



INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU
Centro Nacional de Datos Geofísicos
BIBLIOTECA

**COMPENDIO DE TRABAJOS DE INVESTIGACION
REALIZADOS POR ESTUDIANTES
DURANTE EL AÑO 2000**

(Prácticas Pre-Profesionales)

Volumen 2

Lima - Perú
Enero 2001

**Instituto Geofísico del Perú
Centro Nacional de Datos Geofísicos
Biblioteca Central**

Calle Calatrava N° 216 Urb. Camino Real
La Molina - LIMA
Apartado 3747
Teléfono / Fax: 436-1992
WEB: <http://cns.igp.gob.pe>

*Las opiniones expresada en los trabajos
publicados en este compendio, son de la exclusiva
responsabilidad de los respectivos autores.*

PROLOGO

Cada año, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) otorga Becas a estudiantes de los últimos años de diversas universidades del país para que realicen practicas Pre-profesionales en sus observatorios o áreas de investigación, a fin de que puedan iniciarse en el campo de la investigación en cualquier rama de la Geofísica. En general, los estudiantes se integran al IGP por un periodo de tres meses, al termino de este y previa evaluación, pueden continuar su formación con la elaboración de una tesis que les permita obtener su titulo profesional. Los trabajos de investigación que estos realizan durante su estancia en el IGP, han venido siendo material de consulta en nuestra biblioteca; sin embargo, en general estos no eran de conocimiento en las universidades ni de otros estudiantes que buscan nuevas líneas de investigación y así beneficiarse de las becas que ofrece el IGP.

A fin de divulgar los trabajos de investigación elaborados por los estudiantes, el Centro Nacional de Datos Geofísicos, a través de la Biblioteca Central del IGP, logró reunir 11 de estos trabajos realizados durante el año 1999 y publicar a inicios del 2000 la "*Revista de Trabajos de Investigación realizados por Estudiantes durante el año 1999*". Como es natural, el CNDG-Biblioteca procedió a difundir esta publicación en las diferentes universidades del país, así como a instituciones y personas naturales cuyas labores guardan relación con las del IGP. Para nuestra satisfacción, se recibieron correos electrónicos, notas y cartas, que al margen de las felicitaciones del caso, iban acompañados de comentarios y criticas orientados principalmente a la denominación de la publicación como "*Revista*" y que al parecer no reunía los requisitos necesarios para ser tratada como tal. Considerando que, la iniciativa de publicar los trabajos de investigación que realizan los estudiantes en el IGP obedece más a un compendio de los mismos, creemos conveniente remarcar esta característica a fin de que esta publicación sea denominada a partir de este nuevo volumen como "**Compendio de Trabajos de Investigación Realizados por Estudiantes durante el Año 2000**" *Volumen 2*, dejando establecido que la publicación anterior debe ser considerada como el *Volumen 1* de estas publicaciones.

Mas allá de detallar los errores cometidos en la edición anterior, debemos también resaltar los comentarios positivos realizados por representantes de instituciones afines al IGP, universidades y más aún las del Ing. Alberto Giesecke, ex-editor de la "Revista Geofísica", los mismos que nos han orientado a fin de lograr una mejor estructura en la presentación del nuevo volumen de este compendio. Los diversos trabajos que los estudiantes presentan en el *Volumen 2*, han sido revisados por cada uno de los responsables de sus prácticas, aunque como editores, hemos modificado su estructura a fin de cuidar su presentación. Según las recomendaciones recibidas, en cada trabajo se ha incluido el nombre de la universidad origen del estudiante, así como la del responsable de su formación en cada observatorio o área de investigación del IGP. Los diversos trabajos han sido estructurados a manera de artículos tomando como guía otras publicaciones en revistas nacionales o internacionales.

Como responsable de la edición del *Volumen 2*, esperó que este motive a continuar con la formación de futuros profesionales en el campo de la geofísica y así cada año poder contar con un número mayor de trabajos. Aunque es difícil conocer el futuro de nuestras acciones, el próximo año esperamos editar un nuevo volumen o al menos poner todo de nuestra parte para que esta inquietud no fenezca por el bien de nuestros jóvenes investigadores.

El *Volumen 2* de este compendio está dedicado a la Memoria del Prof. Enrique Silgado (1915-1999), sismólogo importante de nuestra época y cuya obra "**Historia de los Sismos más Notables ocurridos en el Perú (1513-1974)**" es prioritaria para desarrollar cualquier trabajo en sismología, así como libro de consulta constante por estudiantes, profesionales e investigadores de renombre mundial en el campo de la sismología e ingeniería sísmica.

Dr. Hernando Tavera
Editor

PRESENTACIÓN

Para la comunidad científica, resulta gratificante la difusión de cualquier trabajo de investigación, más aún si estos son realizados por jóvenes que se inician en este campo a sabiendas de que posiblemente, el único reconocimiento sea la propia satisfacción de haber contribuido en el conocimiento de la geofísica. Dentro de esta realidad, el Instituto Geofísico del Perú realiza la tarea tenaz de fomentar la investigación y sembrar en los jóvenes egresados de nuestras universidades las semillas de la observación, curiosidad, imaginación y perseverancia que sumadas a la formación académica recibida en sus respectivas universidades, permiten sentar la base de los futuros investigadores.

Este compendio de *“Trabajos de Investigación realizados por Estudiantes durante el Año 2000”* en las diferentes áreas de investigación del IGP, en su *Volumen 2*, reúne a manera de artículos los trabajos realizados por 10 estudiantes de diversas universidades en el Observatorio de Ancón, Radio Observatorio de Jicamarca, Centro Prevención del Tiempo y Clima y Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología. Los trabajos desarrollados son temas actuales, teóricos y prácticos, en los campos de la astronomía, programación aplicada al control de radares, transmisión de señales digitales, climatología y sismología.

Aunque la realidad nos muestra que todo trabajo, por pequeño que este sea, constituye el testimonio del avance de la ciencia en un momento dado, este no cumpliría su objetivo sin la participación de personas que contribuyen en su difusión y cuyo esfuerzo no suele tener mayor compensación que ver reflejado el mismo en el molde de la imprenta en busca de sobrevivir a la mortalidad del conocimiento y de las personas. Como editor del presente volumen, me siento satisfecho por haber concluido con el segundo volumen de estos compendios, esperando con esta entrega estar contribuyendo y cumpliendo con los fines y objetivos del IGP, así como con los retos que todo profesional debe asumir hoy en día. Sin embargo, esta inquietud no hubiese podido concretizarse sin el apoyo de la Sra. Ivonne Pérez-Pacheco, en su labor de asistente de edición y como encargada de la diagramación final del compendio. Vaya también el testimonio de nuestro agradecimiento al Dr. Hernan Montes, Director Técnico del IGP, por su confianza e incentivo para que se realice investigación en nuestra institución. Al mismo tiempo, a los Directores y responsables de los observatorios y áreas de investigación del IGP que aceptaron la invitación de hacernos llegar los trabajos realizados por sus estudiantes a fin de hacer realidad esta publicación.

Dr. Hernando Tavera

CONTENIDO

Prologo

Presentación

Estudio de estrellas binarias por el método de fonometría diferencia	9
<i>Julio César Tello Gálvez</i>	
Análisis de los “Friajes” en la amazonía peruana durante el mes de julio del 2000	21
<i>Sixto Flores Sancho</i>	
Utilización de algunos índices climáticos globales en la predicción de las precipitaciones sobre la cuenca Chancay – Huaral	31
<i>Jonathan Cárdenas Sotero</i>	
Evaluación de los pronósticos de la temperatura del aire obtenidas con el modelo MMS para algunas ciudades de la costa y sierra del Perú	41
<i>Eduardo Martín Valeriano Marzano</i>	
Programa en entorno visual para el control del radar del Radio Observatorio de Jicamarca	51
<i>Pablo M. Reyes Firpo</i>	
Análisis de las señales de interferencia que se presentan durante la obtención de datos en el ROJ	59
<i>César Augusto Santa Cruz Rea</i>	
Identificación de fases para sismos locales y discrepancias en la localización de sismos obtenidos por el IGP y el NEIC	67
<i>Julia Maria Carpio Llerena</i>	
Cálculo de la magnitud local ML para terremotos en Perú (estación sísmica de NNA)	79
<i>Florent Brenguier</i>	
Identificación de fases sísmicas y estimación de la magnitud local para la estación sísmica UNJB. Localización de sismos utilizando registros digitales de una estación sísmica de 3 componentes	83
<i>Manuel Lara Lince</i>	
Evaluación de los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa del 3 de abril de 1999	95
<i>Ronald Yupa Paredes</i>	

ESTUDIO DE ESTRELLAS BINARIAS POR EL METODO DE FOTOMETRIA DIFERENCIAL

JULIO CÉSAR TELLO GÁLVEZ

Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Nacional de Ingeniería
jctello@axil.igp.gob.pe

Prácticas dirigidas por: Dr. Mutsumi Ishitsuka
Observatorio de Ancón - Área de Astronomía

RESUMEN

En este estudio, se midió la magnitud de las estrellas binarias eclipsantes V1010 Oph y V505 Sgr y se hizo un análisis de la variación de brillo de las mismas. Para este fin, se empleó por primera vez, el fotómetro fotoeléctrico OPTEC modelo SSP-5 instalado en el telescopio refractor Takahashi de 15 cm de diámetro y 1050 mm de distancia focal. Las observaciones se efectuaron en Junio y Septiembre del año 2000 desde el Fundo El Almendral (Ica) localizado a 300 Km al sur de la ciudad de Lima.

INTRODUCCION

No todas las estrellas que se observa en el firmamento tienen un brillo constante¹, algunas cambian en períodos de tiempo relativamente cortos y se les denominan *Estrellas Variables*. Ellas comprenden una fase crítica en la vida de las estrellas y su estudio es posible mediante observaciones en diferentes longitudes de onda a fin de poder construir modelos que expliquen el comportamiento observado (Ripero, 1986). Como menciona la American Association of Variable Stars Observers (AAVSO), el estudio de las estrellas variables proporciona mucha información acerca de sus propiedades estelares tales como: masa, radio, luminosidad, temperatura, edad y composición.

Según la variación de su brillo, las estrellas variables se clasifican en: *Variables Intrínsecas*, si la variación se debe a pulsaciones o erupciones que ocurren dentro de las estrellas mismas y *Variables Extrínsecas*, si la variación se

debe a la intervención de otra estrella que se interpone entre ella y el observador produciendo eclipses estelares.

En astronomía es costumbre referirse al brillo aparente de una estrella como magnitud aparente (Kaufmann, 1999). En el siglo II DC, el astrónomo griego Hiparco inventó la escala de magnitud llamando estrellas de primera magnitud a las más brillantes. Aquellas con un brillo de casi la mitad de las de primera magnitud, las denominó estrellas de segunda magnitud y continuaba así hasta las estrellas de sexta magnitud que eran las más débiles que Hiparco pudo ver. Pero estas magnitudes eran estimadas a partir de la sensación visual, sin definición cuantitativa. Según Sterken (1992), Pogson (1856) asumió una escala logarítmica que relacionaba la diferencia de magnitud observada entre dos estrellas con la correspondiente proporción del brillo entre ambas. A mediados del siglo XIX, gracias al desarrollo de nuevas y mejores técnicas para medir la energía luminosa, se definió que a una diferencia de 5 magnitudes le correspondía una proporción en brillo de 100 ó $(2.512)^5$, por lo que a una diferencia de 1 magnitud le corresponde un factor de $(100)^{1/5}$ ó 2.512 en brillo. Se redefinió entonces la moderna escala de magnitud de modo que, si en

¹ El cambio apreciable de brillo aquí considerado ocurre en algunos días. Aquí no se está considerando el centelleo de las estrellas debido a la refracción de la luz estelar al pasar por la atmósfera terrestre.

general se tiene 2 estrellas de magnitudes aparentes m_1 y m_2 , entonces la magnitud m_1 será:

$$(2.512)^{m_2 - m_1} = \left(\frac{B_1}{B_2} \right)$$

más brillante que la estrella de magnitud m_2 . De aquí, se obtiene la denominada *Fórmula de Pogson*:

$$m_2 - m_1 = -2.5 \log \left(\frac{B_2}{B_1} \right) \quad 1.$$

La escala de magnitud es una *escala inversa*; es decir, que a estrellas más brillantes les corresponden magnitudes con números más bajos. Actualmente, se ha podido determinar la magnitud de objetos tan débiles que alcanzan magnitudes de 25 y se ha corregido la magnitud de otros muy brillantes, de tal manera que su magnitud incluso llega a ser negativa.

El brillo, aquí mencionado, está relacionado con la *luminosidad* L o cantidad de energía luminosa emitida por una estrella cada segundo. Cuando esta energía se transmite desde su fuente, se distribuye sobre regiones de espacio cada vez más grandes. Considerando una esfera imaginaria de radio d con centro en una fuente de luz, se tiene que la luminosidad L entre el área total de la superficie esférica, permite obtener la cantidad denominada brillo aparente B (flujo de energía o energía luminosa que pasa cada segundo por cada metro cuadrado de la esfera) Kaufmann (1999), de modo que:

$$B = \frac{L}{4\pi d^2}$$

Actualmente, el estudio de las estrellas variables comprende diversas técnicas visuales, fotográficas y fotoeléctricas, con

las cuales es posible confeccionar las denominadas *Curvas de Luz*, que son representaciones en las cuales se grafica las variaciones del brillo estelar versus el tiempo. Los tipos de estrellas variables que han sido objeto de este estudio se denominan *Estrellas Binarias Eclipsantes* y pertenecen al grupo de las variables extrínsecas mencionadas, anteriormente.

Las Estrellas Binarias son sistemas compuestos por dos estrellas que están girando una alrededor de la otra y se mantienen unidas por la fuerza de gravedad existente entre ellas (Echevarría, 1997). En general, el plano orbital de estos sistemas puede no estar cerca de la línea visual del observador. En el caso especial en que este plano se encuentre muy cerca de la línea visual, una de las componentes pasará frecuentemente delante de la otra ocultándola y provocando en consecuencia una variación del brillo total del sistema (Campbell y Jacchia, 1946). De allí, el nombre de binarias eclipsantes. Las componentes de estos sistemas están tan próximas entre sí, que aún a través de un telescopio, aparecen como si fuera una sola estrella y sólo se puede percibir de ellas el cambio de su brillo en períodos que pueden ser de algunos años, días u horas.

La naturaleza binaria de este tipo de estrellas se puede inferir analizando su curva de luz, caracterizándose por tener en cada período dos mínimos que corresponden justamente a los eclipses de cada una de las componentes. Sin embargo, aún dentro de las binarias eclipsantes se distinguen diferencias entre sus curvas de luz, dependiendo entre otras cosas del tipo de eclipse estelar (total o parcial) o de las características de las estrellas componentes. De acuerdo al General Catalogue of Variable Stars (GCVS), se tiene tres tipos de sistemas binarios (ver Figura 1):

a) *Sistema de estrellas binarias tipo Algol*. Su curva de luz se caracteriza por tener mínimos bien definidos que difieren entre sí por algunas magnitudes; en cambio la luz permanece constante o varía insignificadamente fuera de los eclipses.

Sus períodos pueden ser desde 0.2 hasta 10000 días.

b) *Sistema binaria tipo b Lyrae*. Este es el caso de dos estrellas tan cercanas que sus componentes tienen forma elipsoidal y por esta razón no están bien determinadas los tiempos de inicio y fin de sus eclipses. Se puede ver en su curva de luz, que la magnitud en ningún momento permanece constante y sus mínimos difieren en magnitud en menor nivel que en el caso anterior. Sus períodos en general son mayores de un día.

c) *Sistema tipo W UMa*. Sus componentes están casi en contacto y comparten por tanto sus atmósferas externas. Las profundidades de sus mínimos son casi iguales. Teniendo una curva de luz en la que no se pueden definir exactamente los tipos de inicio y fin de los eclipses. Los períodos son menores de un día.

FUNDAMENTOS DE LA FOTOMETRIA ASTRONOMICA

Básicamente, las técnicas para realizar fotometría son dos (Galadí-Enriquez, 1998) :

Fotometría absoluta, mediante el cual se intenta medir el brillo de unas cuantas estrellas teniendo como referencia el brillo de un cierto número de estrellas esparcidas a lo largo de la noche, con diferentes alturas sobre el horizonte y con un rango de magnitudes que englobe al valor del brillo que podrían tener las estrellas de interés para el observador.

Fotometría diferencial o relativa, por medio del cual se mide el brillo de una estrella teniendo como referencia un reducido número de ellas denominadas estrellas de comparación, las mismas que deben encontrarse en el cielo relativamente cerca a la estrella en estudio.

Para conocer el brillo de una estrella se mide la *irradiancia*² de esta fuente (Sterken, 1992). Un instrumento que permite realizar esta medición, es el *Fotómetro Fotoeléctrico* que consiste de un tubo, fotomultiplicador (Kitchin, 1984). En uno de los extremos de este tubo se encuentra el *fotocátodo* donde incide la luz de la estrella. El fotocátodo se encarga de liberar fotoelectrones que son acelerados por un campo eléctrico y luego amplificados por una serie de placas denominadas *dínodos*. Finalmente, se obtiene una avalancha de electrones que son recogidos por el *ánodo* y producen una corriente eléctrica que es proporcional al número de fotones que interactúan. La señal eléctrica producida por el ánodo es digitalizada por un convertidor V/F y liberado como un tren de pulsos que son finalmente contados. Por lo tanto, la señal de salida es directamente proporcional a la irradiancia de la luz incidente y su medida se reduce entonces a la medida de corrientes eléctricas o a un cierto número de **cuentas** si el circuito está digitalizado. Si el flujo de energía luminosa (B) de una

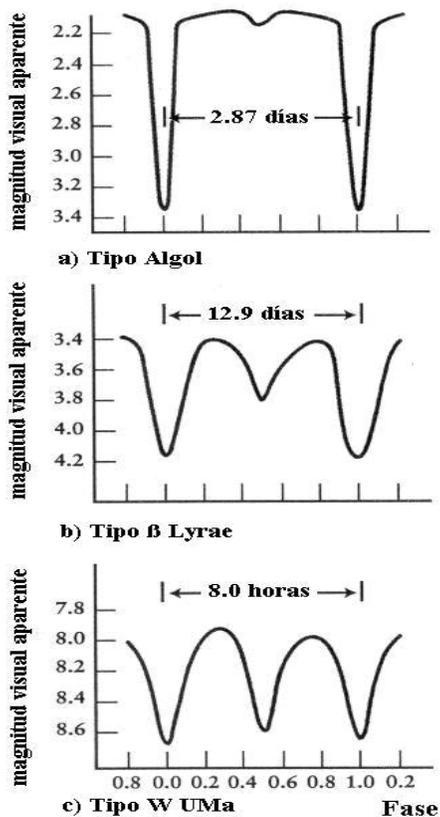


Figura 1. Tipos de estrellas binarias eclipsantes (Kaufmann, 1999)

² La irradiancia es el valor del flujo luminoso por unidad del área donde incide.

estrella es proporcional a la intensidad neta de la estrella por unidad de área (A) incidente y por unidad de tiempo (t), entonces,

$$B \propto \left(\frac{In}{A \cdot t} \right)$$

La intensidad neta de una estrella, es la intensidad después de corregida la contribución del fondo³ del cielo en la zona próxima a la estrella. Así pues, si I_v es el total de cuentas medido al observar la estrella variable y I_s el total de cuentas medido del fondo del cielo de la estrella variable, entonces la intensidad neta de I_v será :

$$I_v = I_v - I_s \quad 2.$$

Análogamente, para el caso de la estrella de comparación C también se mide la intensidad neta de la estrella de comparación I_c :

$$I_c = I_c - I_{sc} \quad 3.$$

Siendo,

I_c : El total de cuentas medido al observar la estrella de comparación C

I_{sc} : El total de cuentas medido del fondo del cielo en la zona próxima a la estrella de comparación.

Entonces, la razón de las energías luminosas B_v y B_c (debido a la estrella variable V y a la estrella de comparación, respectivamente) que pasan por cada unidad de tiempo (t) y por unidad de la superficie (A) del telescopio será proporcional a:

$$\frac{B_v}{B_c} \propto \left(\frac{I_v}{I_c} \right) \quad 4.$$

³ La contribución del fondo puede deberse a otras fuentes de luz no deseadas (otras estrellas, luz zodiacal, luz artificial, etc.)

En fotometría diferencial, se utiliza la Fórmula de Pogson (ecuación 1) algo modificada:

$$m_v = -2.5 \log \left(\frac{I_v}{I_{c1}} \right) + m_{c1} \quad 5.$$

donde

I_v, I_c : Intensidades netas de la estrella variable V y la estrella de comparación C.

m_v, m_c : Las magnitudes de la estrella variable V y de la estrella de comparación C.

En general, ya que una fuente de luz está compuesta de diferentes longitudes de onda y como todos los detectores no tienen la misma respuesta para cada longitud de onda, se tendrán diferentes magnitudes de acuerdo a aquella que se está detectando. Para obtener la medida en una determinada longitud de onda, se emplean los filtros que dejan pasar la luz de una determinada banda. De esta manera y de acuerdo al conjunto de filtros que se utilice, se tiene diferentes sistemas. Por ejemplo, el sistema Johnson-Morgan se compone de los siguientes tipos de filtros: U (365 nm), B (440 nm), V (550nm), R (720), I (900).

OBSERVACIÓN DE LAS ESTRELLAS BINARIAS V1010 Oph Y V505 Sgr

Para las observaciones se emplearon el telescopio refractor Takahashi (1050 mm de distancia focal y 15 cm de diámetro) y el fotómetro fotoeléctrico marca OPTEC modelo SSP-5. Este último, llegó como donación al Instituto Geofísico del Perú y se empezó a utilizar para la realización de este trabajo.

Se eligieron las estrellas variables V1010 Oph y V505 Sgr, entre otros motivos por ser representativas de 2 tipos diferentes de binarias (tipo β Lyrae y tipo Algol, respectivamente), porque sus estrellas de comparación estaban relativamente cerca y porque eran lo suficientemente brillantes

para ser observados por el telescopio. La información sobre estas estrellas fue obtenida de las páginas web SIMBAD y VSNET (ver Tablas 1a y 1b).

El objetivo fue realizar mediciones del brillo de estas estrellas según la técnica de fotometría diferencial, empleando para ello, 2 distintas estrellas de comparación para cada una de las estrellas variables.

Las observaciones se efectuaron durante las horas en que estas estrellas estaban cerca del cenit y cuando la reducción de la intensidad de radiación debido a la absorción y dispersión de la atmósfera terrestre es mínima. El tiempo de exposición empleado se fijó en 10 segundos. El filtro empleado fue V, que corresponde a la longitud de onda de 550 nm.

