es de esperar, presenta, descontado el efecto andino, anomalías de Bouguer positivas llegando a superar los 50 mGals. Esto indicaría en primera instancia la ausencia de una raíz compensadora local, en contradicción con la hipótesis de algunos investigadores.

Se observa además, la importancia que tiene la corrección por efecto andino en áreas cercanas a la cordillera de los Andes.

Wollard (1959, 1960, 1968,...) e Introcaso (1977) mencionan que la isostasia no parece ser operativa en zonas de ancho limitado. De este modo una corteza de suficiente potencia puede sostener perfectamente masas positivas sin necesidad de asociar raíces compensadoras locales.

Se pretende calcular a continuación, el efecto gravimétrico de una supuesta raíz compensadora. Para ello se aproxima la sierra de Aconquija con un sistema de paralelepípedos con una densidad promedio de 2,67 g/cc (Fig 8).

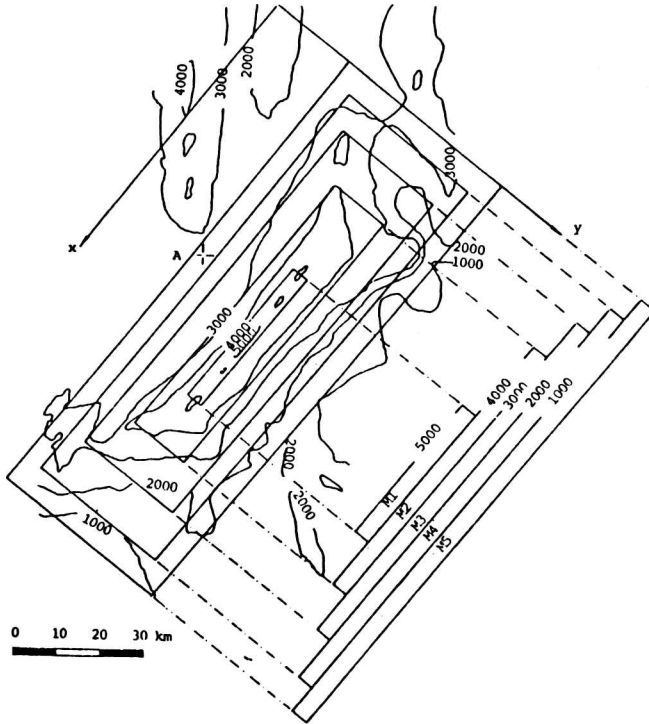


Fig. 8: Topografía regularizada del Aconquija.

Se supone que la masa descansa sobre un solo bloque y se calcula la raíz correspondiente mediante la expresión de Airy Heiskanen (Fig 9).

$$S = 90 \times 130 = 11.700 \text{ km}^2 \implies h = 1,2 \text{ km}$$

$$R = h \frac{2,67}{3,30 - 2,90} = 4,45 h = 8,01 \text{ km}$$

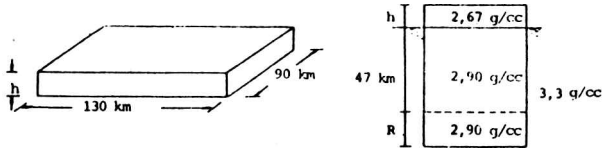


Fig. 9: Columna hidrostática correspondiente al modelo de la sierra de Aconquiya

Se calcula ahora el efecto gravimétrico de la supuesta raíz sobre la estación A del perfil Andalgalá-Sta María. Utilizando el método directo para el cálculo de efectos de cuerpos tridimensionales (Fig 10) el valor obtenido fue de 41 mGals.

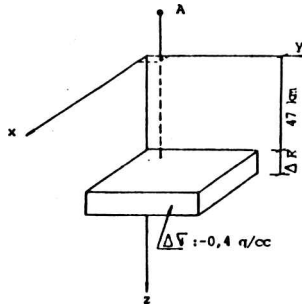


Fig. 10: Efecto gravimétrico sobre la estación A del perfil Andalgalá-Sta María, producido por una hipotética "raíz" paralelepípedica bajo el Aconquiya.

Se evalúa a continuación el efecto topográfico de la sierra de Aconquiya. Para ello aproximamos al conjunto montañoso con un cuerpo poliédrico, calculando luego el efecto gravimétrico sobre la estación A antes considerada (Fig 11). El valor obtenido fue de 5 mGals.