Tabla 1a. Estrella V1010 Oph (Tipo *b* Lyrae)

COORDENADAS ECUATORIALES (2000.0) VSNET		MAGNITUD VSNET		PERIODO VSNET	MAGNITUD DE LAS ESTRELLAS DE COMPARACIÓN VSNET	
Asc. Recta	Declinación	Máxima	Mínima	(días)	C1	C2
16 ^h 49 ^m 27.69 ^s	-15°40'04.5"	6.10	7.00	0.66142613	7.04	6.35

Tabla 1b. Estrella V505 Sgr (Tipo Agol)

COORDENADAS ECUATORIALES (2000.0) VSNET		MAGNITUD VSNET		PERIODO VSNET	MAGNITUD DE LAS ESTRELLAS DE COMPARACIÓN SIMBAD	
Asc Recta	Declinación	Máxima	Mínima	(días)	C1	C2
19 ^h 53 ^m 06.37 ^s	-14°36'08.6"	6.46	7.51	1.18287156	6.887	8.1

Para el estudio de cada estrella variable se tuvieron que observar 6 objetos: la estrella variable V, sus respectivas estrellas de comparación C1 y C2, y el cielo que rodea a cada una de estas estrellas SV, SC1, SC2. A continuación se procedió a medir la intensidad de estos últimos 3 objetos para obtener las intensidades netas, según las relaciones (2) y (3). Para cada objeto se realizaron 3 lecturas seguidas de intensidad y se obtuvo el promedio de las mismas. Con los valores promedio de intensidad I_v , I_s , I_{C1} , I_{SC1} , I_{C2} y I_{SC2} obtenidos en cada observación, se calculó por diferencia las intensidades netas In_v , In_{C1} , In_{C2} , según se indica en las relaciones (2) y (3). Luego se calculó la magnitud de V empleando la relación (5) y tomando la estrella de comparación C1 como referencia. De igual manera, se calculó la

magnitud tomando la estrella de comparación C2 como referencia. Por lo tanto, se obtuvieron 2 curvas de luz de la estrella variable.

DISCUSIÓN Y RESULTADOS

Debido a que la escala de magnitud es una escala inversa (grandes números corresponden a estrellas menos brillantes), se acostumbra trazar el eje vertical de magnitud en forma creciente hacia abajo. Cuando se produce un eclipse en una estrella binaria, el brillo total del sistema decrece y esto se manifiesta en una caída de su curva de luz desde las magnitudes de valores bajos a magnitudes de valores altos.

Estrella V1010 Oph: Se sabe por las referencias, que la estrella V1010 Oph es una binaria de tipo β Lyrae y su magnitud varía entre 6.1 y 7.0 (Ver Tabla 1a).

En la Figura 2, se presenta las magnitudes medidas de la estrella V1010 Oph entre los días 28 y 30 de Junio de 2000 (Tiempo Universal). También, aquí aparece la magnitud medida de la estrella de comparación C1. En la Tabla 2a aparecen

las horas en que se realizaron las observaciones, considerando el tiempo transcurrido desde las observaciones de prueba del día anterior, algunos valores de la magnitud medida de la estrella variable, según las dos estrellas de comparación, y finalmente, la magnitud medida de las estrellas de comparación C1 y C2.

Tabla 2a. Observaciones de V1010 Oph

DÍA	TU h m s	TIEMPO (Horas)	MAGNITUD MEDIDA			
			mV(C1)	MV(C2)	mC1 (7.04)	mC2 (6.35)
29 Jun	04:41:48	21.87	6.33	6.32	6.97±0.12	6.42±0.12
	05:25:25	22.59	6.32	6.33		
	05:31:30	22.69	6.21	6.35		
	05:58:24	23.14	5.70	6.61		
30 Jun	04:32:29	45.71	6.74	6.78	7.08±0.05	6.31±0.05
	05:02:51	46.22	6.83	6.85		
	07:37:33	48.80	6.13	6.16		

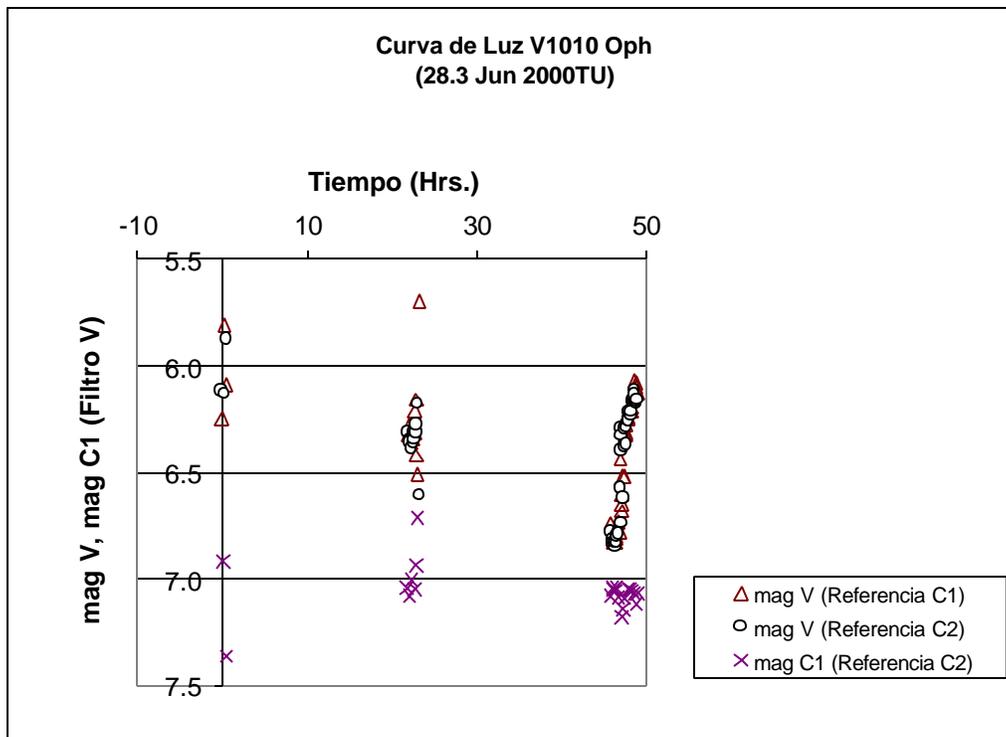


Figura 2. Observación de la Estrella Variable V1010 Oph (28-30 Junio 2000 TU)

La observación del 28 de Junio fue un ensayo y por ello no se tienen datos relevantes de esa noche. En la Figura 3, se muestra la curva de luz de la estrella V1010 Oph correspondiente a la segunda noche de observación. Se aprecia que la magnitud medida de la estrella de comparación C1 respecto de la estrella de comparación C2, es casi constante: 6.97 ± 0.12 (la magnitud de C1 en promedio es 6.97, con una desviación estándar de 0.12), siendo un valor próximo a la referencia. Debido a que la magnitud de la estrella variable no depende de la magnitud de una estrella de comparación en particular, para un mismo instante de tiempo se debería obtener el mismo resultado con cualquiera de las dos estrellas de comparación y esta similitud de valores obtenidos debería mantenerse durante el transcurso de las observaciones.

La estrella variable, al momento de empezar las observaciones, tiene una magnitud de 6.33 y 6.32, según las estrellas de comparación C1 y C2. Este valor es 6.33 en promedio y se mantiene luego de 0.72 horas. Sin embargo, a partir de las 22.69 horas, las magnitudes medidas mediante cada estrella de comparación individualmente no coinciden.

En Figura 3 se observa que la magnitud de C1 (que debería permanecer constante) empieza a variar cada vez más. Por ello no se puede determinar exactamente cuál es la tendencia de la curva de luz de V1010 Oph al final del período de observación. El hecho que la magnitud de la variable, obtenida a partir de las 2 estrellas de comparación no coincida, podría deberse a algunos errores durante la observación.

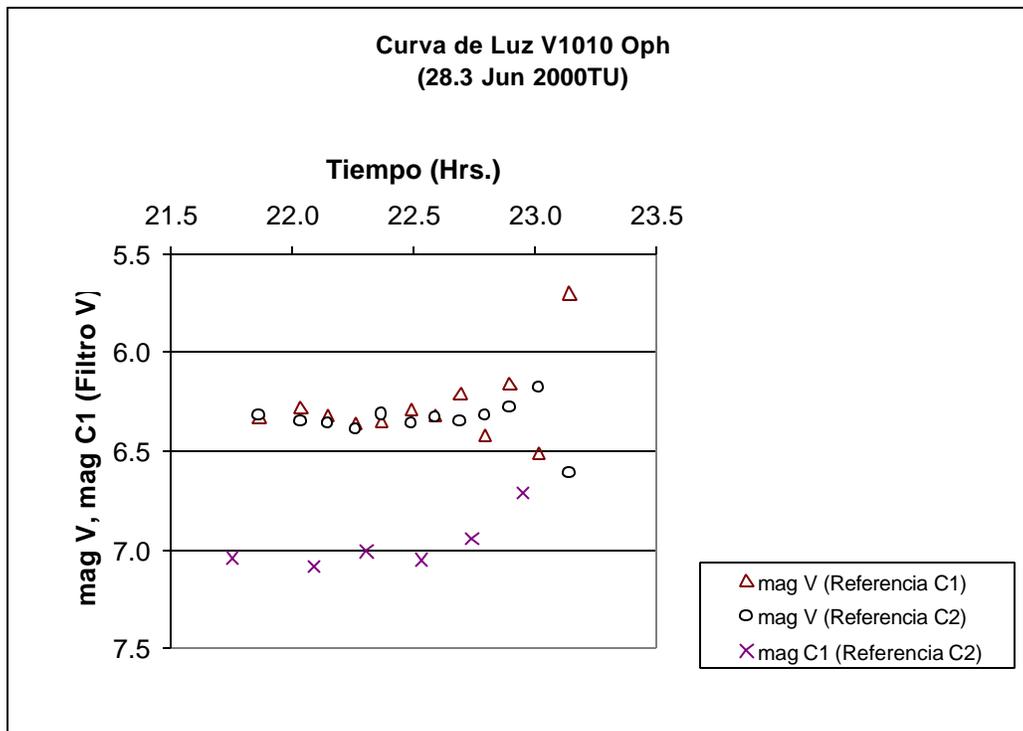


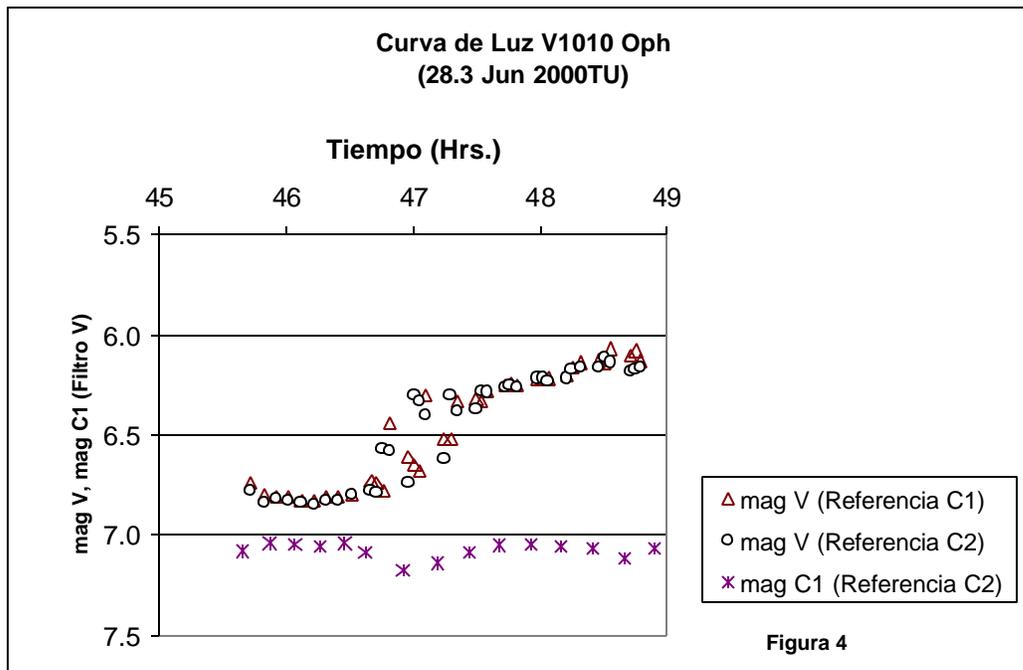
Figura 3. Observación de la Estrella Variable V1010 Oph (29 Junio 2000 TU)

En la Figura 4 corresponde a la tercera y última noche de observación. Aquí, se observa que la magnitud medida de la estrella de comparación C1, es casi constante a lo largo de la sesión de

observación. En la Tabla 2ª se aprecia que las magnitudes obtenidas individualmente por cada estrella de comparación, para un mismo instante, son aproximadamente iguales y así se mantiene durante toda la sesión de observación.

Al iniciar las observaciones, la magnitud de la variable es 6.74 y 6.78, según C1 y C2, respectivamente. Este valor es 6.76 en

conforme la estrella más brillante empieza a ser eclipsada por su compañera, el brillo de la binaria desciende y su magnitud



promedio, y luego de 0.51 horas la magnitud varía disminuyendo su valor hasta alcanzar 6.84 en promedio. Después de esto, el valor asciende hasta obtenerse 6.15 de magnitud en promedio.

Según la Figura 4, es evidente la variación de magnitud y siendo V1010 Oph una estrella binaria, se puede considerar que esta variación se debe que una de las componentes de este sistema ha sido eclipsado por la otra.

A continuación, se analiza cuál de las componentes del sistema es eclipsada y qué parte del eclipse se esta observando. De acuerdo a la referencia de la Tabla 1a, cuando no hay eclipse la magnitud debe ser máxima e igual a 6.10. Luego,

mínima alcanza el valor de 7.0 cuando se produce el máximo del eclipse. Luego, empieza el final del eclipse y la magnitud vuelve a cambiar hasta llegar nuevamente a 6.10 cuando ya no hay eclipse. En este estudio se obtuvo una magnitud de 6.84 en el máximo del eclipse. En vista que no se ha obtenido el valor mínimo de 7.0, se puede considerar que se ha observado el eclipse de la estrella menos brillante. En resumen, la observación de la estrella V1010 Oph empezó cuando ya se había iniciado el eclipse (6.76 de magnitud) de la estrella más débil, luego se registró el instante máximo de éste (6.84 de magnitud) y la observación terminó cerca al final del eclipse (cuando la magnitud era 6.15)

Figura 4. Observación de la Estrella Variable V1010 Oph (30 Junio 2000 TU)

Estrella V505 Sgr: Por las referencias se conoce que la estrella V505 Sgr es una binaria del tipo Algol y según los datos de VSNET, el período es de 1.18 día y la magnitud varía entre 6.46 y 7.51, tal

como se señala en la Tabla 1b. También se muestra las magnitudes de las estrellas de comparación, según la base de datos SIMBAD.

Tabla 2b. Observaciones de V505 Sgr

DÍA	TU h m s	TIEMPO (Horas)	MAGNITUD MEDIDA			
			mV(C1)	mV(C2)	mC1 (6.89)	mC2 (8.10)
28 Sep	01:44:35	0.00	6.64	6.69	6.90±0.02	8.09±0.02
	03:14:36	1.50	6.59	6.59		
	04:41:46	2.95	6.54	6.59		
29 Sep	01:33:36	23.82	6.64	6.64	6.86±0.05	8.13±0.05
	03:47:16	26.04	7.51	7.51		
	04:48:46	27.07	7.27	7.28		

En la Tabla 2b, se presenta un resumen de las observaciones realizadas cada noche, también algunos valores de la magnitud medida de V505 Sgr mediante las dos estrellas de comparación (C1 y C2) y la magnitud medida de estas estrellas de comparación. Se puede notar que para un instante determinado la magnitud de la variable medida mediante las estrellas C1 y C2 coinciden aproximadamente durante

toda la sesión de observación. En las Figuras 5 y 7 aparece la magnitud de la estrella de comparación C2; mientras que, en la Figura 6 aparece la magnitud de la estrella de comparación C1. En estas figuras se observa que la magnitud medida de las estrellas de comparación C1 y C2, no varía significativamente, por lo que se les puede considerar de brillo constante.

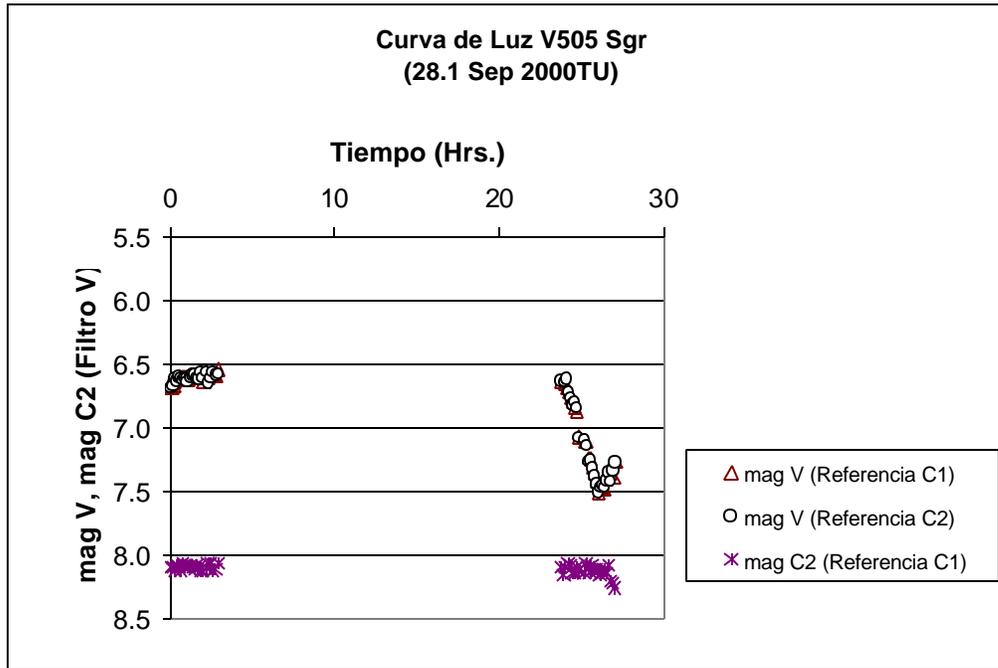


Figura 5. Observación de la Estrella Variable V505 Sgr (28-29 Septiembre 2000 TU)

En la Figura 5, se muestra las magnitudes medidas de la estrella V505 Sgr entre los días 28 y 29 de Septiembre de 2000 (Tiempo Universal). En esta figura, la forma de la curva de luz parece indicar que durante las observaciones de la

estrella variable se registraron dos eventos separados: uno, mientras terminaba un eclipse (en la primera noche de observación) y el segundo, al inicio de otro eclipse (segunda noche de observación).

En la Figura 6 se analiza con más detalle la curva de luz de la estrella V505 Sgr. Se muestra los resultados correspondientes a la primera noche de observación y la magnitud de la estrella de comparación C1 con respecto a la estrella de comparación C2. Durante esa noche de observación, la magnitud medida de la estrella de comparación C1 fue de 6.90 ± 0.02 (la magnitud de C1 en promedio fue de 6.90, con una desviación estándar de 0.02). Este

resultado es muy cercano al valor de referencia de SIMBAD (6.887), lo que significa que las mediciones fueron correctas. Con respecto a la estrella variable, en ese mismo intervalo de tiempo se presentó una ligera variación de la magnitud desde 6.66 al inicio hasta 6.56 después de transcurridos 2.95 horas produciendo una variación de -0.10 (aumentó su brillo).

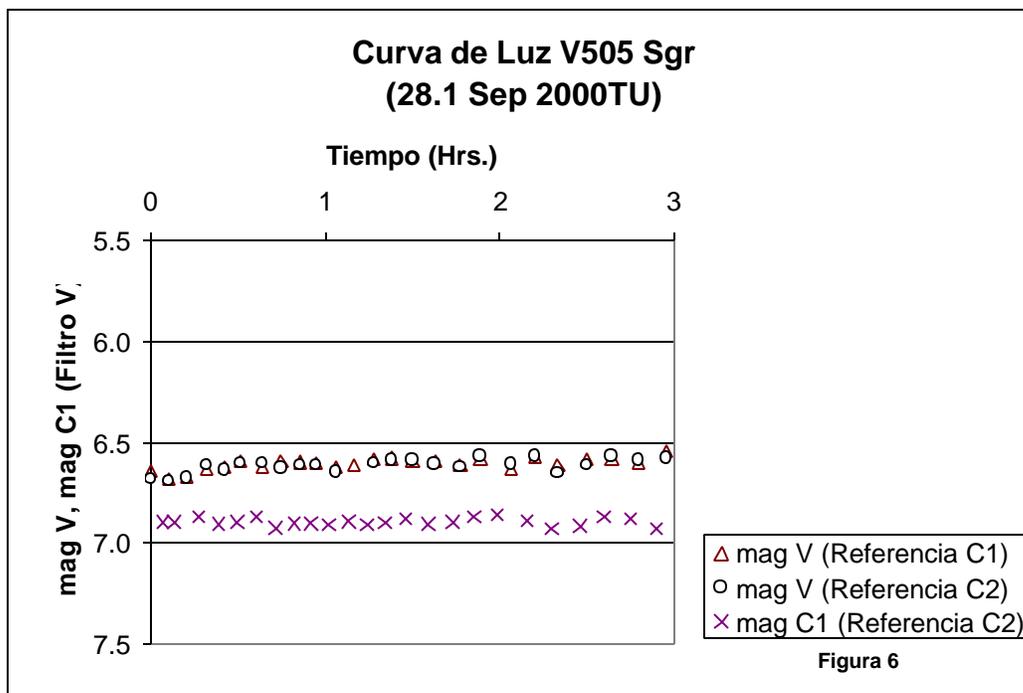


Figura 6. Observación de la Estrella Variable V505 Sgr (28 Septiembre 2000 TU)

En la Figura 7 se tiene la curva de luz de V505 Sgr para la segunda noche de observación. Aquí, la magnitud medida de la estrella de comparación C2 respecto de la estrella de comparación C1 es 8.13 ± 0.05 (la magnitud de C2 en promedio fue de 8.13, con una desviación estándar de 0.05), lo cual indica que es casi constante y cerca del valor de referencia 8.1 (Ver Tabla 1b). Con este resultado, es posible confiar en la precisión de las mediciones de la magnitud de V505 Sgr. La segunda noche de observación, la magnitud de la variable fue inicialmente 6.64 en promedio y luego hubo una tendencia a disminuir su brillo

hasta alcanzar 7.51 de magnitud en promedio. De allí, vuelve a aumentar su brillo hasta que finalmente, después de 3.25 horas, alcanza la magnitud 7.27 (+0.63 de variación en magnitud en todo el intervalo de observación).

La forma de la curva de luz en la Figura 7, indica que se estaba produciendo un eclipse. Para saber si se trataba del eclipse de la estrella principal (la más brillante) se evaluó las referencias. Según éstas, la magnitud mínima debe ser 7.51, que es cuando se produce el eclipse de la estrella más brillante, Tal como se obtuvo en este estudio. La magnitud máxima debe ser

6.46 y los resultados obtenidos fueron 6.64.