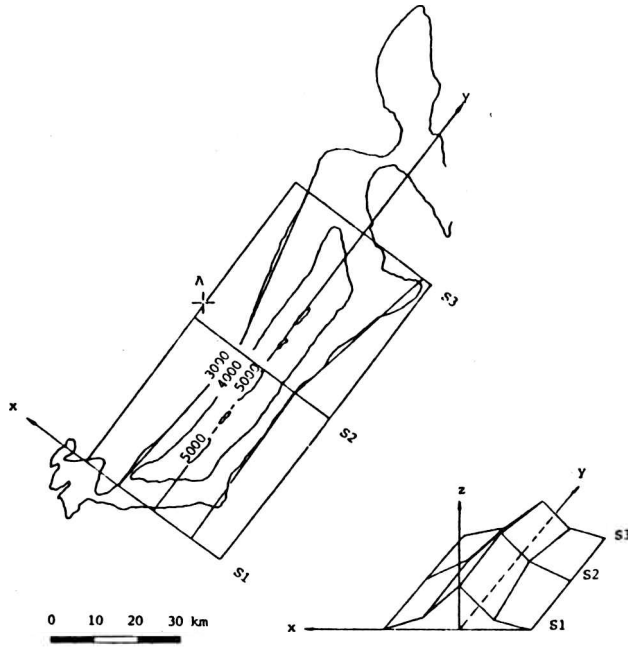


Fig. 11: Aproximación de la sierra de Aconkuija con un cuerpo polifédrico para el cálculo del efecto topográfico sobre la estación A.

CONCLUSIONES

Se han realizado dos modelos para la raíz Andina, uno (MP1), con valores de densidad promedio para la corteza de 2,9 g/cc, el otro, diferenciando las dos zonas separadas por la discontinuidad de Conrad. Ambos modelos muestran un engrosamiento cortical que a partir del N.M.M. llega a los 63,5 km aproximadamente, valor que podría exceder el necesario para un equilibrio isostático. Podría indicar esto un estado de retención (isostasia pasiva) o de ascenso (isostasia activa). Estudios geofísicos futuros sobre el comportamiento de la placa litosférica subductada permitirán seguramente dilucidar esta cuestión.

Se muestra la necesidad de eliminar el efecto andino antes de realizar cualquier tipo de análisis sobre perfiles cercanos. La importancia que adquiere (50 mGals a unos 450 km del eje cordillerano) es indiscutible y la desconsideración del mismo induciría errores de interpretación inaceptables.

La sierra de Aconquija no presentaría engrosamiento cortical, por el contrario podría existir un exceso de masa subyacente. Así lo indica la anomalía de Bouguer corregida, que sería incrementada por un efecto topográfico despreciable de 5 mGals. De existir una raíz compensadora local en la zona del Aconquija, la anomalía calculada debería descender unos 40 mGals.

NOTA

Este trabajo constituye una síntesis del Proyecto Final de Ingeniería, dirigido por el Ing. Antonio Introcaso, expuesto ante el tribunal examinador el 13 de abril de 1984.

BIBLIOGRAFIA

- Aubouin J., Borrello A. V., 1966. Chaines andines et chaines alpines regard sur la geologie de la Cordillere des Andes du parallele de l'Argentine moyenne. Bull. Soc. Geol. France, 7, p. 1050-1070, Paris.
- Aubouin J., Borrello A. V., 1970. Tectoniques superposées et cycles orogéniques successifs: le Nord argentin. Bull. Soc. Geol., France.
- Introcaso A., 1977. Resultados gravimétricos a través de la parte media de la Sierra de Córdoba-República Argentina. Revista de Geofísica (I.P.G.H.) n°6, junio 1977, p. 119-131.
- Weschel P., 1955. Tesis doctoral inédita. Universidad de Columbia. EEUU.
- Woollard G. P., 1959. Crustal structure from gravity and seismic measurements. Jour. Geoph. Res. Vol. 64, n°10, p. 1521-1544.
- Woollard G. P., Ostenso N. A., Thiel E., Bonini W. E., 1960. Gravity anomalies crustal structure and geology in Alaska. Jour. Geoph. Res. Vol. 65, n°3, p. 1021-1037.
- Woollard G. P., 1968. The interrelationship of the crust, the upper mantle and Isostatic anomalies in the United States. Geophys. Monograph 12. p. 312-341.