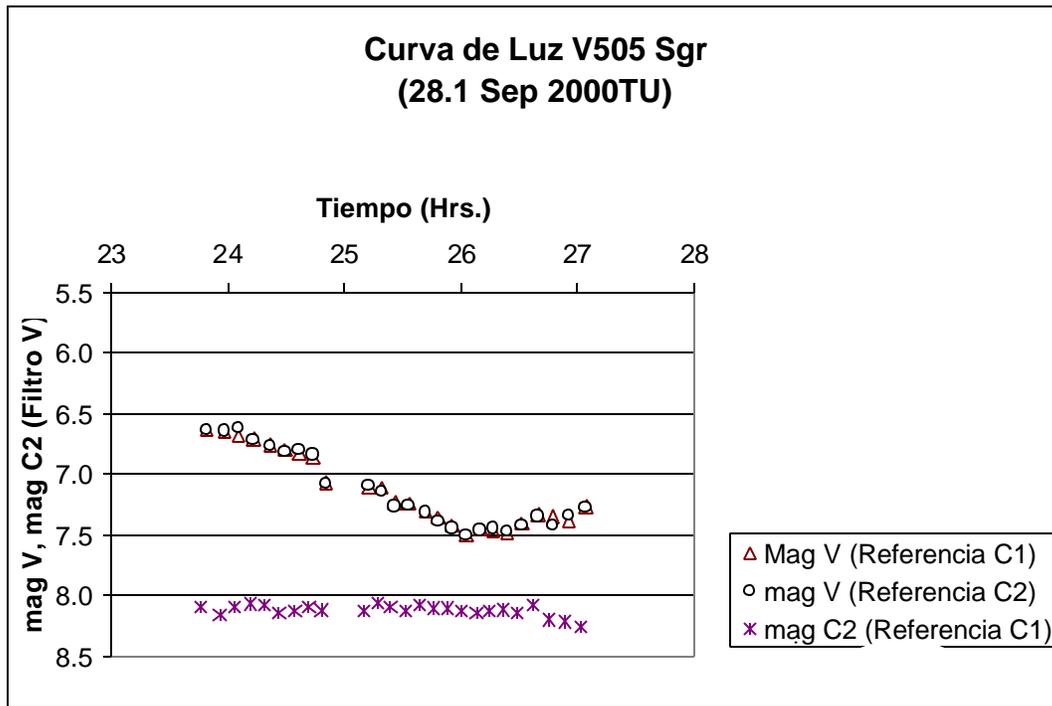


Figura 7. Observación de la Estrella Variable V505 Sgr (29 Septiembre 2000 TU)

Con la finalidad de explicar la forma de la curva de luz de la estrella V505 Sgr en la Figura 7, se realizó una revisión de qué ocurre al producirse el eclipse. Por las referencias (Tabla 1b), cuando no hay ningún eclipse, la magnitud de la estrella variable debe ser máxima e igual a 6.46. Luego, cuando la estrella más brillante empieza a ser eclipsada por su compañera, su brillo empieza a descender y por tanto su magnitud varía del valor inicial mencionado, pasando por 6.64 (magnitud medida cuando se inició la observación), hasta alcanzar el valor de 7.51 cuando el eclipse de la estrella principal es máximo (este valor fue registrado durante las observaciones). De allí, la magnitud vuelve a cambiar pasando por 7.27 (registrado cuando se terminó la observación) hasta alcanzar nuevamente el valor de 6.46. Con estos resultados se puede deducir, que la curva de luz de la estrella V505, corresponde a una parte del eclipse principal.

CONCLUSIONES

Se ha visto que la técnica de fotometría diferencial, empleando un fotómetro fotoeléctrico, produce resultados muy cercanos a las referencias; por lo tanto, los resultados obtenidos en este estudio son bastante precisos. Teniendo en cuenta lo anterior, se puede realizar observaciones de las estrellas y con mayor precisión de aquéllas como las variables que son siendo de gran interés en el área de astronomía. En este estudio, se ha obtenido una parte de las curvas de luz de las estrellas variables V10100 ph y V505 Sgr. De la curva completa, se podría deducir el período de esta curva que viene a ser el período de rotación del sistema binario.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco, a los profesores Armando Bernui y Holger Valqui de la Universidad

Nacional de Ingeniería por revisar este artículo; al Sr. Shin-ya Narusawa y al Dr. José Ishitsuka en Japón por su valiosa información. También al Instituto Geofísico del Perú, en especial al personal del Observatorio de Ancón, bajo la dirección del Dr. Mutsumi Ishitsuka, por el apoyo y las facilidades brindadas para desarrollar este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

Ripero, J. (1986): Revista Tribuna de Astronomía, Equipo Sirius, S.A., España.

Kaufmann, W y Freedman, R., (1998): Universe, W.H. Freeman and Company, USA.

Echevarría, J. (1997): Estrellas Binarias Interactivas, Fondo de Cultura Económica, México.

Campbell, L y Jacchia, L., (1946): Historia de las Estrellas Variables, Pleamar, Argentina.

Galadí-Enriquez, D. y Ribas, I, (1998): Manual Práctico de Astronomía con CCD, Omega S. A., España.

Sterken, Chr. (1992): Astronomical Photometry a Guide, Kluwer Academic Publishers, USA.

Kitchin, C. (1984): Astrophysical Techniques, Adam Hilger Ltd, Gran Bretaña.

AAVSO, American Association of Variable Stars Observers : <http://www.aavso.org>

GCVS, General Catalogue of Variable Stars :
<http://www.sai.msu.su/groups/cluster/gcvs/gcvs/iii/vartype.txt>

SIMBAD, Astronomical Database :
<http://cdsweb.u-strasbg.fr/Simbad.html>

VSNET, Variable Star Network :
<http://www.kusastro.kyoto-ac.jp/vsnet/index.html>

ANÁLISIS DE LOS “FRIAJES” EN LA AMAZONÍA PERUANA DURANTE EL MES DE JULIO DEL 2000

SIXTO FLORES SANCHO

Facultad de Ciencias

Universidad Nacional Agraria La Molina

sixto@chavin.igp.gob.pe

Prácticas dirigidas por: Dr. Pablo Lagos

Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima

RESUMEN

En el presente trabajo se describe la evolución de un evento meteorológico que es bastante conocido por los pobladores de la amazonía en sudamericana como son “**Los friajes**”. Este evento causa cambios bruscos en las temperaturas mínimas y traen consigo, daños graves a la agricultura, en especial a los cultivos semiperennes como son el café, cacao y algunos como frutales con la consiguiente pérdida de las plantaciones por efecto del marchitamiento, tal como ocurrió en la amazonía Brasileña en 1994 (Marengo et al, 1997a). En el año 2000 se han registrado diez casos de friajes, de los cuales cuatro ocurrieron en el mes de julio, siendo los más intensos los registrados durante los días 11 al 16 y 17 al 18. La intensidad del friaje estuvo entre las más severas, según la escala propuesta por Marengo (1984), pues en la estación Puerto Maldonado se registró una temperatura mínima de 8.3°C el día 12 (su temperatura normal fluctúa entre 19 a 21°C). Valores similares se observaron en localidades cercanas de la selva. La evolución sinóptica y los mecanismos físicos que generaron los friajes, fueron similares a los descritos por Parmenter (1976), Girardi (1983), Marengo (1983, 1984, 1997a, 1997b), Krishnamurty et al (1997), Garreaud (1999), entre otros. En el caso del friaje ocurrido los días 11 al 16 de Julio, el mecanismo fue debido a una perturbación anticiclónica en la zona central y oriental del océano Pacífico Sur, la cual se debió a ondas de escala planetaria (Krishnamurty et al, 1997; Marengo et al, 1997a) que permitieron que un anticiclón cruce y penetre al continente por el lado del sur de Chile. Este anticiclón se situó en el continente por varios días, trayendo consigo masas de aire polar (frías y secas) hacia latitudes tropicales (casi toda la amazonía). La trayectoria de estas masas de aire fue de sudoeste a noreste alcanzando intensidades más severas en el Perú los días 12 y 13 de julio del 2000.

La aplicación del modelo MM5 (Modelo de Mesoescala de Quinta Generación) en el Instituto Geofísico del Perú, ha podido pronosticar estos friajes con sesenta horas de anticipación a partir de los campos de presión reducida a nivel del mar y altura geopotencial a 700 y 500 hPa. El pronostico en los otros campos complementarios como humedad integrada en la vertical, temperatura del aire cerca a la superficie, viento y temperatura a los 300 y 250 hPa, ha sido posible con 6 a 8 horas de anticipación.

INTRODUCCIÓN

Durante el invierno austral, en América del Sur ocurren fenómenos conocidos como “Frijes” con una frecuencia de aproximadamente diez veces al año. Estos friajes producen descensos bruscos de la temperatura en latitudes medias y cuando ingresan a latitudes tropicales afectan severamente los cultivos, en la mayor parte de la Amazonía Sudamericana (café, cacao y frutales). Algunas veces, los friajes son tan severos que llegan a afectar las partes central y norte de la Amazonía (Marengo et al, 1997a). Este fenómeno ocurre en general, en una situación sinóptica particular en La Patagonia, al sur de Sudamérica (Parmenter, 1976; Fortune y Kousky, 1982; Girardi, 1983). La ocurrencia de estos friajes se da en la época

de menor precipitación (meses del invierno austral), ya que en esta época, sobre el continente sudamericano predominan sistemas anticiclónicos favoreciendo así un normal desplazamiento de masas de aire frío y seco hacia latitudes de 30°S. De producirse una invasión de masas de aire frías y secas en verano, estas sufrirán una rápida modificación evitando su desplazamiento hacia la zona tropical.

La situación previa para la entrada de un friaje, es la presencia de un anticiclón con bajas temperaturas, existencia de grandes centros de baja presión sobre el océano Atlántico y al norte de las islas Malvinas. Simultáneamente existe un gran sistema de alta presión al sur del océano Pacífico y frente a las costas del sur de Chile (Celemin, 1984).

Considerando la definición local de "friaje", así como sus características, localmente se le conoce como "fríos de San Juan" o "fríos de Santa Rosa", los mismos que se presentan durante los meses de junio a setiembre. Con los datos de promedios diarios de temperatura, es difícil detectar este fenómeno debido a que un día con un gran rango térmico, la temperatura mínima no necesariamente será representada en el promedio, tal como se podría esperar en un día de friaje. De modo que las temperaturas mínimas y las de rocío, son los mejores indicadores de la presencia de un friaje (Marengo, 1983). El objetivo de este trabajo, es estudiar brevemente este fenómeno regional y analizar los casos del mes de Julio del 2000 con énfasis en el evento ocurrido los días 12 al 16.

ANTECEDENTES

Los mecanismos físicos de la incursión de masas de aire frío hacia Sudamérica, son aún deficientes en la literatura científica; sin embargo, en la actualidad algunos investigadores continúan estudiando y haciendo seguimiento de los casos. Fortune y Kousky (1983), encontraron algunas características que preceden a las temperaturas muy frías en Brasil, tal como un modelo de movimiento lento de onda larga en el centro del océano Pacífico Sur que se amplificó antes del evento frío. Estos autores señalaron la presencia de una vaguada y cuña de alta presión en los niveles altos de la atmósfera al sur de Chile y al este de Brasil respectivamente, los cuales favorecieron el encauzamiento del aire frío hacia el Ecuador, empero, no definieron la causa física de tal intensificación. Hamilton y Tarifa (1978), quienes describieron un evento frío en 1972, encontraron varias características, que precedieron al evento frío, tal como una corriente de aire hacia el Ecuador canalizada entre la meseta Brasileña y los Andes, una vaguada en la troposfera media al este de las montañas, y un anticiclón de núcleo frío en los niveles bajos cerca a la región fría.

Marengo (1983), es uno de los científicos que más estudios han realizado sobre friajes

en la amazonía. En la zona de Genaro Herrera (4°39'S, 73°32'16"W) encontró cambios característicos en el estado del tiempo: vientos fuertes del sur, descensos de la humedad e incremento de la presión atmosférica, variaciones de la nubosidad y temperaturas mínimas de hasta 11.4°C en el mes de Julio de 1975. Estas características en superficie corresponden al paso de un frente frío sobre la amazonía central. Señala que las principales características del friaje se asocian a la marcha de las temperaturas extremas, relacionadas de cierta manera a cambios de presión, viento y nubosidad. Aparte de los friajes de San Juan y Santa Rosa, existe un fenómeno con las mismas características que ocurre a finales de julio, siendo el más intenso éste último y constituyendo, al parecer una prolongación de los friajes de San Juan. Si bien los friajes de agosto y setiembre no son los más fríos, pero sí los que tienen vientos más fuertes. La intensidad del friaje se establecerá en función al valor de la temperatura mínima que alcance después de la caída brusca de ésta (día central). Las temperaturas son factores que limitan el desarrollo y crecimiento de las plantas y de sus procesos fisiológicos.

En un estudio sobre la amazonía brasileña y con datos de estaciones meteorológicas automáticas instaladas en el sur y norte de Brasil (Ji Paraná y Manaus respectivamente), se concluyó que los descensos bruscos de las temperaturas mínimas coinciden con los vientos fuertes del sur. El principal mecanismo de este fenómeno fue la advección de aire frío, en tanto que el descenso de las temperaturas máximas se debió más a la nubosidad (Marengo et al., 1997b).

Respecto a estudios usando modelos numéricos para la predicción del tiempo, merecen mención los realizados por el Dapozzo y Silva (1994), Marengo et al (1997a), Krishnamurty et al (1997) y Garreaud (1999). Krishnamurty, señala que los eventos fríos en el sudeste de Brasil, están acompañados por una vaguada de gran amplitud en las latitudes medias y que se extiende hasta los trópicos. Este autor sostiene la presencia de un mecanismo de "*downstream amplification*", el cual cruza

el océano Pacífico en Sudamérica y atraviesa los Andes. Este mecanismo se manifiesta por vaguadas y cuñas que se propagan hacia el este. Un análisis de los eventos más fríos, muestra que las características de “*downstream amplification*”, pueden ser descompuestas en una familia de ondas de escala sinóptica que se propagan hacia el este y una familia de ondas de escala planetaria que adquiere un carácter cuasiestacionario durante el evento frío.

Dapozzo y Silva (1994) realizaron una descripción sinóptica del evento frío del mes de Julio de 1988, y encontraron la presencia de un anticiclón frío que penetra hacia el continente, el cual tuvo una forma muy peculiar de manifestarse dentro del continente con relación a otros eventos similares que ocurren en esta época del año. Esta anomalía se debió al desarrollo de un ciclón extratropical intenso en la región de la Patagonia, el mismo que se desarrolló en el continente sudamericano e hizo que el aire frío y seco penetre por advección en la superficie, en los niveles de 850hPa, 700hPa y hasta los 200 hPa, llegando a desarrollarse en el continente un anticiclón en los niveles de 850 y 700 hPa.

Por otro lado, Marengo et al. (1997a) analizó el evento frío del mes de Junio de 1994 ocurrido en el sudeste de Brasil. Del estudio infiere que el estallido de frío estaría asociado a un mecanismo de retroalimentación, mucho más intenso en los flujos de aire de la atmósfera superior y baja, cerca a los Andes en el centro y sur de Chile, anterior al día más frío. Consecuentemente, se produce una vaguada intensa en el sotavento de los Andes de aquellas latitudes, con la advección de aire frío asociado a los flujos en los niveles bajos de la atmósfera debido a los vientos del sur.

DATOS Y METODOLOGÍA

En este estudio se analiza las características del friaje ocurrido durante los días 11 al 16 de julio del año 2000 en la selva peruana alta. Para tal fin se utilizaron los datos de las estaciones sinópticas ubicadas en los aeropuertos de Iquitos, Pucallpa y Puerto Maldonado. Asimismo, la base de datos es complementada con los obtenidos de Yurimaguas, Tarapoto, Juanjui, Tingo María y Atalaya (Tabla 1). Los datos se obtuvieron de la Corporación Peruana de Aeropuertos y Aviación Comercial (CORPAC S.A).

Tabla 1. Ubicación de las estaciones Sinópticas empleadas para el presente estudio

Estación	Departamento	Latitud (S)	Longitud (W)	Altitud (m.s.n.m.)
P. Maldonado	Madre de Dios	13°35'	69°12'	256
Pucallpa	Ucayali	08°22'	74°35'	200
Iquitos	Loreto	03°45'	73°15'	126
Yurimaguas	Loreto	5°54'	76°6'	184
Tarapoto	San Martín	6°30'	76°24'	282
Juanjui	San Martín	7°10'	76°06'	363

Asimismo, se ha utilizado los resultados del modelos MM5 (Modelo de Mesoescala de Quinta Generación) del PSU/NCAR (Pennsylvania State University/National Center for Atmospheric Research), que se corre operacionalmente en el Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima (CPNTC) del Instituto Geofísico del Perú. Los resultados del modelo que se analizaron corresponden al dominio 1 con 81 kilómetros de resolución espacial, que cubre el continente sudamericano entre las latitudes de 14°N a 40°S y longitudes de 40°W a 90°W. Para el análisis de la

nubosidad asociada a los “frijajes” se usaron imágenes del satélite GOES (*Geoestacionary Observational Environmental Satellite*), en los espectros infrarrojo de vapor de agua (IR3) y en el espectro visible.

RESULTADOS

Los estudios de los fenómenos conocidos como “**Frijajes**”, están asociados a los descensos bruscos de temperatura en los meses de invierno. Estos friajes cobran importancia debido al impacto negativo que

ocasionan a la agricultura. Conviene indicar que el número de casos observados en el Perú durante el año 2000 fue de 10, los

mismos que se presentaron en los meses de junio, julio, agosto y setiembre (Tabla 2).

Tabla 2. Eventos fríos (Friajes) registrados en las estaciones de estudio

	P. Maldonado	Pucallpa	Iquitos	Yurimaguas	Tarapoto	Juanjui
Meses	Días	Días	Días	Días	días	Días
Junio	17-22	*	*	*	*	*
Julio (1)	12-15	13-15	13-15	13-16	13-15	
Julio (2)	17-18	17-18	16-18	17	17-18	*
Julio (3)	20-21	21-22	*	*	*	*
Julio (4)	24-30	24-28	25-27	25-27	25-27	*
Agosto	12-15	13-15	*	*	*	14-16
Setiembre(1)	2-5	*	*	*	*	*
Setiembre(2)	15-17	*	*	*	*	*
Setiembre(3)	25-29	*	*	*	*	30
Octubre	6	*	*	*	*	*

(*): No se registraron friajes en dichas estaciones

Los “**friajes**” más intensos, ocurrieron en el mes de julio (cuatro eventos), siendo el más importante por su intensidad el ocurrido los días 11 al 16 de julio y los días 12 y 13 los más fríos.

En Puerto Maldonado se ha registrado el mayor número de casos de friajes, debido a que ésta se encuentra en la zona de incursión de estos friajes. En las demás estaciones, también se detectaron (esta información se detalla en la Tabla 2).

Siguiendo las recomendaciones de Marengo (1983), se detalla los días centrales de ocurrencia de los friajes para los periodos del 12 al 16 y 17 al 18 de julio (Tabla 3). Nótese que las temperaturas mínimas y máximas han caído bruscamente en los días centrales (figura 1), especialmente en la estación de Puerto Maldonado en 8.3°C, la más baja registrada en el año en la selva peruana.

Tabla 3. Temperaturas mínimas y máximas en los días centrales de los friajes: del 12 al 16 y 17 al 18 de Julio del 2000 en las estaciones de estudio

	P. Maldonado	Pucallpa	Iquitos	Yurimaguas	Tarapoto	Juanjui
Día central	12	13	17	17	18	17
T. Mínima	8.3°C	15°C	14.0°C	15.0°C	17.0°C	14.5°C
T. Máxima	14.0°C	22.0°	21.0°C	22.0°C	31°C	26.8°C

El paso del friaje del 12 al 16 ha desplazado un frente de nubes por toda la amazonía, tal como se puede ver y seguir su trayectoria en las imágenes del satélite GOES 8 correspondiente a los días 11 al 14 (Figura 2). Según, los pronósticos del modelo MM5 el evento se inicia el 07 de julio, cuando un anticiclón situado en la parte sur-oriental del Océano Pacífico sur, debido a una perturbación de una onda de escala planetaria, se aproximó hacia el continente cruzando los flancos de la cordillera de los Andes al sur de Chile. Este anticiclón trajo consigo masas de aire frío y seco de latitudes sub-polares, favorecido por vientos en superficie del sur de 8 a 12 m/s.

El día 08 (00UTC) el anticiclón se sitúa en continente y ocupa gran parte de Argentina. En la Figura 2a se aprecia la ubicación del anticiclón, el cual permanece hasta el día 13. Tal como se observa en la Figura 2e. El centro del anticiclón se encuentra ubicado entre Paraguay, Uruguay y Argentina. Durante los días 09 y 10, se presentó mal tiempo con la caída de nevadas y lluvias intensas en las zonas del frente que precede al friaje (sur de Bolivia, norte de Chile). El día 12 se registran valores extremos en la precipitaciones en las zonas de Paraguay, Uruguay y sur de Brasil.

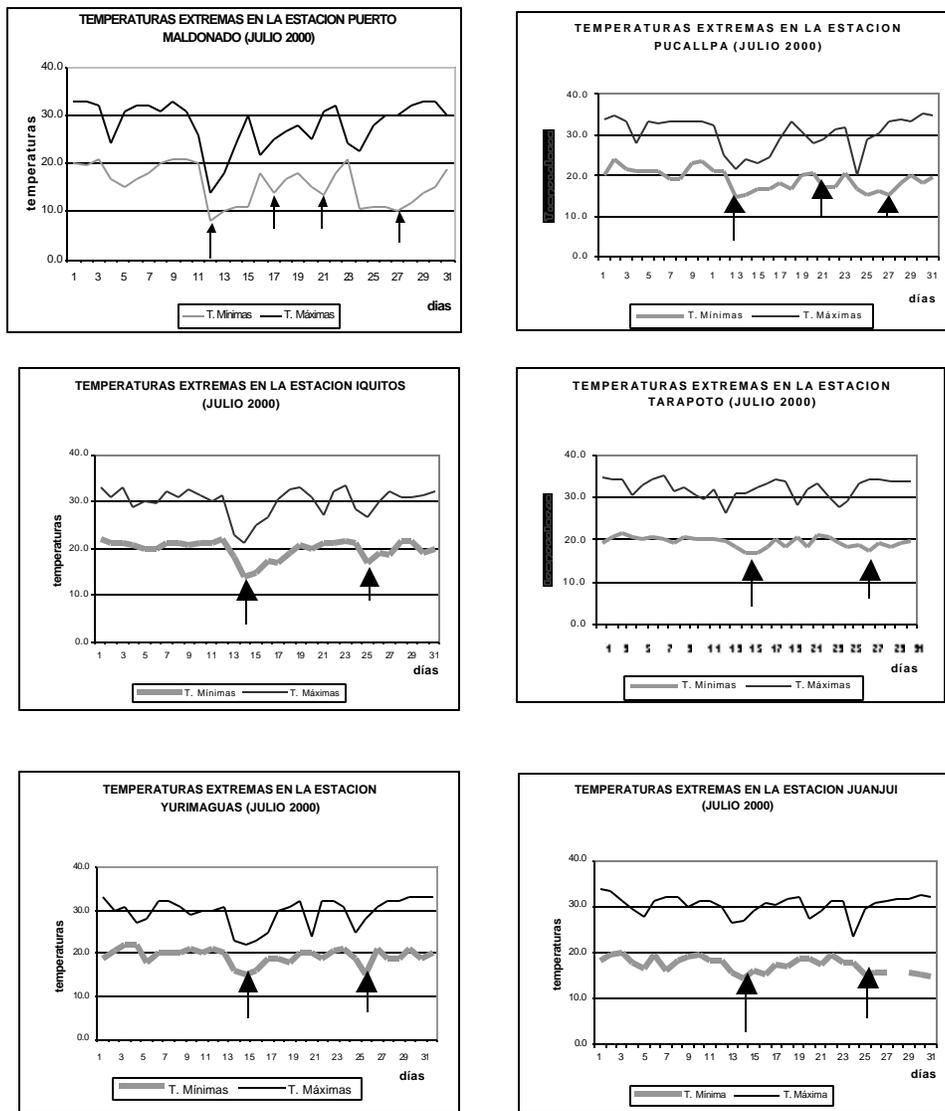


Figura 1. Temperaturas extremas observadas en diferentes localidades de la amazonía peruana (fuente: CORPAC SA). Las flechas indican los días centrales de los friajes.

De los campos de presión reducida a nivel del mar, analizado en este estudio, se puede ver que los días 11 al 13 fueron los de intensidad máxima del anticiclón en el continente, con valores muy extremos el día 12: 1035 a 1038 hPa (Figura 3). En los campos de humedad integrada en la vertical, se aprecia que la zona de escasa humedad se presenta mayormente en Argentina, Paraguay, Uruguay, Bolivia y norte de Chile. Asimismo los días 12 y 13 fueron los de menor concentración de humedad (Figura 4). El caso más extremo de friaje en la amazonía brasileña fue el día 13 y en Paraguay el 12, tal como se muestra con los campos analizados de temperatura

cerca de la superficie (Figura 5). En esta figura se aprecian zonas con temperaturas bajas (10 a 15°C) en la selva amazónica de Perú, Bolivia, Paraguay y sur de Brasil, especialmente en los días 12 y 13, tal como se observó en superficie.

Durante los días más intensos del evento (12 y 13 de Julio), según los campos analizados de presión, altura geopotencial y vientos a 500 hPa, temperatura y vientos a 250 hPa (Figuras 6b,c, e, f), se observa una baja profunda en los 500hPa, al igual que una baja térmica en los 250hPa, la cual esta advectando o haciendo que fluya aire frío por encima de la superficie hacia latitudes

tropicales. Ambas bajas están relacionadas a una circulación ciclónica con fuertes vientos; mientras que en superficie, predominan los vientos del sur (Figura 6a y d).

Las alturas geopotenciales a 500 hPa muestran intensificación de una cuña y una vaguada el 12 de Julio, la cual podría estar asociada a una onda planetaria que según Krishnamurty (1997), es la generadora de la perturbación ciclónica. Para el día 12 de julio, en superficie se aprecia la intensificación del anticiclón situado dentro del continente en 1038 hPa, el 12 de Julio, luego se debilita en 1035 hPa hacia el norte de Argentina y este de Paraguay. El día 13 (Figura 3) el anticiclón se encuentra en una etapa previa a su disipación y alejamiento hacia el océano Atlántico. Asimismo, en la Figura 3, se aprecia una zona de alta presión débil próxima a la costa de Chile. En las Figuras 2d y 3, se observa una vaguada profunda situada sobre el territorio chileno, acompañada de un frente frío con dirección de noroeste a sureste. Estos tipos de frentes permitieron la incursión de otros anticiclones con masas de aire frío y seco y por consiguiente, los otros eventos de friajes del mes de Julio.

Debido al tamaño reducido del dominio 1, y la misma que se utilizó para este estudio no se ha podido identificar los centros de baja presión sobre el atlántico al norte y noreste de las Islas Malvinas, las que preceden a la entrada de un anticiclón antártico (Celemin, 1984). Del campo de presión reducida a nivel del mar, analizando en este estudio, se detectó el ingreso del anticiclón desde el día 07 de Julio a las 18:00UTC (1p.m. hora local peruana); mientras que en los niveles medios (500 hPa), se detectó una perturbación en forma de ondas que bien podría ser una onda planetaria (Rossby), la que generó el fenómeno.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este estudio, se ha descrito y analizado la evolución sinóptica de los friajes ocurridos en la selva peruana durante el periodo del 12 al 16 y 17 al 18 de Julio del año 2000. Se determinó que el “friaje” de

los días 11 al 16 de Julio fue el más intenso del año 2000 y probablemente uno de los más importantes de los últimos años. En los días centrales de los friajes, las temperaturas alcanzaron valores muy bajos, especialmente las mínimas, ya que incluso hubo lugares en los cuales el frente que precede a la entrada de los friajes registraron mal tiempo (fuertes nevadas y lluvias intensas). Los daños a la agricultura, en la región amazónica, provocados por estos friajes no fueron significativos, pero si tuvo efectos en la salud de la población, (problemas respiratorios especialmente en los niños y ancianos).

La trayectoria de los anticiclones antárticos, que trajeron consigo masas de aire frío y seco, originaron que los friajes tuvieran circulación de suroeste a noreste. Estos se originaron al sur de Chile y se disiparon en el Océano Atlántico, al este de Brasil. El fenómeno tuvo su origen en una perturbación generada por una onda de escala planetaria, la que favoreció que el anticiclón con masa de aire polar incursione en el continente por el sur de Chile. El modelo MM5 pronosticó con varias horas de anticipación la incursión de estas masas frías, (60 horas) y pudo ser observado en los análisis de los campos de presión y geopotencial (niveles de 700 y 500 hPa), así como con 6 a 48 horas de anticipación en los campos de humedad, temperatura del aire cerca de la superficie y en niveles altos, así como en el viento presente en los niveles altos de la troposfera (300 y 250 hPa).

Es importante realizar un muestreo estadístico de las pérdidas, que los friajes ocasionan a la agricultura, y partir de éstas tomar medidas de prevención para aminorarlas. Al momento, no se cuenta con cifras oficiales sobre los daños ocasionados por este fenómeno. Se requiere igualmente, hacer un estudio mas profundo usando el modelo MM5, así como un modelo global para poder detectar el origen de las ondas que causan las perturbaciones en el pacifico sur-oriental.

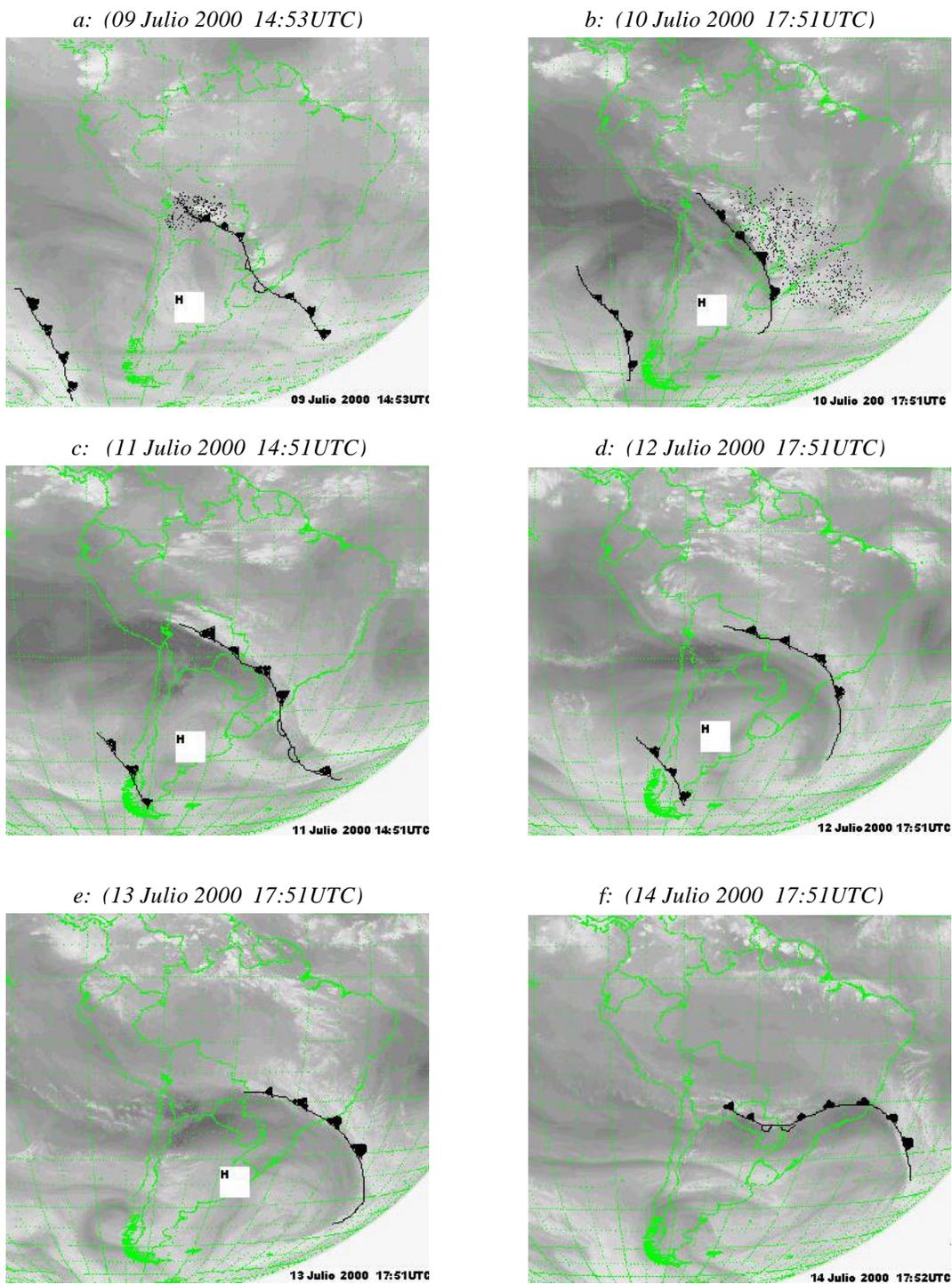


Figura 2. Secuencia de Imágenes del Satélite GOES 8 en el espectro infrarrojo vapor de agua. Obsérvese la migración del anticiclón y el desplazamiento de los frentes en Sudamérica los días 9 al 13 de Julio del 2000

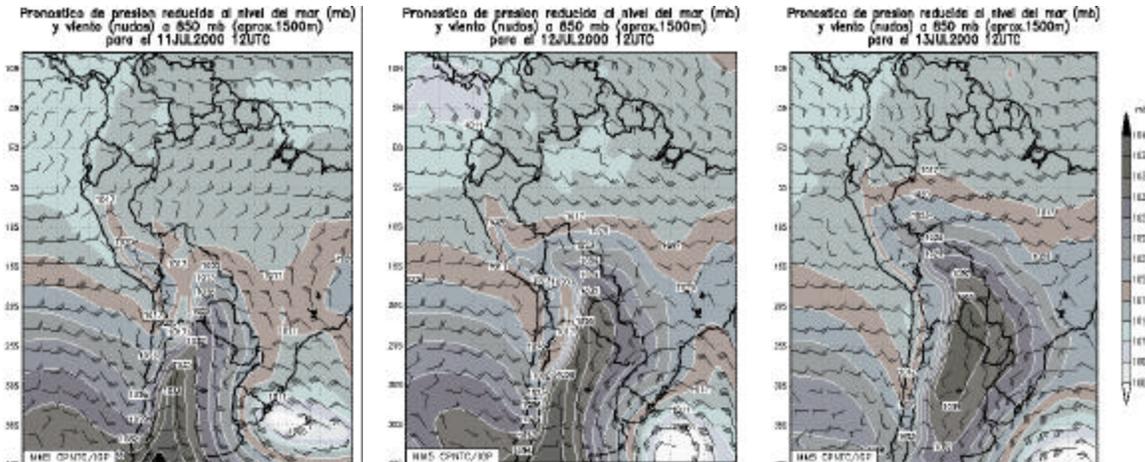


Figura 3. Condiciones pronosticadas de presión reducida a nivel del mar con condiciones iniciales del 11 de Julio del 2000

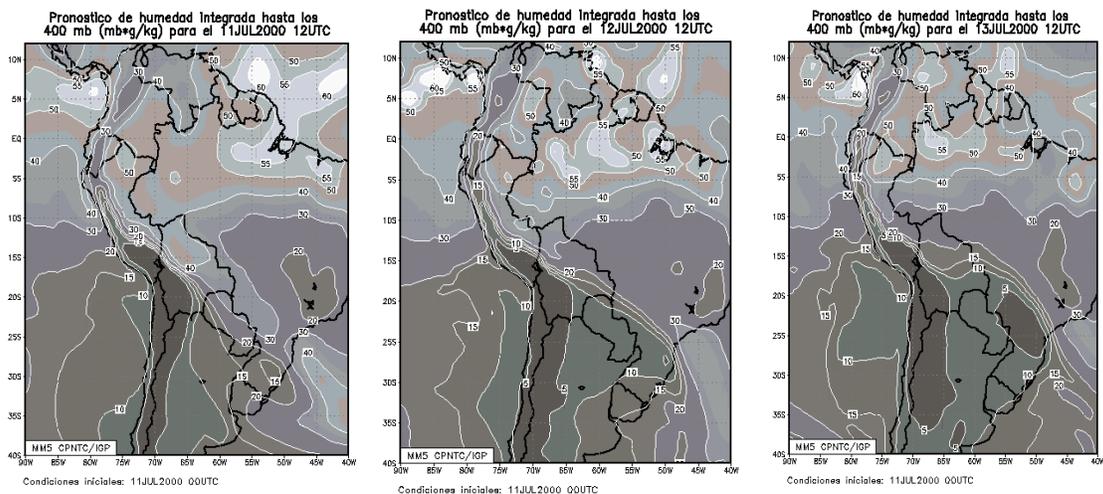


Figura 4. Pronóstico de humedad integrada en la vertical con condiciones iniciales del 11 de Julio del 2000

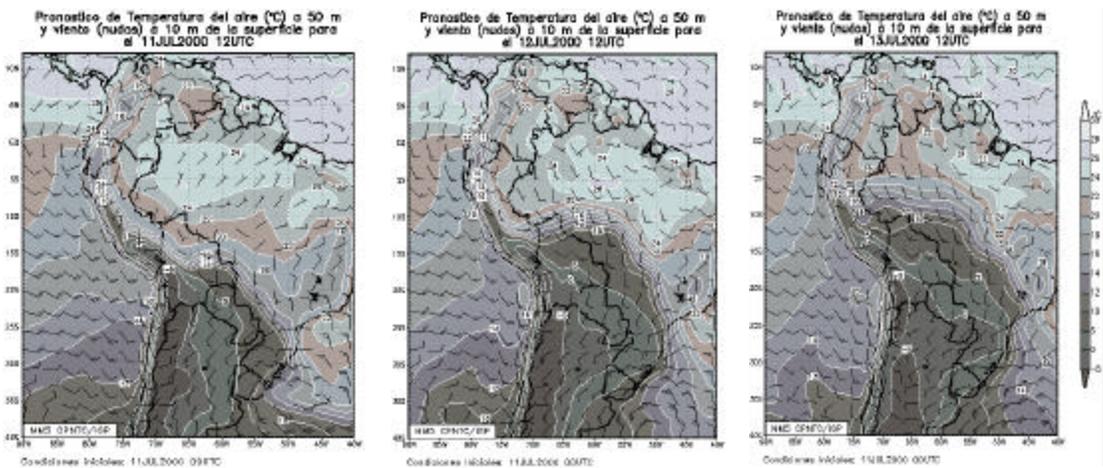


Figura 5. Pronóstico de Temperaturas del aire (°C) a 50 metros y viento a 10 metros de la superficie con condiciones iniciales del 11 de Julio del 2000

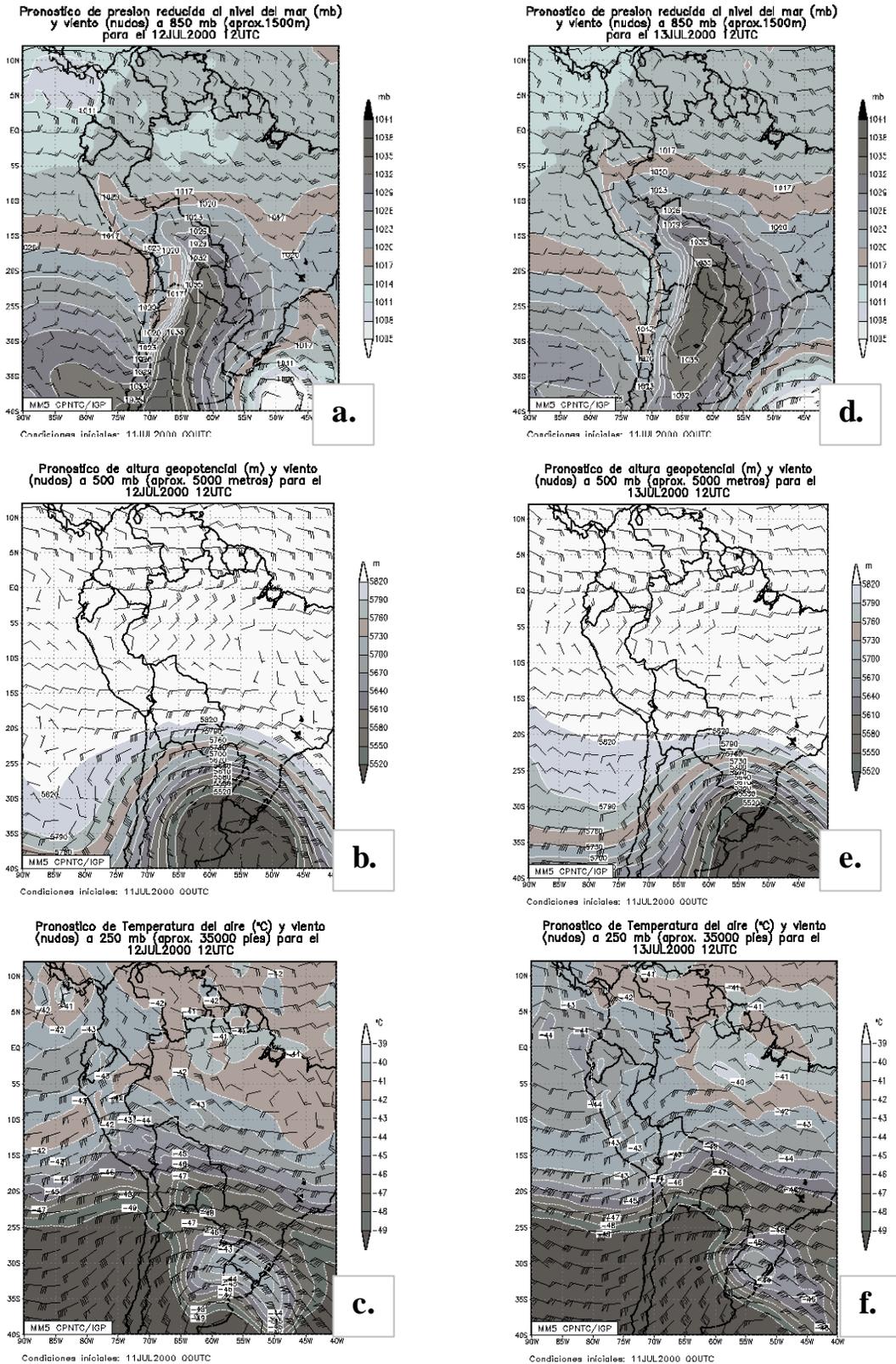


Figura 6. Campos analizados de presión a nivel del mar, altura geopotencial y viento a 500 hPa y temperatura y vientos a 250 mb para los días 12 y 13 de Julio del 2000. Condiciones iniciales del 11 de Julio

AGRADECIMIENTOS

Al director del Centro de Predicción del Tiempo y Clima (CPNTC) del Instituto Geofísico del Perú, Dr. Pablo Lagos, por brindarme la oportunidad de desarrollarme profesionalmente en el centro que dirige y por el asesoramiento en este trabajo. A la Dra. Yamina Silva y a la Ing. Grace Trasmonte por el asesoramiento y apoyo necesario. Finalmente, al Instituto Geofísico del Perú por el constante esfuerzo que realiza en la investigación científica en las áreas de ciencias de la tierra y el apoyo a los jóvenes investigadores.

BIBLIOGRAFIA

- Celemin, A. (1984): Meteorología Práctica. Servicio Meteorológico Nacional, Mar de Plata, 316pp.
- Dapozzo, J. y Silva, M. (1994): Un Estudio de caso da Penetracao do ar polar em Latitudes Baixas: Julho de 1988. VII Congreso Brasileiro de Meteorología, 626pp.
- Fortune, M. y Kousky, V. (1983): Two Severe Freezes in Brazil: Precursors and Synoptic Evolution. *Monthly Weather Review* 111:181-196.
- Garreaud, R. (1999): Cold Incursions over Subtropical and Tropical South America: A Numerical Case Study. *Monthly Weather Review* 127:2823-2853.
- Girardi, C. (1983): El Pozo de los Andes. *First International Congress on Southern Hemisphere Meteorology*. San Jose dos Campos, Brazil. American Meteorological Society: 226-229.
- Marengo, J. (1983): Estudios Agroclimático de la zona de Genaro Herrera (Requena – Loreto) y climático en la selva baja norte del Perú. Tesis UNALM, Ing. Meteorólogo, 464pp.
- Marengo, J. (1984): Estudio Sinóptico Climático de los Friajes (Friagens) en la Amazonía Peruana. *Revista Forestal del Perú* 12(1-2): 55-80.
- Marengo, (1997a): Cold Surges in Tropical and Extratropical South América: The Strong Event in June 1994. *Monthly Weather Review* 125:2759-2783.
- Marengo, (1997b): Climatic Impacts of Friagens in Forested and Deforested Regions Amazon Basin. *Journal of Applied Meteorology* 36:1553-1566.
- Parmenter, F. (1976): Southern Hemisphere Cold Front Passage at Equator. *Bulletin of the American Meteorological Society* 57: 1435-1440.
- Krishnamurty T.N. (1997): Down Stream Amplification: A possible Precursor to Major Freeze Events over Southeastern Brasil. *Weather and Forecasting* 14:242-270.

PREDICCIÓN DE LAS PRECIPITACIONES SOBRE LA CUENCA CHANCAY-HUARAL

JONATHAN CÁRDENAS SOTERO

Facultad de Ciencias

Universidad Nacional Agraria La Molina

jonathan@chavin.igp.gob.pe

Prácticas dirigidas por: Dr. Pablo Lagos

Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima

RESUMEN

Se realiza una primera aproximación al desarrollo de un modelo estadístico para el pronóstico de las precipitaciones sobre la cuenca Chancay-Huaral, haciendo uso de correlaciones lineales simples y análisis de regresión múltiple con algunos índices climáticos globales como son: la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en la región Niño 1+2 y Niño 3, Índice de Oscilación del Sur (IOS) y Radiación neta en Onda Larga (ROL).