INDICE DE AUTORES

	Página
BARBIERI, Patricia M. (de CARLETTO M.C., MINETTI, J.L., MENEGAZZO de GARCIA, M.I. y...): Análisis de autocorrelaciones en series hidrológicas andinas.	181
BONINSEGNA, José (de Villalba, R y...): Desarrollo de cronologías en el noroeste argentino.	131
BURGOS, Juan J. (de SCARPATI O.E. y...): Topoclimatología teórica en campos altos de Mendoza, República Argentina.	193
CARANTI, Jorge M.: El rol del potencial de contacto en la electrificación de tormentas.	227
CARANTI, Jorge M. (de... y RE, M.A.): Conductividad eléctrica en muestras delgadas de hielo.	241
CARLETTO, Martha C. (de..., MINETTI, J.L., MENEGAZZO de GARCIA, M.I. y BARBIERI, P.M.): Análisis de autocorrelaciones en series hidrológicas andinas.	181
CARLSON, Toby N. (de FLORES, A.L. y...): Acerca de la estimación de la disponibilidad de humedad en el suelo a partir de mediciones remotas.	119
COMPAGNUCCI, Rosa Hilda (de... y VARGAS W.M.): Tipificación de los campos béricos de superficie para julio de 1972 a 1977. Análisis por componentes principales no-rotadas.	57
COMPAGNUCCI, Rosa Hilda (de... y VARGAS W.M.): Regionalización del campo de presión del mes de julio, para la parte austral de Sudamérica.	71
COMPAGNUCCI, Rosa Hilda (de..., FORNERO L. y VARGAS, W.M.): Algunos métodos estadísticos para tipificación de situaciones sinópticas: discusión metodológica.	43
COMPAGNUCCI, Rosa Hilda (de VARGAS W.M. y...): Relaciones del régimen de precipitación entre Santiago de Chile y las series de la región cordillerana.	81
DEL BARRIO, Ricardo A. (de TROHA A. y...): Infiltración de agua en suelos de la cuenca deprimida del Río Salado, Provincia de Buenos Aires.	153
FLORES, Alberto L. (de... y CARLSON T.N.): Acerca de la estimación de la disponibilidad de humedad en el suelo a partir de mediciones remotas.	119
FORNERO, Luis (de COMPAGNUCCI, R.H.,... y VARGAS W.M.): Algunos métodos estadísticos para tipificación de situaciones sinópticas: discusión metodológica.	43
GERSTER, Ricardo L.: Investigación gravimétrica preliminar de parte del noroeste argentino.	281
GIRALDEZ, Alberto E.: Influencia del terminador solar en el espectro acústico gravitatorio de la región F.	145
GUSPI, Fernando (de... y PACINO M.C.): Prolongación ascendente y descendente de campos potenciales en el dominio frecuencial.	267
IBÁÑEZ, Carlos R. (de RODRIGUEZ R.C. y...): Precisión de los resultados de la poligonación de primer orden en la red fundamental.	205
INTROCASO, A. (de PACINO, M.C. e...): Prolongación ascendente de campos potenciales en el dominio espacial.	253
MENEGAZZO de GARCIA, María I. (de CARLETTO, M.C., MINETTI, J.L.,... y BARBIERI, P.M.): Análisis de autocorrelaciones en series hidrológicas andinas.	181
MINETTI, Juan L.: Precipitación y escurrimientos superficiales de ríos andinos.	167
MINETTI, Juan L. (de CARLETTO M.C.,..., MENEGAZZO de GARCIA, M.I. y BARBIERI, P.M.): Análisis de autocorrelaciones en series hidrológicas andinas.	181
PACINO, M. Cristina (de... e INTRODASO A.): Prolongación ascendente de campos potenciales en el dominio espacial.	253
PACINO M. Cristina (de GUSPI, F. y...): Prolongación ascendente y descendente de campos potenciales en el dominio frecuencial.	267

PERDOMO , Raúl L. (de... y RODRIGUEZ R.): Contribución argentina al proyecto internacional MERIT/COTES.	1
PERDOMO, Raúl L. (de SOTO J.R. y...): Análisis de posiciones puntuales en una misma estación con distintos equipos Doppler.	215
PRIETO, María R.: Implementación de un archivo de datos climáticos de los Andes Centrales derivados de información periodística.	95
PRIETO, María R.: Determinación de posibles cambios climáticos mediante la comparación del régimen de precipitaciones de los siglos XVIII, XIX y XX, en Mendoza.	107
RE, Miguel A. (de CARANTI, J.M. y...) Conductividad eléctrica en muestras delgadas de hielo.	241
RODRIGUEZ, Rubén C. (de... e IBÁÑEZ, C.R.): Precisión de los resultados de la poligonación de primer orden en la red fundamental.	205
RODRIGUEZ, Rubén C. (de PERDOMO R. y...): Contribución argentina al proyecto internacional MERIT/COTES.	1
SAAVEDRA, Nelson: Modelo climático simple para Concepción.	13
SCARPATI, Olga E. (de... y BURGOS J.J.): Topoclimatología teórica en campos altos de Mendoza, República Argentina.	193
SCHNEIDER. Otto (de VAN ZELE. M.A. y...): Búsqueda de rastros de la corriente anillo en el Polo Sur.	139
SOSA TORRES, Rafael: Determinación del geoide con datos heterogéneos.	27
Soto, Jaime R. (de... y PERDOMO R.A.): Análisis de posiciones puntuales en una misma estación con distintos equipos Doppler.	215
TROHA, Adrián (de... y DEL BARRIO R.A.): Infiltración de agua en suelos de la cuenca deprimida del río Salado, Provincia de Buenos Aires.	153
VAN ZELE, María Andrea (de... y SCHNEIDER O.): Búsqueda de rastros de la corriente anillo en el Polo Sur.	139
VARGAS, Walter M. (de... y COMPAGNUCCI, R.H.): Relaciones del régimen de precipitación entre Santiago de Chile y las series de la región cordillerana.	81
VARGAS, Walter M. (de COMPAGNUCCI, R.H. y...): Tipificación de los campos béricos de superficie para julio 1972 a 1977 Análisis por componentes principales no-rotadas.	57
VARGAS, Walter M. (de COMPAGNUCCI, R.H. y...): Regionalización del campo de presión del mes de julio, para la parte austral de Sudamérica.	71
VARGAS, Walter M. (de COMPAGNUCCI, R.H., FORNERO L. y...): Algunos métodos estadísticos para tipificación de situaciones sinópticas: discusión metodológica.	43
VILLALBA, Ricardo (de... BONINSEGNA, J.): Desarrollo de cronologías en el noroeste argentino.	131