Los datos mensuales se reagruparon en cuatro grupos correspondientes a los periodos: a) Enero-Diciembre; b) Octubre-Marzo; c) Octubre-Diciembre y d) Enero-Marzo. Los cálculos de correlaciones se obtuvieron hasta con seis meses de retraso. Los índices de correlación del orden de 0.5 se obtuvieron entre las precipitaciones registradas en las estaciones ubicadas por encima de los 2000 m.s.n.m. y las anomalías de la TSM en la zona del Niño 1+2.

Los resultados, en general, muestran que no existe una buena correlación entre las precipitaciones registradas en la cuenca Chancay-Huaral y los índices climáticos globales, como para desarrollar un modelo estadístico para el pronóstico de las lluvias.

El análisis de regresión múltiple de las precipitaciones en la cuenca Chancay-Huaral con los índices climáticos globales indican que la temperatura superficial del mar es la variable que está más relacionada con las precipitaciones en la cuenca.

INTRODUCCION

De los elementos del clima, la precipitación es la variable que tiene mayor incidencia en las actividades humanas, como por ejemplo en la producción agrícola. Por este motivo, se crea la necesidad de realizar pronósticos de las precipitaciones a largo plazo para uso en las actividades agrícolas.

Entre los modelos actualmente utilizados para el pronóstico de las precipitaciones a largo plazo, los estadísticos han mostrado tener bastante eficiencia. Estos modelos consisten en buscar un conjunto de elementos predictores que sean útiles para la tarea de predecir el clima, los mismos que deben cumplir la condición de que sean variables disponibles en tiempo real y que las correlaciones encontradas sean significativas con adelantos suficientes de las variables predictoras (índices

climáticos globales) con respecto al predictando (precipitación).

En la actualidad, la comunidad científica viene monitoreando las variables atmosféricas a través de los índices climáticos globales y han desarrollado modelos numéricos con la finalidad de predecir su comportamiento. Basándose en estos índices, se establece un esquema de pronóstico de las precipitaciones en la cuenca Chancay-Huaral haciendo uso del coeficiente de correlación lineal de Pearson y el análisis de regresión múltiple.

Este estudio tiene como objetivos establecer el grado de influencia de las variables climáticas observadas en el Océano Pacífico, en el mecanismo de formación de las precipitaciones sobre la cuenca Chancay-Huaral, y sobre la base de las correlaciones encontradas, desarrollar un modelo estadístico para el pronóstico

de precipitaciones en la cuenca Chancay-Huaral.

ANTECEDENTES

En los procesos atmosféricos, influyen de forma decisiva los complejos mecanismos de interacción océano-atmósfera. Uno de los parámetros oceánicos más utilizados para cuantificar e identificar los intercambios de energía de estos sistemas lo constituye la Temperatura Superficial del Mar (TSM). Con ese objetivo, se ha estudiado el papel que juegan las diferentes áreas oceánicas con características especiales en esos mecanismos de interacción. Entre estas áreas están las usadas para el monitoreo de

los eventos ENSO (El Niño Oscilación del Sur) conocidas como: Niño 1+2 (0-10°S, 90-80°W), Niño 3 (5°N-5°S, 150-90°W), Niño 4 (5°N-5°S, 160°E-150°W) y Niño 3.4 (5°N-5°S, 170-120°W), tal como se muestra en la Figura 1. Para todas las áreas mencionadas, así como para otros índices globales tales como el IOS y Radiación Neta en Onda Larga (ROL), se han elaborado series de tiempo de los promedios mensuales disponibles en Internet (página Web del Centro de Predicciones Climáticas del Centro Nacional de Pronósticos Ambientales de la Agencia Nacional Atmosférica y Oceánica de los Estados Unidos de América -NOAA).

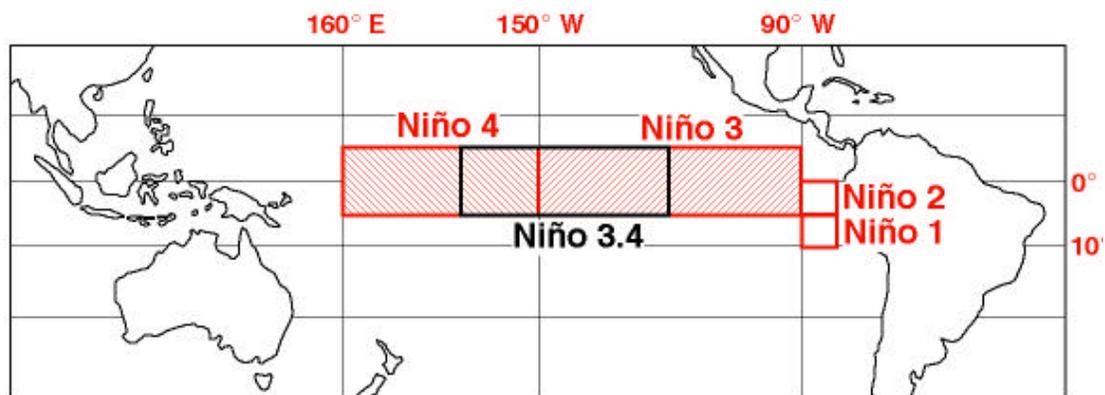


Figura 1. Áreas usadas para el monitoreo de eventos Niño.

El IOS es la diferencia entre la presión atmosférica en Tahiti (17.5° S, 149.6° W) y Darwin (12.4°S, 139°E), cuyas medias anuales de presión en cada una de estas estaciones tienen una correlación de -0.79 (Trenberth, citado por Cárdenas en 1998).

La ROL es la energía emitida por superficie de la Tierra hacia el espacio exterior y detectada por los satélites artificiales, en otras palabras las regiones de menor ROL corresponden a áreas de mayor precipitación y regiones de mayor ROL corresponden a áreas de menor precipitación (Lagos, 1997).

El punto de partida para la implementación de un modelo estadístico para el pronóstico de precipitaciones en la cuenca Chancay-Huaral, debe consistir en obtener una relación entre los índices

climáticos globales y las precipitaciones en la cuenca, ya que los nuevos avances científicos se han concentrado en el monitoreo y pronóstico de la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial.

DATOS Y METODOLOGÍA

Para realizar el presente estudio se ha utilizado series de tiempo de precipitación en diversas estaciones meteorológicas (período de 1952-1996 en cada estación) distribuidas dentro de la cuenca Chancay-Huaral y de algunas estaciones próximas a ella (Tabla 1). Esta información fue proporcionada por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI). Asimismo, los índices climáticos globales (TSM, IOS y ROL). Las series de tiempo corresponden a promedios mensuales de

precipitación (record de 45 años para todas las estaciones), TSM en la zona Niño 3 y Niño 1+2, IOS estandarizado (registros

desde el año 1952 hasta 1996) y ROL (registros desde el año 1979 hasta 1996)

Tabla 1. Localización de las estaciones meteorológicas utilizadas

Estació	Altitud(msn)	Latitu	Longitu	Distrit	Provinci	Cuenc
Rete	182	11° 28'	77° 14'	Chanca	Chanca	Huara
Huaya	350	11° 27'	77° 07'	Huara	Chanca	Huara
Palla	233	11° 21'	76° 48'	Atavillos	Cant	Huara
Cara	260	11° 11'	76° 47'	27 de	Cant	Huara
Pirc	325	11° 14'	76° 39'	Atavillos	Cant	Huara
Huaro	358	11° 24'	76° 34'	Huaro	Cant	Chillo
Sta.	370	11° 12'	76° 38'	Sta.	Cant	Huara
Huaro	465	11° 01'	76° 25'	Huaya	Pasc	Mantar

Para el cálculo de las correlaciones lineales y la regresión múltiple se hizo uso del programa estadístico Minitab.

Con la finalidad de alcanzar los objetivos planteados se dividió la información en cuatro diferentes períodos del año, asociados básicamente por la época de abundante precipitación. El primer período de datos incluye la precipitación durante todo el año (Enero-Diciembre), el segundo período se centró en la época lluviosa (Octubre-Marzo), el tercero el inicio de la temporada de lluvias (Octubre-Diciembre) y el último período la temporada de mayor precipitación (Enero-Marzo).

La primera parte del trabajo esta basado en el cálculo del coeficiente de correlación lineal de Pearson, que es un índice encargado de medir la interacción entre dos variables cuantitativas con el objetivo de determinar el grado de relación que hay entre estas dos variables (Calzada,1981). Para conocer el grado de predictibilidad se establecieron retardos de 1 a 6 meses (Naranjo, 1998). En la segunda parte, se realiza el análisis de regresión múltiple con la finalidad de medir el grado de asociación entre las precipitaciones en la cuenca (variable dependiente) y algunos índices climáticos globales (variables independientes). Se puede finalmente, con los coeficientes de correlación más elevados podemos establecer un modelo

estadístico de las precipitaciones sobre la cuenca Chancay-Huaral.

GENERALIDADES DE LA CUENCA

Geográficamente, la cuenca Chancay-Huaral se encuentra entre los paralelos 11°00' y 11°40' de latitud Sur y los meridianos 76°28' y 77°20' de longitud Oeste de Greenwich. Políticamente, se encuentra íntegramente en el departamento de Lima, ocupando parcialmente las provincias de Chancay y Canta con un área aproximada de 3 279 Km² (Figura 2). Altitudinalmente, se extiende desde el nivel del mar hasta la línea de cumbres de la Cordillera Occidental de los Andes que constituye la divisoria continental y cuyos puntos más altos llegan hasta los 5350 m.s.n.m.

Las lluvias en la cuenca Chancay-Huaral varían alrededor de los 700mm al año en el sector de las punas (4000 a 5300 m.s.n.m.) hasta su completa ausencia en la costa árida y desértica próxima al litoral marino. Según el inventario, evaluación y uso racional de recursos naturales de la costa, realizado por el Instituto Nacional de Recursos Naturales (INRENA), la cuenca Chancay-Huaral posee cuatro tipos climáticos según el sistema de clasificación de Warren Thornthwaite (ONERN,1969):

- a) Tipo climático muy seco y semi-cálido, del nivel del mar hasta los 2000 m.s.n.m.
- b) Tipo climático muy seco y templado, entre los 2000 y 3000 m.s.n.m.

- c) Tipo climático húmedo y frío, entre los 3000 y 4000 m.s.n.m.
- Tipo climático muy húmedo y frígido, sobre los 4000 m.s.n.m.



Figura 2. Mapa de ubicación de la cuenca Chancay-Huaral

RESULTADOS

Las mejores correlaciones lineales simples se han obtenido entre las precipitaciones en la cuenca Chancay-Huaral y la TSM en la zona del Niño 1+2, seguido por las correlaciones con el Niño 3. En tercer lugar, las correlaciones con el ROL y por último las correlaciones con el IOS. Esto podría explicarse por la importancia que tiene la TSM en los procesos de precipitación a nivel regional y global y por la cercanía del sector Niño 1+2 del Océano Pacífico a la zona estudiada. Estudios similares realizados por Woodman (1999) indican una estrecha relación entre las precipitaciones registradas en Piura y las anomalías de la TSM frente a la costa norte del Perú.

Con el primer grupo de datos seleccionados para el periodo Enero-Diciembre, se obtuvieron correlaciones de ± 0.5 o mayor entre las precipitaciones y las anomalías de la TSM en la región Niño 1+2 con retraso de 0, 4 y 5 meses en todas las estaciones de la cuenca, excepto para las estaciones de Retes y Huayan que están ubicadas cerca al litoral donde se obtuvieron coeficientes de correlación bastante bajos como de 0.02, tal como se muestra en la Tabla 2.

Para el segundo período en estudio (Octubre-Marzo), también se encontraron correlaciones del orden de $+0.5$ con un retraso de 0 y 6 meses. Los valores de los coeficientes de correlación más altos se obtuvieron en las estaciones de Pallac

(0.597) y Sta. Cruz (0.594). Sin embargo, en la estación de Pirca se observó una correlación aceptable pero de signo negativo (-0.42) y de 3 meses de retraso (Tabla 3). Estas correlaciones, si bien es cierto tienen valores estadísticamente aceptables, desde el punto de vista físico no lo son, ya que no se conoce que exista un forzamiento en el Pacífico con un periodo de 6 meses.

Los resultados obtenidos para el tercer y cuarto período, muestran coeficientes de correlación inferiores a ± 0.5 , razón por la cual no se incluye en el presente análisis, pero si se muestra los valores en la Tabla 6.

Al realizar el análisis de regresión múltiple se encontró que los predictores de las precipitaciones en la cuenca Chancay-Huaral, con las limitaciones estadísticas que se encuentran, están basados en la combinación de la temperatura superficial del mar en las zonas del Niño 1+2, Niño 3 y el IOS, con valores estadísticamente insignificantes como se muestran en las Tablas 4 y 5.

Con la ayuda de estos índices climáticos globales, se llega, en el mejor de los casos (estación de Carac), a explicar el 53% de la variabilidad de las precipitaciones en la cuenca Chancay-Huaral para el período Enero-Diciembre (Tabla 4). Para el período Octubre-Marzo se obtiene hasta un 51% de explicación de la variabilidad en la misma estación (Tabla 5).

Tabla 2. Correlaciones lineales más significativas con retrasos para el periodo Enero- Diciembre

Estación	Altitud(msnm)	Coeficientes de Correlación lineal más significativos							
		3 - P		1+2 - P		IOS - P		ROL - P	
		r	atraso	r	atraso	r	atraso	r	atraso
Retes	182	0.109	r-5	0.125	r-5	-0.03	r-4	-0.12	r-1
Huayan	350	0.073	r-4	0.02	r-4	-0.06	r-5	-0.16	r-1
Pallac	2333	-0.4	r-4	-0.5	r-5	0.07	r-5	0.316	r-5
Carac	2600	-0.47	r-4	-0.58	r-5	0.057	r-5	0.344	r-5
Pirca	3259	-0.46	r-4	-0.56	r-5	0.064	r-6	0.298	r-5
Huaros	3585	-0.44	r-4	-0.52	r-5	0.085	r-6	0.34	r-5
Sta. Cruz	3700	-0.51	r-3	-0.6	r-4	0.069	r-6	0.356	r-6
Huaron	4650	-0.56	r-3	-0.71	r-4	-0.08	r-2	0.276	r-6

Tabla 3. Correlaciones lineales más significativas con retrasos para el período Octubre - Marzo

Estación	Altitud(msnm)	Coeficientes de Correlación lineal más significativos							
		3 - P		1+2 - P		IOS - P		ROL - P	
		r	atraso	r	atraso	r	atraso	r	atraso
Retes	182	0.144	r-6	-0.18	r-3	-0.07	r-6	-0.2	r-6
Huayan	350	0.116	r-4	-0.14	r-3	-0.08	r-1	-0.16	r-6
Pallac	2333	0.443	r-6	0.597	r-6	0.11	r-2	0.318	r-4
Carac	2600	0.48	r-6	0.64	r-6	0.1	r-2	0.327	r-4
Pirca	3259	0.364	r-6	-0.42	r-3	0.1	r-2	0.251	r-4
Huaros	3585	0.444	r-6	0.557	r-6	-0.19	r-6	0.295	r-4
Sta. Cruz	3700	0.481	r-6	0.594	r-6	-0.12	r-6	0.271	r-4
Huaron	4650	0.447	r-6	0.543	r-6	-0.12	r-5	-0.2	r-1

r = Coeficiente de correlación lineal simple.

r - n = Coeficiente de correlación lineal con retraso de n meses.

n = Número de meses de retraso.

3 - P = Temperatura en Niño 3 vs Precipitación.

1+2 - P = Temperatura en Niño 1+2 vs Precipitación.

IOS - P = Índice de oscilación sur vs Precipitación.

ROL - P = radiación neta en onda larga vs Precipitación.

Tabla 4. Correlación múltiple utilizando combinación de los índices globales
Período Enero - Diciembre

Estación	Altitud(msnm)	r(%)	3 - P	1+2 - P	IOS - P	RoI - P
Retes	182	1.7	X	X	X	X
Huayan	350	2.3	X	X	X	X
Pallac	2333	41.1	X	X	X	X
Carac	2600	53.0	X	X	X	
Pirca	3259	38.5	X	X		
Huaros	3585	35.4	X	X	X	
Sta.	3700	42.5	X	X	X	
Huaron	4650	50.8	X	X	X	X

Tabla 5. Correlación múltiple utilizando la combinación de los índices globales
Octubre - Diciembre

Estación	Altitud(msnm)	r(%)	3 - P	1+2 - P	IOS - P	RoI - P
Retes	182	9.2	X	X	X	X
Huayan	350	4.8	X	X	X	X
Pallac	2333	45.3		X		X
Carac	2600	51.0	X	X	X	
Pirca	3259	40.3		X	X	
Huaros	3585	24.7	X	X		X
Sta. Cruz	3700	32.3		X	X	X
Huaron	4650	38.5		X	X	X

r(%) = Correlación múltiple con los índices globales.

3 - P = Temperatura en Niño 3 vs Precipitación.

1+2 - P = Temperatura en Niño 1+2 vs Precipitación.

IOS - P = Índice de oscilación sur vs Precipitación.

ROL - P = radiación neta en onda larga vs Precipitación.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las precipitaciones en la cuenca Chancay-Huaral mantienen muy poca relación con la variación temporal de los índices climáticos globales, por lo que sería muy prematuro establecer un modelo estadístico basándose en estos resultados.

De los índices climáticos analizados en el presente trabajo, la temperatura superficial del mar es el que tiene mayor relación con las precipitaciones sobre la cuenca Chancay-Huaral; por lo que se debería poner mayor énfasis en el estudio de la variación temporal de esta variable, sobre todo en el período de abundante precipitación.

Las correlaciones más significativas se han obtenido de las estaciones que se localizan sobre los 2000 m.s.n.m. Esto puede atribuirse a la poca influencia del anticiclón del Pacífico Sur a estas altitudes, pero sí a la influencia de masas de aire procedentes del océano Atlántico (Mugica, 1985).

Las correlaciones obtenidas con retrasos de 6 meses, aunque estadísticamente tienen valores aceptables, desde el punto de vista físico no lo son, ya que no se conoce que exista un forzamiento en el Pacífico con un periodo de 6 meses.

Se recomienda realizar estudios similares para las diferentes cuencas del territorio nacional a fin de determinar la influencia del océano Pacífico en las precipitaciones de dichas cuencas y si las correlaciones son mayores a ± 0.5 se puede implementar un modelo estadístico para pronósticos de precipitaciones y de esta manera mitigar los posibles desastres que ocasionan la abundante precipitación, así como el déficit de la misma. Asimismo, realizar un estudio adicional para poder encontrar una justificación física de las bajas correlaciones que se ha encontrado en este estudio.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Dr. Pablo Lagos, Director del Centro de Predicción Numérica de Tiempo y Clima (CPNTC) por darme la oportunidad de realizar mis prácticas pre-profesionales en la dirección a su cargo, así como en el asesoramiento para la elaboración del presente estudio. También quisiera agradecer en forma especial a la Dra. Yamina Silva, a la Lic. Alejandra Martínez y a todo el personal del CPNTC que de una forma u otra me han brindado su apoyo.

BIBLIOGRAFIA

Calzada, B. (1981): Métodos Estadísticos Para la Investigación. Editorial Milagros S.A., Lima, Perú, Pág. 643.

Cárdenas, P. (1998): Papel de Indices Teleconectivos y del ENOS en la Predictabilidad de la lluvia en Cuba. Boletín SOMETCUBA, volumen 4, número 2.

Lagos, E. (1997): Modelo Regional para la Predicción de las Precipitaciones en la Cuenca del Río Mantaro. Informe climático bimensual.

Mugica, R. (1985): La lluvia en el departamento de Piura en 1983 y su relación con otras variables. CONCYTEC, Ciencia, Tecnología y Agresión Ambiental: El Fenómeno El Niño. Lima-Perú. Talleres gráficos de la universidad del Pacífico, Pág. 692.

Naranjo, D. (1998): Un Índice Empírico de Ocurrencia de ENOS. Papel de la Predictabilidad de Elementos Climáticos. Boletín de SOMETCUBA, volumen 4, número 1.

ONERN, (1969): Inventario, Evaluación y uso Racional de los Recursos Naturales de la Costa Valle Chancay-Huaral. Lima Perú.

Woodman, R. (1999): Modelo Estadístico de Pronóstico de Precipitaciones en la Costa Norte del Perú (publicado en la

pagina Web del Instituto geofísico del Perú: <http://www.igp.gob.pe>).

Tabla 6. Coeficientes de correlación obtenidos para la cuenca Chancay - Huaral

Huaron

Período: ENERO - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.14	-0.19	-0.46	-0.56	-0.5	-0.334	-0.09
1+2-p	0.494	0.146	-0.25	-0.57	-0.71	-0.656	-0.42
ios-p	-0.05	-0.05	-0.08	-0.04	-0.02	0.005	0.009
rol-p	-0.33	-0.22	-0.14	0.01	0.193	0.276	0.269

Período: OCTUBRE - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.436	0.091	-0.23	-0.24	-0.04	0.27	0.447
1+2-p	0.581	0.234	-0.22	-0.4	-0.25	0.187	0.543
ios-p	-0.04	0	-0.04	-0.06	-0.05	-0.124	-0.06
rol-p	-0.3	-0.2	-0.17	-0.07	0.105	0.038	-0.17

Período: OCTUBRE - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	-0.07	-0.07	0.033	0.15	0.134	0.091	0.196
1+2-p	0.097	-0.02	-0.11	0.23	0.09	-0.151	0.197
ios-p	-0.08	-0.06	-0.07	-0.02	-0.05	-0.144	-0.14
rol-p	-0.2	-0.05	-0.06	-0.4	-0.16	-0.037	-0.19

Período: ENERO - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.175	-0.11	0.025	0.2	-0.18	-0.076	0.11
1+2-p	0.266	-0.17	-0.04	0.16	-0.18	-0.072	0.214
ios-p	-0.02	0.055	-0.13	0.03	0.101	0.133	-0.02
rol-p	-0.27	0.06	0.026	-0.1	0.139	0.186	-0.07

Retes

Período: ENERO - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	-0.07	-0.01	0.039	0.1	0.107	0.109	0.069
1+2-p	-0.07	-0.05	0.04	0.04	0.1	0.125	0.12
ios-p	0.008	0.024	0.015	-0.03	-0.03	0.015	0.01
rol-p	-0.07	-0.12	-0.07	-0.08	-0.05	0.009	0.003

Período: OCTUBRE - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.182	0.103	-0.01	-0.08	0.069	0.034	0.144
1+2-p	0.201	0.117	-0.04	-0.18	0.028	-0.003	0.175
ios-p	-0.04	0	0.026	-0.06	-0.03	-0.056	-0.07
rol-p	-0.13	-0.18	-0.07	-0.02	-0.03	0.047	-0.2

Período: OCTUBRE - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	-0.05	0.004	-0.03	-0.08	-0.01	-0.039	0.027
1+2-p	-0.15	0.148	-0.04	-0.12	0.108	-0.063	-0.11
ios-p	0.015	0.001	0.02	0.09	0.134	0.008	0.066
rol-p	0.165	0.11	0.175	0.22	-0.38	-0.112	0.039

Período: ENERO - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.103	0.165	-0.04	0.02	-0.04	-0.332	-0.23
1+2-p	0.035	0.205	-0.06	-0.04	0.014	-0.202	-0.19
ios-p	-0.05	-0.01	-0.05	-0.08	0.051	0.142	0.094
rol-p	-0.09	-0.09	0.052	0.09	0.156	0.36	0.355

Huaros

Período: ENERO - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.17	-0.08	-0.31	-0.43	-0.44	-0.37	-0.21
1+2-p	0.48	0.249	-0.07	-0.34	-0.49	-0.52	-0.42
ios-p	0.02	0.028	0.016	0.047	0.07	0.059	0.085
rol-p	-0.2	-0.06	-0.02	0.095	0.23	0.34	0.301

Período: OCTUBRE - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.29	-0.07	-0.32	-0.26	-0.06	0.189	0.444
1+2-p	0.49	0.135	-0.25	-0.33	-0.18	0.13	0.557
ios-p	0.07	0.094	0.082	0.058	0.006	-0.087	-0.19
rol-p	-0.1	0.059	0.1	0.186	0.295	0.12	-0.15

Período: OCTUBRE - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.01	-0.08	-0.03	0.04	-0.02	0.002	0.213
1+2-p	0.29	-0.12	-0.23	0.342	-0.05	-0.22	0.469
ios-p	0	-0.06	-0.12	-0.02	0.012	-0.032	-0.14
rol-p	-0.2	0.122	0.057	-0.21	0.134	0.305	-0.1

Período: ENERO - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.02	-0.15	-0.07	0.279	0.047	-0	0.184
1+2-p	0.13	-0.06	-0.1	0.316	0.031	-0.08	0.092
ios-p	0.14	0.1	-0.05	-0.22	-0.08	-0.066	0.055
rol-p	0.13	0.286	0.051	-0.27	0.02	0.04	-0.18

Pirca

Período: ENERO - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.22	-0.05	-0.29	-0.42	-0.46	-0.4	-0.27
1+2-p	0.53	0.283	-0.04	-0.34	-0.52	-0.56	-0.48
ios-p	0.01	0.01	0.021	0.033	0.055	0.060	0.064
rol-p	-0.2	-0.12	-0.07	0.025	0.177	0.298	0.249

Período: OCTUBRE - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.39	-0.04	-0.33	-0.31	-0.12	0.102	0.364
1+2-p	0.59	0.162	-0.29	-0.42	-0.25	0.065	0.54
ios-p	0.09	0.09	0.101	0.09	0.1	-0.007	-0.03
rol-p	-0.1	-0.01	0.011	0.152	0.251	0.223	-0.07

Período: OCTUBRE - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.21	0.108	0.075	0.121	0.032	0.078	0.132
1+2-p	0.48	0.031	-0.12	0.368	-0.05	-0.18	0.34
ios-p	-0.1	-0.09	-0.1	-0.05	-0.02	-0.002	-0.08
rol-p	-0.4	-0.06	0	-0.27	0.001	0.193	-0.04

Período: ENERO - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.09	-0.22	-0.29	0.043	-0.13	-0.11	0.237
1+2-p	0.22	-0.07	-0.31	0.07	-0.07	-0.17	0.251
ios-p	0.22	0.174	0.034	0.04	0.043	0.132	-0.05
rol-p	0.1	0.263	0.271	-0.14	0.064	-0.02	-0.3

Huayan

Período: ENERO - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.03	0.044	0.058	0.07	0.053	0.021	-0.01
1+2-p	0.034	0.004	0.001	0.01	0.02	0.012	0.003
ios-p	-0.06	-0.04	-0.02	-0.02	-0.03	-0.056	-0.02
rol-p	-0.13	-0.16	-0.1	0.01	-0.02	-0.122	-0.11

Período: OCTUBRE - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.164	0.097	0.01	-0.03	0.116	0.095	0.071
1+2-p	0.159	0.047	-0.05	-0.14	0.088	0.115	0.106
ios-p	-0.05	-0.08	-0.04	-0.04	-0.04	-0.079	-0.05
rol-p	-0.15	-0.15	-0.06	0.12	-0.14	-0.154	-0.16

Período: OCTUBRE - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	-0.09	-0.04	0.098	0.16	0.238	0.127	-0.02
1+2-p	-0.07	-0.02	0.084	0.11	0.131	0.08	-0.01
ios-p	0.086	0.075	-0.07	-0.13	-0.07	-0.086	0.014
rol-p	-0.14	0.064	0.03	-0.21	0.043	-0.105	-0.01

Período: ENERO - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.048	0.181	0.051	-0.06	-0.07	-0.162	-0.27
1+2-p	-0.03	0.16	0.109	-0.15	0.003	-0.001	-0.22
ios-p	-0.01	-0.07	-0.12	-0.07	0.009	0.171	0.094
rol-p	0.062	-0.25	-0.12	0.23	0.226	0.312	0.332

Sta. Cruz

Período: ENERO - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.132	-0.16	-0.39	-0.51	-0.48	-0.368	-0.18
1+2-p	0.481	0.184	-0.17	-0.45	-0.6	-0.592	-0.44
ios-p	0.036	0.026	0.035	0.05	0.053	0.058	0.069
rol-p	-0.17	-0.08	-0.01	0.11	0.275	0.356	0.319

Período: OCTUBRE - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.332	-0.01	-0.3	-0.24	-0.08	0.261	0.481
1+2-p	0.528	0.194	-0.26	-0.38	-0.26	0.179	0.594
ios-p	0.092	0.062	0.082	0.07	0.041	-0.035	-0.12
rol-p	-0.01	0.046	0.099	0.24	0.271	0.061	-0.23

Período: OCTUBRE - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.041	0.1	0.033	-0.01	0.015	0.015	0.279
1+2-p	0.225	0.138	-0.13	0.19	0.018	-0.171	0.391
ios-p	-0.17	-0.18	-0.19	-0.04	0.028	0.003	-0.11
rol-p	-0.15	-0.08	0.027	-0.13	0.067	0.276	-0.05

Período: ENERO - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.092	-0.27	-0	0.25	-0.09	-0.054	0.15
1+2-p	0.206	-0.2	-0.06	0.32	-0.11	-0.052	0.211
ios-p	0.236	0.132	2E-04	-0.13	0.023	0.081	0.124
rol-p	0.194	0.294	-0.11	-0.26	0.116	0.093	-0.13

Pallac

Período: ENERO - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.25	-0	-0.22	-0.35	-0.4	-0.39	-0.31
1+2-p	0.52	0.317	0.017	-0.25	-0.42	-0.5	-0.45
ios-p	-0	-0	0.038	0.037	0.053	0.070	0.044
rol-p	-0.2	-0.18	-0.08	0.029	0.201	0.316	0.29

Período: OCTUBRE - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.44	0.069	-0.25	-0.35	-0.23	0.12	0.443
1+2-p	0.59	0.289	-0.17	-0.43	-0.38	0.053	0.597
ios-p	0.02	0.025	0.108	0.083	0.083	0.017	-0.01
rol-p	-0.1	-0.09	0.059	0.202	0.318	0.19	-0.11

Período: OCTUBRE - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	-0.1	-0.09	-0.04	-0.06	-0.06	-0.1	-0.09
1+2-p	0.09	-0.07	-0.2	0.093	-0.07	-0.29	0.164
ios-p	0.05	0.083	0.119	0.097	0.052	0.069	-0.04
rol-p	-0.3	-0.08	0.035	-0.16	0.016	0.198	0.136

Período: ENERO - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.24	-0.2	-0.11	0.248	-0.19	-0.05	0.174
1+2-p	0.32	-0.12	-0.18	0.29	-0.09	-0.12	0.199
ios-p	0.04	0.045	0.038	0.019	-0.01	0.024	0.003
rol-p	0.1	0.171	-0.02	-0.22	0.053	-0.09	-0.25

Carac

Período: ENERO - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.21	-0.08	-0.32	-0.44	-0.47	-0.41	-0.26
1+2-p	0.55	0.272	-0.07	-0.37	-0.54	-0.58	-0.46
ios-p	0.01	0.013	0.015	0.029	0.042	0.057	0.044
rol-p	-0.2	-0.18	-0.09	0.086	0.252	0.344	0.309

Período: OCTUBRE - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.44	0.027	-0.31	-0.38	-0.16	0.203	0.48
1+2-p	0.65	0.259	-0.24	-0.5	-0.31	0.155	0.64
ios-p	0.06	0.063	0.105	0.058	0.04	-0.068	-0.09
rol-p	-0.1	-0.09	0.078	0.312	0.327	0.097	-0.19

Período: OCTUBRE - DICIEMBRE

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.13	0.073	-0.04	0.062	0.041	-0	0.027
1+2-p	0.35	0.064	-0.2	0.271	0.05	-0.2	0.269
ios-p	-0.1	0.044	0.044	-0.01	-0.07	0.005	-0.02
rol-p	-0.2	0.141	0.446	0.08	-0.04	0.153	-0.3

Período: ENERO - MARZO

	r	r-1	r-2	r-3	r-4	r-5	r-6
3-p	0.09	-0.17	-0.03	0.242	-0.12	-0.12	0.139
1+2-p	0.24	-0.14	-0.07	0.234	-0.08	-0.08	0.178
ios-p	0.18	0.127	-0.11	-0.11	0.052	0.084	0.002
rol-p	0.23	0.072	-0.1	-0.16	0.155	0.202	0.053

r = Coeficiente de correlación.

r-n = Correlación con un retraso de n mes

3-p = TSM Niño3 vs. Precipitación.

1+2-p = TSM Niño 1+2 vs. Precipitación.

ios-p = IOS normalizado vs. Precipitación.

rol-p = ROL vs. Precipitación.

EVALUACION DE LOS PRONOSTICOS DE LA TEMPERATURA DEL AIRE OBTENIDAS CON EL MODELO MM5 PARA ALGUNAS CIUDADES DE LA COSTA Y SIERRA DEL PERU

EDUARDO MARTIN VALERIANO MARZANO

Facultad de Ciencias
Universidad Nacional Agraria La Molina
marvaler@mixmail.com

Prácticas dirigidas por: Dr. Pablo Lagos
Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima

RESUMEN

En el presente estudio se evalúa y analiza la habilidad del modelo de mesoescala MM5 en pronosticar la temperatura del aire próxima a la superficie para el periodo del 5 de setiembre al 18 de noviembre de 2000. Para ello se compararon los resultados pronosticados por el modelo con los valores registrados en las estaciones sinópticas en superficie. En general, los valores de temperatura del aire pronosticados por del modelo son aceptables para las estaciones de la costa (Lima y Trujillo), en para la sierra se observa mayor diferencia. Sin embargo, la diferencia entre el valor observado y simulado es constante en las estaciones analizadas en la sierra, lo que indicaría un error sistemático. En la sierra, por otro lado, se observa gran diferencia en los valores pronosticados y observados, esto podría estar relacionado al efecto de Andes y la baja resolución espacial del modelo. Para una mejor evaluación del modelo, es necesario tener una serie mas larga de datos observados para así establecer mejor la diferencia que se presentan en el modelo.

INTRODUCCIÓN

El modelo de mesoescala MM5 (Grell, et al., 1995) fue desarrollado en la Universidad Estatal de Pennsylvania (PSU) y el Centro Nacional de Investigación Atmosféricas (NCAR) y quienes actualmente se encargan del soporte técnico-computacional en forma permanente. El MM5 fue seleccionado para ser implementado en el Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima (CPNTC) del Instituto Geofísico del Perú (IGP), por su alta capacidad en definir sistemas atmosféricos a escala sinóptica, así como por las opciones para realizar experimentos numéricos usando diferentes esquemas para la parametrización de los procesos físicos. El MM5, también tiene la opción de correr con dominios múltiples anillados. La condiciones iniciales y las de contorno, necesarios para correr el MM5, se obtienen de las salidas del modelo global CPTEC/COLA del Centro de Predicción del Tiempo y Estudios Climáticos del Brasil (CPTEC).

Desde noviembre del 2000, el MM5 es corrido en el IGP en una nueva estación de trabajo Compaq ES-40 de 4 procesadores; por lo tanto, los pronósticos se realizan

con 60 horas de anticipación para los 3 dominios y con mayor resolución espacial: el primer dominio para Sudamérica con una grilla de 54km, el segundo dominio para el Perú (18 Km.) y el tercer dominio para Lima (6 Km.). Entre las principales variables pronosticadas se tienen: velocidad del viento, altura geopotencial, temperatura, humedad del aire y precipitación, entre otras.

En el presente estudio se hace una validación simple de la temperatura del aire, una de las variables pronosticadas por el modelo que tienen mayor influencia en las condiciones del tiempo. La temperatura esta influenciada por la irregular distribución de la energía solar que es absorbida de diferentes formas según la topografía del lugar (Gómez, 1984), como es el caso de la sierra peruana con una amplia variación diurna. La intensa radiación o insolación durante el día y la rápida pérdida de energía durante la noche es característico de la región andina (García, 1994), por ello es necesario realizar una evaluación de la habilidad del modelo para pronosticar las variaciones de la temperatura del aire y de esta manera determinar las bondades del modelo MM5.

El objetivo del presente trabajo es evaluar o verificar los pronósticos de la temperatura del aire obtenidos del modelo de mesoescala MM5 en la región de la costa, para lo cual se han tomado como base las estaciones de Trujillo y Lima; y en la sierra considerando las estaciones ubicadas en Arequipa, Huayao y Ayacucho. La elección de estas estaciones, obedece más bien a la disponibilidad de datos observados.

ANTECEDENTES

El PSU/NCAR MM5 fue implementado por primera vez en el Perú en Febrero de 1998 en el Instituto Geofísico del Perú. El modelo fue corrido operacionalmente hasta diciembre del 2000 en una estación de trabajo DIGITAL Ultimate 532au2 con dos CPUs Alpha de 533 Mhz. y 750 Mb. de memoria RAM. La resolución del dominio para América del Sur fue de 81Km y de 27 Km para el dominio de Perú, así los pronósticos realizados fueron con 48 horas de anticipación. Las condiciones iniciales y de contorno, fueron proporcionados por el CPTEC. En el presente trabajo se usan los datos del dominio del Perú con 27 Km. de resolución.

El MM5 esta basado en la ecuaciones primitivas, que describen los procesos físicos y dinámicos de la atmósfera, tales como: movimiento del aire (horizontal y vertical), la conservación de la masa, ecuación de termodinámica y para la humedad. Estas ecuaciones diferenciales parciales, se resuelven utilizando el método de las diferencias finitas.

Antes de la integración de las ecuaciones del modelo, se tiene que correr otros programas para procesamiento de los datos de entrada, así como posterior a la corrida del modelo para el post-procesamiento de los resultados. Este sistema de programas, forma de módulos se muestra en la Figura 1. El programa TERRRAIN, define el dominio del modelo y la proyección del mapa, genera la topografía y usos del suelo en la grilla del modelo. DATAGRID, genera la primera

inicialización (first guess) de todos los campos para la grilla del modelo a partir del conjunto de datos meteorológicos de entrada, es decir hace una interpolación horizontal. RAWINS, desarrolla el análisis objetivo, combina la primera inicialización de los campos del modelo con los datos de radiosondeos y las observaciones en superficie, actualmente en el MM5 - IGP no se usa este programa debido a que requiere de una adaptación exclusiva para las regiones con topografía compleja. INTERP, interpola verticalmente los datos de niveles de presión desde RAWINS o DATAGRID hasta las coordenadas del modelo, en este caso al sistema de coordenadas sigma. GRAPH, muestra las salidas de cada uno de las componentes del modelo MM5 y realiza la integración en el tiempo para simular o predecir la circulación de la atmósfera de escala regional. En el IGP tampoco se utiliza este programa ya que se adaptaron las salidas para generar los gráficos en formato binario usando el paquete grafico GrADS (*Grid Analysis and Display System*). Otras opciones físicas del modelo MM5, incluyen microfísica de nubes, parametrización de los procesos convectivos, parametrización de la capa limite, parametrización de los procesos en superficie.

El modelo MM5 tiene la capacidad de ser adaptado a cualquier zona del planeta, ya que puede tener múltiples dominios anillados que permite seleccionar dominios con alta resolución que representen sub-regiones, esto desde luego esta en función de la capacidad computacional. El modelo proporciona como variables pronosticas:

1. Presión atmosférica reducida a nivel del mar (mb.)
2. Presión a nivel de la superficie (mb)
3. Precipitación acumulada en 6 a 24 horas (mm).
4. Temperatura del aire próxima a la superficie (°C).
5. Temperatura del aire en los diferentes niveles en la vertical (°C).
6. Altura geopotencial en los diferentes niveles en la vertical (m).
7. Vientos próximos a la superficie (m/s).

8. Viento en los diferentes niveles en la vertical (m/s).
9. Humedad del aire en los diferentes niveles en la vertical (g/Kg).

sinópticas de la Corporación Peruana de Aeropuertos y Aviación Comercial (CORPAC) y al IGP. Para facilitar el análisis, el área de estudio se dividió en:

DATOS Y METODOLOGIA

Descripción del área de estudio

El área de estudio abarca dos de las tres regiones geográficas del Perú, que es la costa y sierra. La ubicación geográfica de las estaciones que fueron usadas en el presente estudio se muestra en la Tabla 1, que pertenecen a la red de estaciones

Costa

- Lima
- Trujillo

Sierra

- Arequipa
- Ayacucho
- Huayao

Capacidades Adicionales

Programas Principales

Datos de Entrada

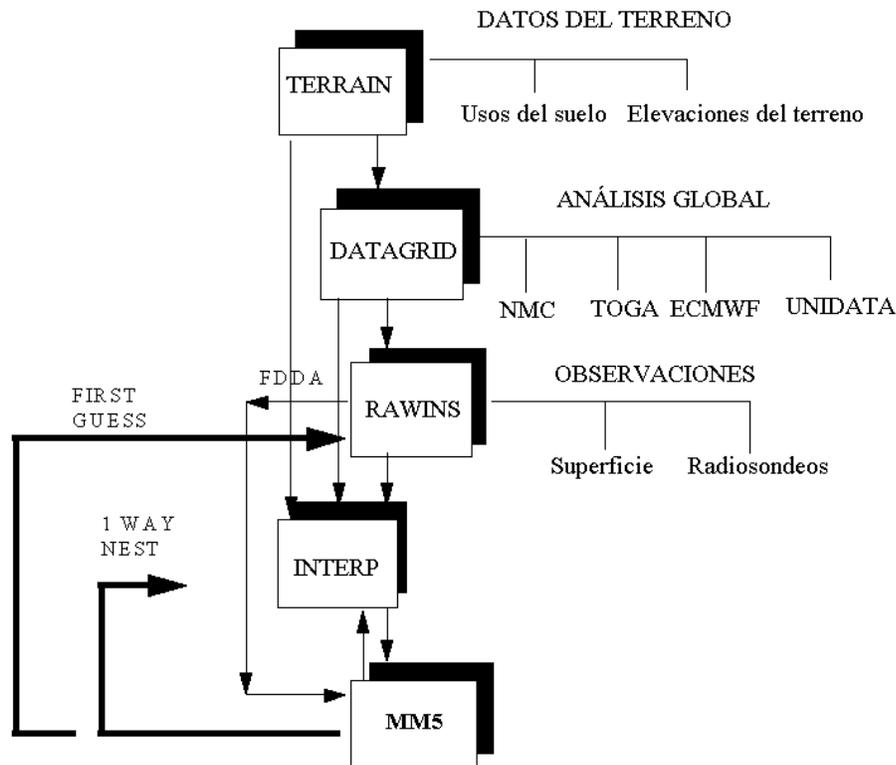


Figura 1. Diagrama de flujo del sistema de modelaje del modelo de MM5

Tabla 1. Ubicación geográfica de la estaciones sinópticas

REGION	ESTACION	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD
COSTA	LIMA	12°00' S	77° 07' W	13 m.s.n.m.
COSTA	TRUJILLO	08°06' S	79°02' W	30 m.s.n.m.
SIERRA	AREQUIPA	16°19' S	71°33' W	2520 m.s.n.m.
SIERRA	AYACUCHO	13°08' S	74°13' W	2749 m.s.n.m.
SIERRA	HUAYAO	12°02' S	75°19' W	3351 m.s.n.m.

Información meteorológica

Como se mencionó anteriormente, para el presente análisis se utilizaron los resultados del modelo para el dominio de Perú con 27 Km. de resolución. Se obtuvieron los valores de temperatura del aire próximas a la superficie, pronosticados por el MM5 en los puntos de la grilla más próximos a las 5 estaciones sinópticas en estudio (Tabla 1). Cabe mencionar que la temperatura del aire más próxima a la superficie se encuentra en el nivel $\sigma=0.995$, lo que equivale aproximadamente a 40 metros sobre la superficie. El periodo comprendido para el estudio, es desde el 05 de setiembre al 18 de noviembre del año 2000. Se tomaron los datos de temperatura puntuales a las 7:00, 13:00 y 19:00 hora local peruana. Los datos de la temperatura del aire observada en superficie y se obtuvieron a través de la pagina Web de la Universidad de Florida. Las estaciones sinópticas pertenecen a la red de observaciones en los aeropuertos de CORPAC.

Metodología

Para el análisis de la capacidad predictiva del modelo, se calcularon distintos índices estadísticos, complementados con los gráficos que permite visualizar la correspondencia entre los valores simulado y observado. El uso de gráficos y el calculo de medidas descriptivas de la diferencia entre los valores observados y simulados son herramientas suficientemente útiles a la hora de decidirse por un modelo u otro (Stockle,1996).

La medida estadística ha utilizar, es el índice de correlación (r) entre los valores observados (VO) y los valores simulados (VS) por el modelo MM5 para cada una de las 5 estaciones. Esta consistirá en determinar la variación conjunta de los valores observados con los pronosticados, ver su grado de relación que es denominado coeficiente o índice de

correlación. La función será valida, si hay seguridad de que existe un alto grado de correlación entre las variables indicado por el coeficiente de correlación, claro está que una alta correlación no es condición suficiente para que el modelo sea satisfactorio o no (Córdova, 1995), ya que indicaría únicamente la habilidad del modelo MM5 en seguir el comportamiento de los valores observados de temperatura del aire próxima a la superficie.

El coeficiente de determinación r^2 de la regresión es:

$$0 \leq r^2 \leq 1, \text{ entonces, } -1 \leq r \leq 1$$

- $r > 0$ correlación positiva
- $r < 0$ correlación negativa
- $r^2 = 1$ correlación perfecta
- $r^2 = 0$ no hay correlación.

Se utilizó también, la medida descriptiva propuesta por Stockle (1996), la raíz del cuadrado medio del error (RMSE) que es el grado de dispersión que hay entre los valores observados y simulados de temperatura del aire próximo a la superficie. También se calculó la desviación estándar de la diferencia del valor observado y el valor simulado a lo largo del periodo en estudio para las 5 estaciones sinópticas.