CONTENIDO

	Página
Contribución argentina al proyecto internacional MERIT/COTES. RAUL PERDOMO Y RUBEN RODRIGUEZ	1
Modelo climático simple para Concepción. NELSON SAAVEDRA	13
Determinación del geoides con datos heterogéneos. RAFAEL SOSA TORRES	27
Algunos métodos estadísticos para tipificación de situaciones sinópticas: discusión metodológica. ROSA HILDA COMPAGNUCCI, LUIS FORNERO Y WALTER MARIO VARGAS	43
Tipificación de los campos béricos de superficie para julio 1972 a 1977. Análisis por componentes principales no-rotadas. ROSA HILDA COMPAGNUCCI Y WALTER MARIO VARGAS	57
Regionalización del campo de presión del mes de julio, para la parte austral de Sudamérica. ROSA HILDA COMPAGNUCCI Y WALTER MARIO VARGAS	71
Relaciones del régimen de precipitación entre Santiago de Chile y las series de la región cordillerana. WALTER MARIO VARGAS Y ROSA HILDA COMPAGNUCCI	81
Implementación de un archivo de datos climáticos de los Andes Centrales derivados de información periodística. MARIA R. PRIETO	95
Determinación de posibles cambios climáticos mediante la com- paración del régimen de precipitaciones de los siglos XVIII, XIX y XX en Mendoza. MARIA R. PRIETO	107
Acerca de la estimación de la disponibilidad de humedad en el suelo a partir de mediciones remotas. ALBERTO L. FLORES Y TOBY N. CARLSON	119
Desarrollo de cronologías en el noroeste argentino. RICARDO VILLALBA Y JOSE BONINSEGNA	131
Búsqueda de rastros de la corriente anillo en el Polo Sur. MARIA ANDREA VAN ZELE Y OTTO SCHNEIDER	139
Influencia del terminador solar en el espectro acústico gravi- tatorio de la región F. ALBERTO E. GIRALDEZ	145
Infiltración de agua en el suelo de la cuenca deprimida del río Salado. Provincia de Buenos Aires. ADRIAN TROHA Y RICARDO A. DEL BARRIO	153
Precipitación y escurrimientos superficiales de ríos andinos. JUAN L. MINETTI	167

	Página
Análisis de autocorrelaciones en series hidrológicas andinas. MARTHA C. CARLETTO, JUAN L. MINETTI, MARIA I. MENEGAZZO de GARCIA, PATRICIA M. BARBIERI.	181
Topoclimatología teórica en campos altos de Mendoza, República Argentina. OLGA E. SCARPATI Y JUAN J. BURGOS	193
Precisión de los resultados de la poligonación de primer orden en la red fundamental. RUBEN C. RODRIGUEZ Y CARLOS R. IBAÑEZ	205
Análisis de posiciones puntuales en una misma estación con dis- tintos equipos Doppler. JAIME R. SOTO Y RAUL A. PERDOMO	215
El rol del potencial de contacto en la electrificación de tor- mentas. JORGE M. CARANTI	227
Conductividad eléctrica en muestras delgadas de hielo. JORGE M. CARANTI Y MIGUEL A. RE	241
Prolongación ascendente de campos potenciales en el dominio espacial. M. CRISTINA PACINO Y A. INTROCASO	253
Prolongación ascendente y descendente de campos potenciales en el dominio frecuencial. FERNANDO GUSPI Y M. CRISTINA PACINO	267
Investigación gravimétrica preliminar de parte del noroeste argentino. RICARDO L. GERSTER	281