Raíz del cuadrado medio del error (RMSE)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N (O_j - S_j)^2}{N}}$$

Desviación estándar del error (Sde)

$$Sde = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N (E_j - \bar{E})^2}{N}}$$

donde,

$$E_j = VO_j - VS_j$$

$$\bar{E} = \frac{\sum_{j=1}^N E_j}{N}$$

RESULTADOS

Primeramente, se analiza la temperatura media observada durante todo el periodo de estudio (5 de setiembre al 18 de noviembre del 2000) y la temperatura media pronosticada por el modelo para los diferentes horarios: 7:00, 13:00 y 19:00 horas (Tabla 2). De las diferencias entre la temperatura media observado (VOavg), y la temperatura media pronosticada por el MM5 (VSavg) se nota que el error esta dentro del rango aceptable para las estaciones de la costa, en especial para el horario de las 19:00 horas y para 13:00 horas para Lima. Sin embargo, el error es mucho mayor para las estaciones ubicadas en Arequipa y Ayacucho, (11°C a las

13:00 horas), y ligeramente menor en Huayao (6.7°C). Para las 7:00 y 19:00 horas el error disminuye levemente pero se mantiene sobre el 50%. El error es mínimo para Huayao a las 7:00 no siendo así a las 19:00. En todas las estaciones de la sierra, el modelo MM5 pronostica temperaturas por debajo de las observadas, por el contrario la temperatura simulada es superior a la observada, a excepción de Lima para las 13:00 horas.

La raíz del cuadrado medio del error (RMSE), muestra el grado de dispersión que hay entre los valores observados y simulados, nos indica que la mayor dispersión se presenta en las estaciones de la sierra y esta difiere con respecto a su valor observado entre los 23.5% para las 7:00 en la estación de Huayao y 71.2% para las 07:00 horas en la estación de Ayacucho (Tabla 2). Para las estaciones de la costa este porcentaje es mucho menor, oscila entre el 3.6% para 19:00 horas y 10.4% para las 13:00 horas en la estación de Trujillo.

Tabla 2. Indices estadístico para evaluar los resultados de la simulación

ESTACION	LIMA			TRUJILLO			AREQUIPA			AYACUCHO		HUAYAO		
	07:00	13:00	19:00	07:00	13:00	19:00	07:00	13:00	19:00	07:00	13:00	07:00	13:00	19:00
N	42	44	47	41	43	46	41	43	47	44	41	50	50	50
VOavg(°C)	15.85	18.92	16.51	16.28	19.67	17.28	13.83	22.06	13.70	12.80	23.61	8.33	18.93	12.34
VSavg(°C)	17.02	18.13	16.88	17.33	21.39	17.40	6.52	10.68	6.56	3.85	12.28	7.93	12.22	8.91
dif(°C)	-1.17	0.78	-0.38	-1.05	-1.73	-0.12	7.31	11.38	7.13	8.94	11.34	0.40	6.72	3.44
RMSE(°C)	1.45	1.49	0.96	1.36	2.04	0.63	7.41	11.33	7.14	9.11	11.55	1.96	7.20	3.89
RelRMSE(%)	9.16	7.90	5.81	8.37	10.37	3.64	53.55	51.34	52.14	71.16	48.93	23.54	38.04	31.48
r	0.10	-0.31	-0.28	0.12	-0.20	0.20	0.34	0.41	0.63	0.16	0.32	0.23	0.24	0.52
Sde(°C)	0.8754	1.2875	0.892	0.8851	1.0983	0.6231	1.6799	1.3401	1.108	1.7424	2.2482	1.9394	2.6265	1.8308

N: número de observaciones; VOavg: valor medio observado; VSavg: valor medio simulado; dif=VOavg - VSavg; RMSE: raíz del cuadrado medio del error; RelRMSE: 100*(RMSE/VOavg); r: coeficiente de correlación; Sde: desviación estándar del error.

Analizando los coeficientes de correlación obtenidos para cada estación y para el horario escogido, se observa cuenta que éstas son muy bajas, excepto para las 19:00 horas en las estaciones de Arequipa y Huayao, donde alcanzan los 0.63 y 0.52 respectivamente. En las demás estaciones r oscila entre -0.31 y 0.41 (Tabla 2).

Los valores más bajos de desviación estándar del error se obtienen para las estaciones costeras y para los horarios de las 7:00 y 19:00 horas, estas oscilan entre

0.62 y 0.89°C. Para las 13:00 horas Sde sobre pasa 1°C en las estaciones de Trujillo y Lima. En general la mayor dispersión se da en las estaciones de la sierra (cuadro 2), donde la desviación estándar oscila entre los 1.11 y 2.63 °C, observándose los mayores errores en la estación de Huayao.

Para hacer un análisis del comportamiento de la temperatura del aire próxima a la superficie simulada y pronosticada, también si han generado gráficos de todo

el periodo en estudio y para cada una de las estaciones y horarios (Figuras 2 y 3). De los índices antes analizados se concluye que los errores mas bajos se dan en las estaciones de la costa, sin embargo se observo en las figuras que no existe un error sistemático, y que los valores simulados por el modelo no siempre siguen la tendencia de la temperatura observada, esto es mas notorio a las 13:00 y 19:00 horas (Figura 2). En las estaciones de la sierra es notoria las diferencias entre las temperaturas observadas y simuladas especialmente en Arequipa y Ayacucho. Sin embargo, la temperatura simulada sigue la tendencia.

En todos los casos para las estaciones de la sierra se nota que las temperaturas simuladas están por debajo de las observadas, mientras que la costa ocurre lo contrario. Las bajas temperaturas en la sierra se podrían explicar que es debido a que los puntos de grilla mas cercanos a las estaciones se encuentran a una altitud mucho mayor que su altitud real (Tabla 3), además de ello la temperatura observada se mide a la altura de 2 metros sobre la superficie, mientras que la del modelo se encuentra aproximadamente a los 40 metros. Sin embargo esto es contradictorio para las estaciones de la costa, en donde las estaciones según el modelo también se encuentran a una altitud mayor que la real. La causa de la diferencia entre la temperatura media observada y pronosticada por el modelo podrían estar relacionados a diferencias en las parametrizaciones, por ejemplo en la parametrización de la radiación de onda corta y larga, así como de los procesos convectivos, capa limite y en superficie.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Del análisis de los resultados obtenidos en el presente trabajo se pueden deducir las siguientes conclusiones:

El pronóstico realizado por el modelo, fue mejor en las estaciones de la costa (Lima y Trujillo) donde la diferencia media llega a representar el 10.37% del valor observado. En cambio para las estaciones de la sierra

se observa mayor discrepancias que llega a representar hasta el 71.2% del valor observado. Sin embargo, el modelo simula el comportamiento de la temperatura en superficie donde los valores más bajos de la temperatura se dieron a las 07:00 y 19:00 horas y los valores máximos a las 13:00 horas.

Las diferencias entre lo pronosticado por el modelo y lo observado, el error es mayor en la Sierra con respecto a lo obtenido para la costa. En este caso, se sugiere que se mejore la parametrización de los procesos físicos y las condiciones en iniciales en el modelo considerando el efecto de la cordillera de los andes.

En las estaciones de la sierra se observa que la diferencia observada es más constante con respecto a la costa, se podría tener un mejor comportamiento de este error sistemático con un rango mayor de tiempo de datos observados, considerando las estaciones de verano e invierno.

Para una mejor evaluación del modelo de mesoescala MM5, se requieren más datos experimentales para entender el comportamiento de la temperatura del aire tanto en la sierra peruana como en la costa y selva, y así se podría obtenerse mejores resultados para luego hacer los ajustes y descartar los errores sistemáticos.

Se recomienda hacer estudios similares con un periodo mayor de simulaciones para las temperaturas extremas: máxima y mínima, así como considerar mayor número de estaciones. En un estudio preliminar realizado por Nickl (Comunicación personal) para la región de Puno, se encontró que los errores son menores para la temperatura mínima comparado con la temperatura máxima.

Es necesario considerar también que para el presente análisis se usaron las salidas del modelo con baja resolución y sin la asimilación de datos observados en superficie. Se espera que el modelo con mayor resolución elimine algunos errores, sobre todo los relacionados a la topografía, al igual que con la asimilación de datos

observados los resultados sean más satisfactorios.

Se recomienda hacer una comparación entre los pronósticos del modelo de 27km y 18km, siendo el modelo que actualmente se corre operacionalmente en el IGP.

BIBLIOGRAFÍA

Calvo, M., García, Salas, A. (1997): Validación de modelos de simulación <http://www.gsi.dit.upm.es/~jcg/is/curso97-98/index.html>.
 Grell G., Dudhia J., Stauffer D. (1995): A description of the Fifth-Generation

PSU/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech. Note 398 +STR.

Córdova, M. (1995): Estadística descriptiva e inferencia. Lima: Moshera. Pp. 75-90.

Gómez, D. (1984): Meteorología general. UNALM., IV, pp. 3-4.

García, J. (1994): Principios físicos de climatología. UNALM, pp. 30, 183-187.

Stockle, C. (1996): GIS and simulation technologies for assessing cropping systems management in dry environment. American Journal of Alternative Agriculture (In press).

Tabla 3. Topografía del modelo y real

	Topografía del		Diff. Topog.(m) Modelo-Real
	Modelo (m)	Real (m)	
Lima	454.8	13	441.8
Trujillo	545.5	30	515.5
Arequipa	3304.04	2520	784.04
Ayacucho	3608.97	2749	859.97
Huayao	3475.52	3351	124.52

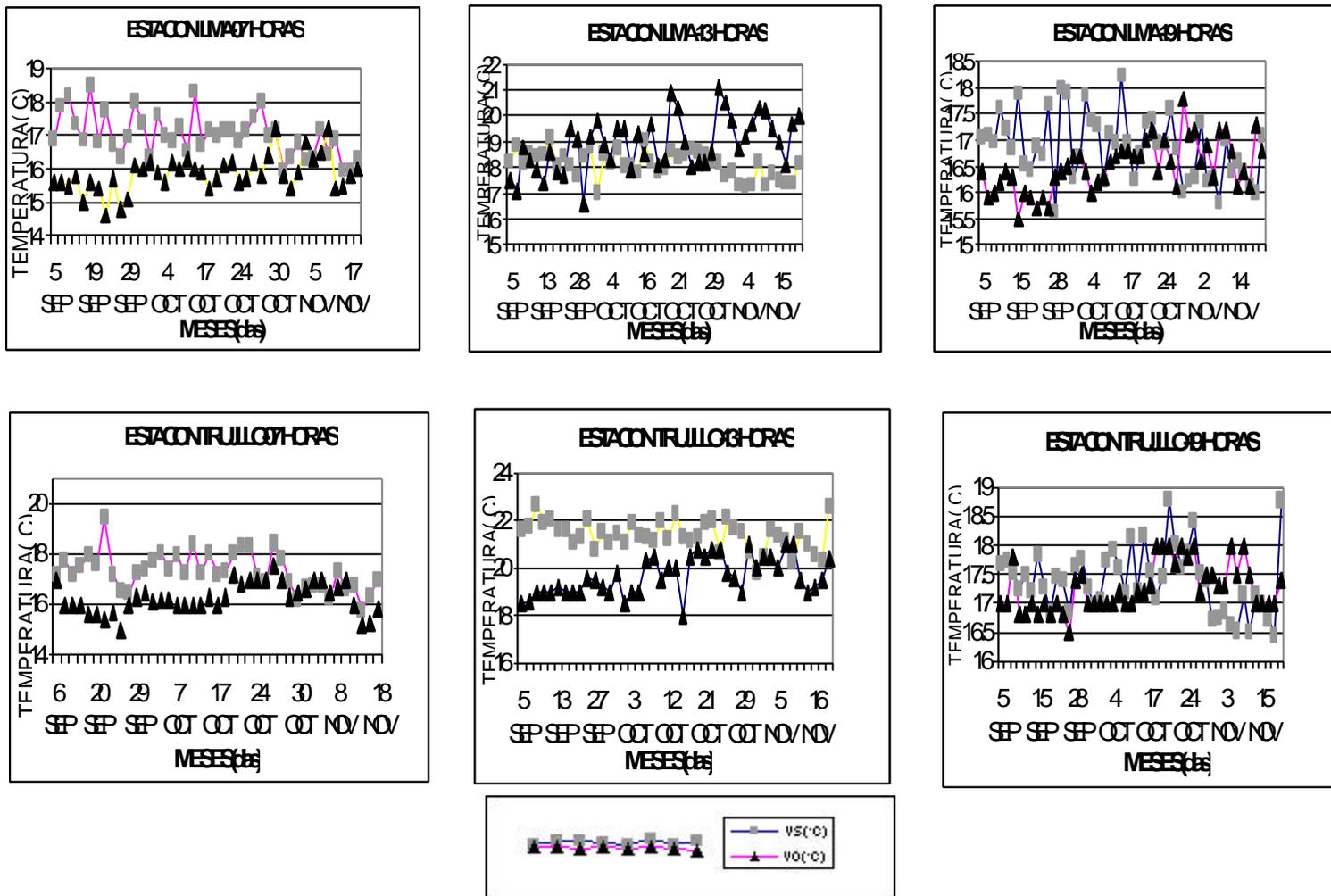


Figura 2. Gráficos de las temperaturas del aire en superficie observadas (VO) y simuladas a 40 m sobre la superficie (VS) por el modelo MM5 para las 2 estaciones sinópticas de la costa.

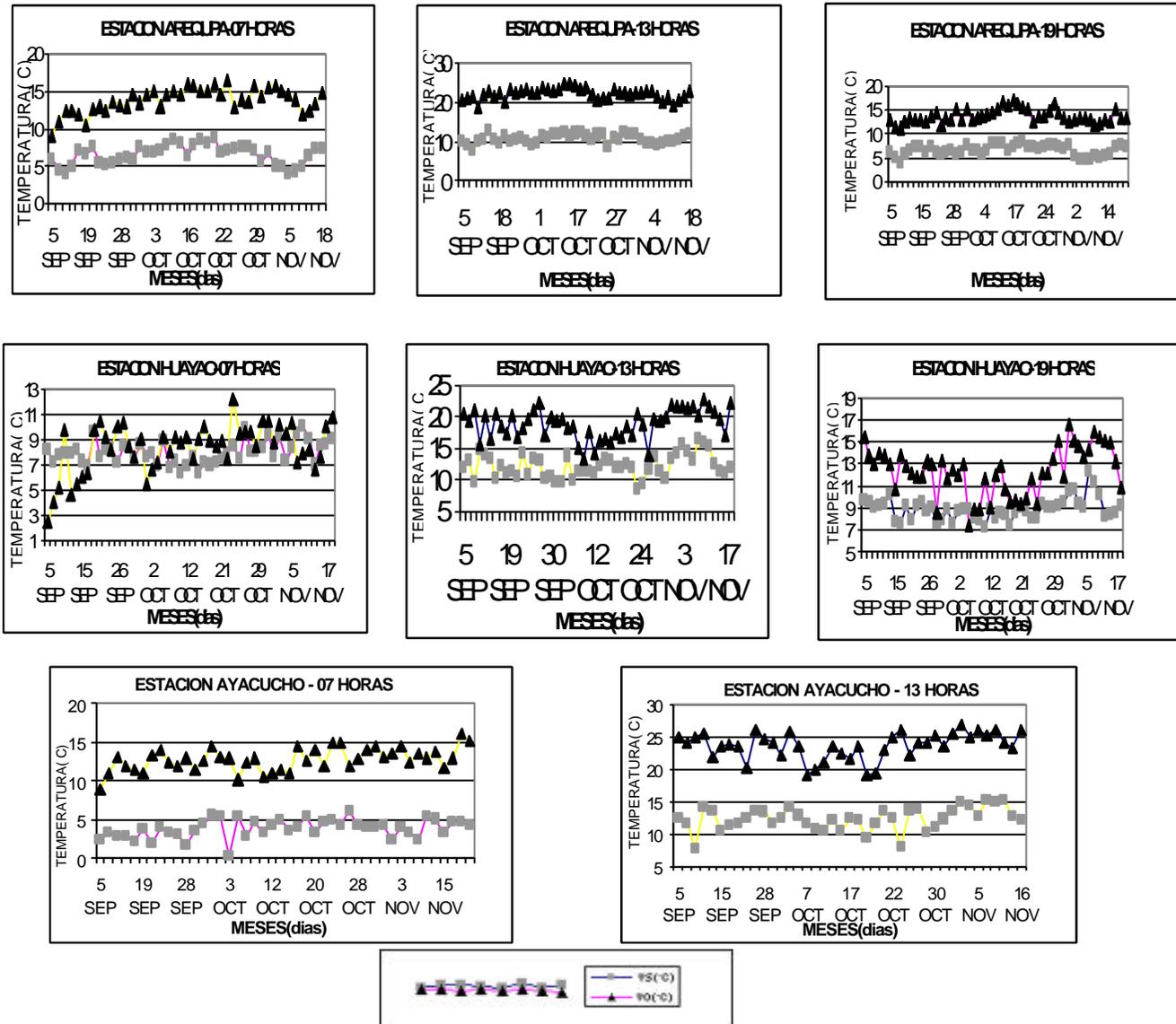


Figura 3. Gráficos de las temperaturas del aire en superficie observadas (VO) y simuladas a 40 m sobre la superficie (VS) por el modelo MM5 para las 2 estaciones sinópticas de la sierra.

PROGRAMA EN ENTORNO VISUAL PARA EL CONTROL DEL RADAR DEL RADIO OBSERVATORIO DE JICAMARCA

PABLO M. REYES FIRPO
Facultad de Ingeniería Eléctrica y Electrónica
Universidad Nacional de Ingeniería
preyes@jro.igp.gob.pe

Prácticas dirigidas por: Dr. Jorge Chau
Radio Observatorio de Jicamarca - IGP

RESUMEN

Este estudio consiste en la elaboración de un algoritmo para programar el controlador de radar del radio observatorio de Jicamarca. El programa tiene una interfase gráfica que permite al usuario, especificar los parámetros necesarios para un determinado experimento por medio de ventanas de dialogo en entorno Windows. Así mismo, una ventana gráfica permite al usuario visualizar, a manera de simulación, los estados de las líneas de salida del controlador en función del tiempo, tal como se vería en un osciloscopio. Esta herramienta gráfica acepta también archivos generados por otros programas, siendo posible analizar los archivos antes de programar el controlador de radar. Además de modernizar la interfaz existente, se han implementado nuevas características que permiten realizar experimentos nuevos; como la posibilidad de especificar 2 experimentos a la vez, alternadamente (e.g. códigos alternativos y faraday).

INTRODUCCIÓN

Para el funcionamiento de todo radar, es necesario indicar al sistema de transmisión – recepción cuando emitir la señal de radio frecuencia y cuando capturar los datos (samples) que se obtiene de la onda reflejada. Esta sincronización es posible gracias a los pulsos digitales generados por el sistema Controlador de Radar.

El software desarrollado en este trabajo se encarga de procesar los parámetros determinados por el usuario para luego generar un archivo *.dat que contiene los comandos necesarios para programar el controlador. La conexión con el controlador de radar se hace a través de un puerto serial RS-232 de la PC, por lo que el algoritmo básicamente se encarga de almacenar los datos relacionados con el tren de pulsos que se desea generar en 2 memorias Static-RAM con longitud de palabra de 8 bits. En cada una de ellas se encuentra: la información referente al estado de las líneas de salida del Controlador de Radar y se representa el retardo en ciclos del reloj, en el que las líneas permanecerán controladas por el byte de estado.



INTERFASE CON EL USUARIO

La ventana principal del programa Interface_2_6.exe presenta un documento en blanco, donde mostrará la simulación de los estados de la línea de salida del Controlador de Radar. Cuando se carga un experimento que ya posee su correspondiente archivo *.dat (archivo que entiende el controlador de radar), la pantalla principal muestra la simulación correspondiente a ese archivo “.dat” (Figura 1).

Figura 1. Presentación al ejecutarse el programa Interface_2_6.exe

Se observa en la parte superior (título) el nombre del experimento, un menú y una barra de botones. La ventana tipo diálogo que se muestra en la Figura 1, aparece cuando uno hace un *click* en el botón del “*toolbar*” que indica varias flechas hacia el documento *.txt. El programa está dotado de “*tool tips*”, estos aparecen en forma de un pequeño recuadro con un fondo amarillo, cuando uno sitúa el puntero del *mouse* sobre un recuadro de edición, proporcionando una breve explicación sobre el significado del parámetro.

Los parámetros con los que funciona el sistema se ingresan directamente a través de la ventana de dialogo: *inter pulse period*, *number of periods*, *pulse width de txa y txb*, el tiempo base (reloj del controlador), flip1 y flip2, habilitación de los retardos y tipo de especificación del código. Para ingresar los demás parámetros, solo se debe de presionar el botón adecuado y aparecerá la ventana de edición correspondiente. Por ejemplo, existen las ventanas para: la entrada de códigos, la especificación de las ventanas de muestreo y la especificación de los retardos de la línea txb (Figura 2).

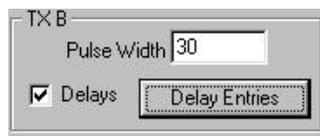


Figura 2. Ventana para la especificación de los retardos de la línea txb.

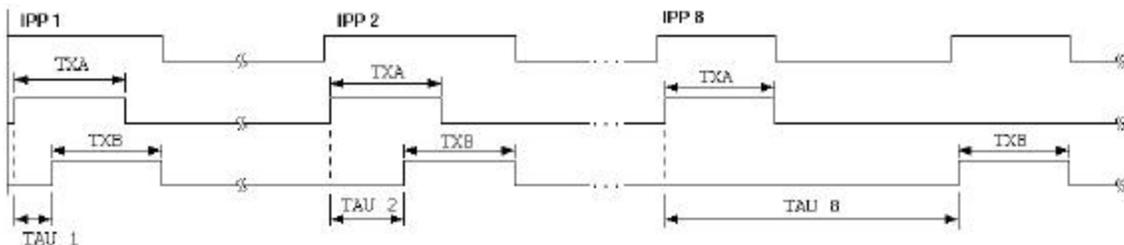


Figura 4. Diagrama de estados mostrando los retardos (TAU1,TAU2,...)

Especificación de los retardos



Después de ingresar el ancho del pulso del transmisor B (TXB) “*Pulse Width*” en el Panel del Controlador de Radar, se procede a habilitar la entrada de los retardos mediante el “*Check Box Delays*”. Inmediatamente, el botón <*Delay Entries*> quedará habilitado. Al presionar este botón aparece la ventana de diálogo para editar los retardos, tal como se muestra en la Figura 3.

Figura 3. Ventana de diálogo para editar retardos.

Para agregar un retardo basta con ingresar el valor en la ventana de edición <Retardo> y presionar la tecla “*Enter*” o el botón <*Agregar*>. Para borrar un retardo específico o reemplazarlo, hay que seleccionar con el ratón “*mouse*” el botón correspondiente. En el caso de reemplazo, primero se ingresa el nuevo valor y luego se presiona el botón <*Reemplazar*> (Figura 4). Cada retardo indica la distancia en kilómetros.

Especificación de los códigos

Para ingresar los códigos se selecciona en el panel del Controlador de Radar, desde un “list box”, el tipo de especificación de código que se desee. Por ejemplo, en la Figura 5 se muestra la selección del tipo de código <Flexible>, automáticamente aparece la ventana de diálogo.

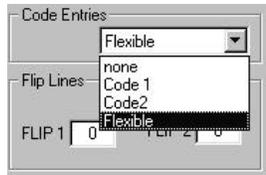


Figura 5. Ventana de dialogo (flexible).

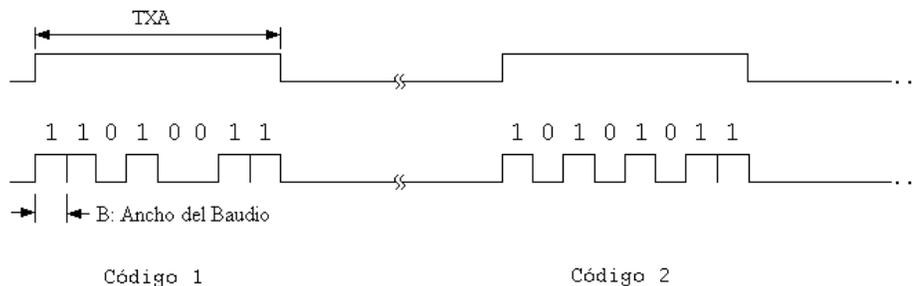
Ejemplo Ilustrativo.

Para editar los códigos en forma manual (Figura 6), se procede de la siguiente manera: situarse con el mouse en la ventana a modificar, ya sea en la de visualización binaria o en la de base ocho. Luego el algoritmo permite utilizar las teclas necesarias y suficientes como: 1,2,3,4,5,6,7, las flechas y la tecla enter.

Para los datos especificados en esta ventana, se tiene el diagrama de estados que se presentan en la Figura 7.

El ancho del baudio (B) (Figura 7) se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$B = \frac{TXA}{\text{Número de bits}} = \frac{TXA}{8}$$

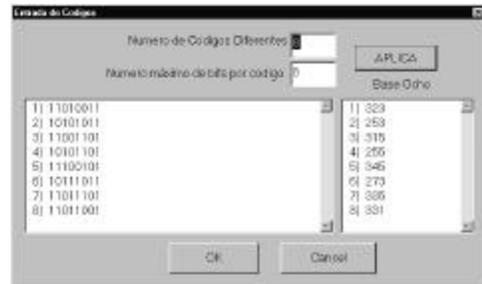


donde:

TXA = ancho del pulso

Observaciones:

La importancia que tiene el código sobre la



transmisión del pulso es la de indicarle al transmisor la fase con la que se emite la señal. Esto es, mientras el código sea uno “1” el transmisor tendrá una fase ϕ , y cuando el código indique cero “0” la fase de la señal emitida será: $\phi + \pi$.

La línea de salida del controlador encargada de llevar el código es la línea 4

Figura 6. Ventana de dialogo (Entrada de Códigos)

Especificación de las ventanas de muestreo

La especificación de las ventanas de muestreo, brinda información referente a los puntos específicos en los cuales se van a hacer las mediciones (muestras). Basta con determinar la **altura** (ho) a la que se toma la primera muestra, el **espaciamento** (DH) entre cada muestra y el **número de muestras** (NSA) a tomar dentro de una ventana de muestreo (Figura 8).

Figura 7. Diagrama de estados de la línea 4 (códigos)



Figura 8. Ventana de Dialogo (SAMPLES).

Para los datos especificados en la Figura 8 le corresponde el diagrama de la Figura 9.

En la figura:

- $ho(i)$ es la altura de la i -ésima ventana de muestreo.
- $NSA(i)$ es el número de muestras dentro de la i -ésima ventana.
- $DH(i)$ es el espaciamiento entre muestras de la i -ésima ventana.

En la Figura 9 se observa, que el cálculo del punto de referencia depende del experimento a realizarse; donde se contemplan dos casos, dependiendo si se ha especificado un código o no.

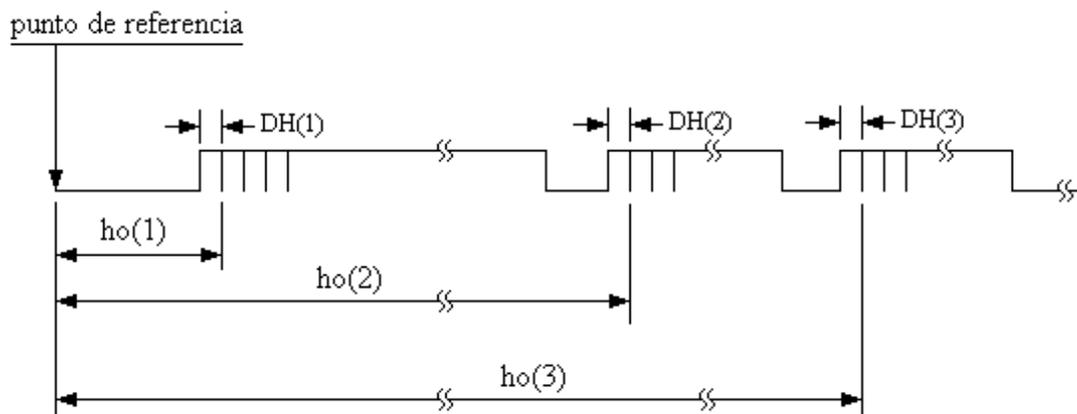


Figura 9. Diagrama de estados mostrando las ventanas de Muestreo.

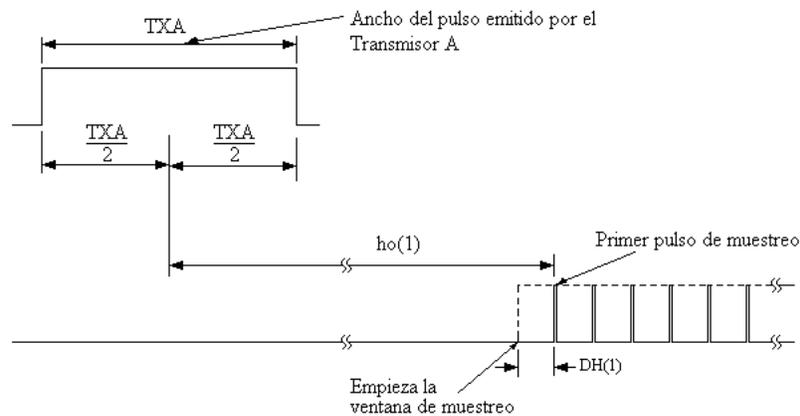


Figura10. Punto de referencia para una transmisión sin código.

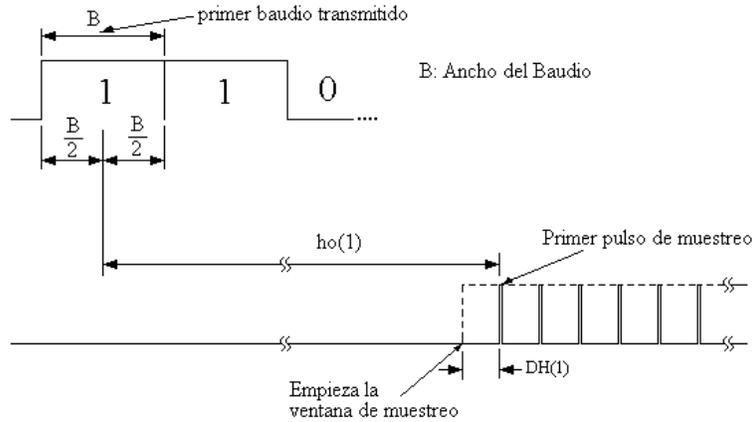


Figura11. Punto de referencia para una transmisión con código.

El transmisor A emite una señal que no está codificada (Figura 10). En este caso se toma como referencia el punto medio del pulso a transmitir.

El transmisor A emite una señal codificada (Figura 11).- En este caso se toma como referencia el punto medio del primer baudio del código.

Detalle de las muestras (Figura 12). Para detallar las muestras, se debe de tomarse en cuenta lo siguiente:

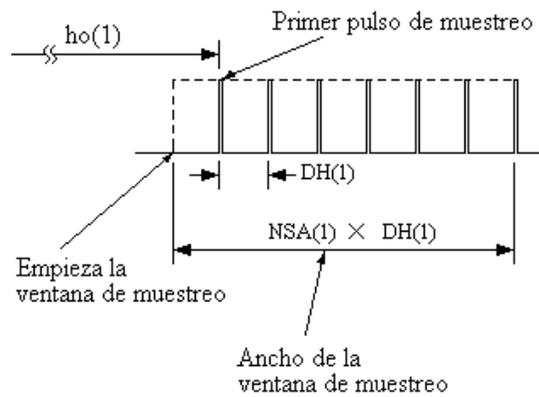


Figura12. Detalle del "peine" de muestreo

- En la **línea 7**, es donde se especifican las ventanas de muestreo, se pone en estado alto (uno) desde que empieza hasta que termina la ventana, permitiendo que el controlador de radar genere los pulsos de muestreo durante la duración de la ventana.
- El primer pulso de muestreo aparece después de $DH(i)$, si se puso a uno la ventana.
- La longitud total de la ventana se calcula multiplicando el número de muestras de la ventana por el espaciamiento entre ellas.

Rutina principal del procesamiento de los parámetros

Una vez que se han ingresado todos los parámetros, se procede a procesarlos generando la información que se va a almacenar en las memorias del Controlador de Radar. En primer lugar, se convierte los parámetros que están en km a ciclos de reloj y luego se procesan estos parámetros para obtener el archivo: Nombre.dat que se utilizará posteriormente para enviar la información para las memorias del Controlador de Radar (Figura 13).

RESULTADOS

A continuación se exponen los resultados obtenidos al ejecutar el programa con los parámetros especificados en el archivo “ac_faraday.txt”, los mismos que se presentan en la tabla 1. Como resultado del

algoritmo de generación de estados y retardos se obtienen dos archivos, uno con extensión *.dat y el otro con *.hexa.

El archivo *.dat contiene los datos que se van a enviar en forma serial al controlador de radar y tiene el formato de una columna de datos en decimal, cada número de 0 a 255.

Tabla 1. Parámetros del archivo “acfaraday.txt”

IPP=6000	TAU(4)=120	DH(1)=15
TXA=240	TAU(5)=150	H0(2)=3100
TXB=15	TAU(6)=180	NSA(2)=63
NTX=128	TAU(7)=210	DH(2)=15
FLIP1=0	TAU(8)=0	H0(3)=4600
FLIP2=0	TAU(9)=90	NSA(3)=63
TipoCodigo=3	TAU(10)=120	DH(3)=15
Number of codes=128	TAU(11)=150	TAU1=1500
Code Width=16	TAU(12)=180	TAU2=3000
COD(0)=1111000100100101	TAU(13)=240	RELOJ=1
....	TAU(14)=270	
....	TAU(15)=300	
COD(127)=1011010011100101	Número de Ventanas = 4	
Number of Taus=16	HO(0)=450	
TAU(0)=0	NSA(0)=118	
TAU(1)=30	DH(0)=15	
TAU(2)=60	H0(1)=2850	
TAU(3)=90	NSA(1)=8	

En este ejemplo el archivo generado fue:” ac_faraday.dat”. A continuación se muestra un fragmento de dicho archivo:

```

255
253
255
40
254
    
```

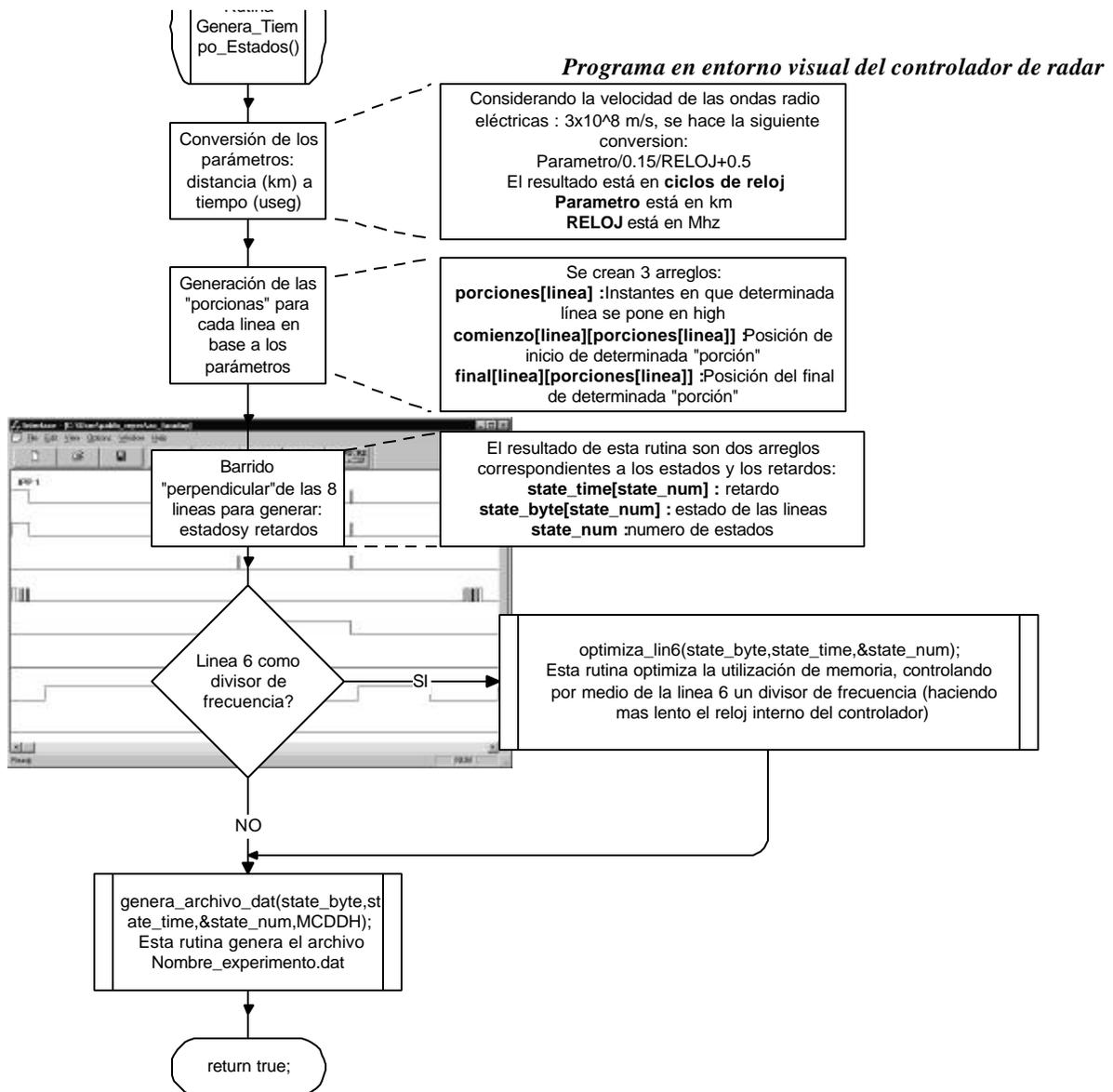
A partir de los datos del archivo *.dat, se obtuvo la simulación que se presenta en la figura 14, en donde se puede apreciar el inicio de los pulsos, además se distingue las ocho líneas de salida del controlador de radar. En este caso no se ha utilizado la línea 6 (antes utilizada para flip2). Las últimas versiones del programa posibilitan seleccionar en el menú “options” la función de la línea 6. Las opciones permiten definir

esta línea como flip2 o como control del divisor de frecuencia del reloj del controlador de radar por un factor de 256.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Este programa tiene como objetivo principal facilitar la tarea del operador del controlador de radar. Por medio de ventanas en un entorno gráfico, se editan los parámetros del controlador de forma simple, incluyéndose algunas explicaciones de los parámetros a definir.

El código contempla, además nuevas funciones que no existían antes tal como la implementación de la línea 6 como divisor de frecuencia entre 256 del reloj del controlador de radar. Se aprovecha esta nueva



implementación, antes destinada para FLIP2. Cuando esta línea se pone a uno (nivel alto), el reloj interno del controlador de radar se somete a un pre-escalador de 1:256, es decir, que los estados cambian más lentamente permitiendo un mejor aprovechamiento de la memoria interna del controlador. Antes, el

máximo retardo que se podía especificar en una posición de memoria era de 253 μseg = 37.95km, ahora se alcanzaría un máximo de 64768 μseg = 9715.2km y con una sola posición de memoria.

Figura13. Rutina principal para la generación de los estados y retardos.

Figura14. Simulación de la salida del controlador

Las ventajas de esta interfase en el sistema JULIA son factibles, cuando se utiliza de la siguiente manera; ejecutar independientemente el programa

Interface_2_6.exe, especificar los parámetros deseados para un experimento en particular y generar el archivo experimento.dat (e.g. ac_faraday.dat). Luego salir del programa y desde el sistema operativo DOS, o Windows cambiar el nombre del archivo “experimento.dat” a “entrada.dat”. Este archivo es el que maneja el programa joupwp para cargarlo al controlador de radar.

Los parámetros TAU1 y TAU2 que se utilizaron en el experimento ac_faraday.txt, fueron necesarios para especificar dos experimentos en uno solo. Esto es TAU2, se refiere al desfase entre los dos experimentos ac(códigos alternativos) y faraday. Mientras que TAU1, al retardo entre los dos pulsos que se transmiten en el experimento faraday. Estos parámetros (TAU1 y TAU2), solucionaron un problema específico que sirvió solo para este experimento.

En tanto que estos parámetros sean iguales a cero, los demás experimento no son alterados por esta particularidad.

En conclusión, ya que estos parámetros sólo satisfacen una situación específica, ya no se usarán en versiones nuevas. Lo que se busca ahora será hacer una mezcla de experimentos completamente especificados e independientes, mediante una función de suma (*or*-inclusivo o mediante un *Or*-exclusivo).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al personal del R.O.J. por su apoyo brindado. En especial a Jorge Chau, Fernando Villanueva y Gabriel Michhue, por sus valiosos aportes.

BIBLIOGRAFÍA

Sarango, M. (1996): Sistema controlador/procesador multi-DSP para el radar MST perfilador de vientos de la Estación Científica Antártica Machu-Picchu. Tesis Doctoral, Departamento de Teoría de Señales y Comunicaciones. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelon. España. 185 pp.

Urbina, J. (1993): Diseño e Implementación de un Controlador de Radar MST para la Base Antártica Peruana, “Machu Picchu”. Proyecto Fin de Carrera, Universidad Nacional de Ingeniería. Lima, Perú

Briceño, J. (1996): Modernización del controlador de radar del Radio Observatorio de Jicamarca. Tesis de Grado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima - Perú.

Young, M. (1996): Mastering Microsoft Visual C++4, *Second Edition*, 471-714, 805-928, 1996.

Microsoft Corporation, (1995): Microsoft Visual C++, Run-Time Library Reference.

Schildt, H. (1995): Programación en C y C++, *McGraw-Hill, Interamericana de España, S.A.* España.

ANÁLISIS DE LAS SEÑALES DE INTERFERENCIA QUE SE PRESENTAN DURANTE LA OBTENCIÓN DE DATOS EN EL ROJ

CÉSAR AUGUSTO SANTA CRUZ REA
Facultad de Ingeniería Eléctrica y Electrónica
Universidad Nacional de Ingeniería
csantacruz@jro.igp.gob.pe

Prácticas dirigidas por: Dr. Jorge del Carpio Salinas
Ing. Fernando Villanueva
Radio Observatorio de Jicamarca - IGP

RESUMEN

En este estudio se realiza el análisis de las señales que interfieren en la toma de datos del Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ), con el sistema Julia (Jicamarca Unattended Long-term Investigations Atmosphere). Para dicho objetivo, se hace uso de las señales que recibe la antena principal del ROJ que opera a 49.92Mhz, siendo estas señales sometidas a una serie de procedimientos, como: amplificación, multiplexación de RF a banda base y extracción de la frecuencia requerida; de esta forma se permite la digitalización y adquisición de la señal resultante a baja frecuencia, por medio de un conversor análogo/digital principalmente y del uso de la interfaz del puerto paralelo de la computadora. Las señales almacenadas en archivos, los cuales son utilizados para procesar y mostrar la información adquirida y procesada para su posterior interpretación. Adicionalmente se hace uso de un receptor GPS, el cual se comunica con la computadora por medio de la interfaz del puerto serial para extraer de él datos de tiempo que permito fijar la hora de la PC y datos de las coordenadas geográficas para determinar la posición donde se realiza la adquisición de los datos. El sistema en conjunto, permite realizar un análisis diario de las interferencias que se presentan en el ROJ, definiendo el patrón estadístico de su comportamiento, analizando el tipo de modulación y la frecuencia a la que operan las señales de interferencia. Se comprueba el correcto funcionamiento del sistema anterior utilizando una señal patrón, el cual permite identificar ciertos parámetros para las señales de interferencia, para ello se hace uso de un radio receptor común de FM comercial, del cual se extrae la señal de frecuencia intermedia y se aplica el sistema de análisis de interferencia descrito anteriormente.

INTRODUCCIÓN

En el ambiente, existen infinidad de ondas electromagnéticas que se propagan a diferentes frecuencias, normadas según las leyes del reglamento de telecomunicaciones. (MTC, 1993).

Para el caso del Radio Observatorio de Jicamarca, le corresponde la frecuencia de 49.92Mhz, pero existen señales cercanas a esta frecuencia que se encuentran en el ambiente, que interfieren y perjudican a los experimentos que se realizan. Ante este problema, se implementa un sistema que permita analizar las señales que están causando interferencia, el cual permite definir su comportamiento al igual como un patrón estadístico para proceder a su identificación y notificación al Ministerio.

Para poder realizar este estudio, se diseñaron e implementaron diferentes módulos, que en conjunto forman el sistema de análisis de señales de interferencia compuesto por: *antenas receptoras*,

encargadas de captar las señales electromagnéticas del ambiente y convertirlas en señales eléctricas; *módulo multiplexor*, encargado de llevar la señal de frecuencia de 49.92Mhz a banda base; *módulo de adquisición*, para digitalizar los datos analógicos que se encuentran en banda base; *módulo con GPS*, para obtener datos del tiempo y coordenadas geográficas; *módulo de procesamiento*, conformado por los programas que son requeridos para extraer, almacenar, procesar y presentar visualmente los datos de la señal de interferencia de la misma manera los datos de tiempo y posicionamiento del receptor GPS (Figura 1)

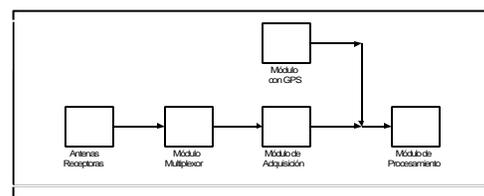


Figura 1. Diagrama General del Sistema de Análisis de Señales de Interferencia en el ROJ

DESARROLLO

Antenas Receptoras

Toda estación transmisora, brinda un servicio determinado operando a una frecuencia y modulación específica, que lo usan para comunicarse con otra u otras estaciones receptoras, creándose lo que son zonas de servicio, en las que si dos o más zonas de servicio se interceptan a la misma frecuencia o cercana una de otra, se produce interferencia. (MTC, 1993)

Se define la interferencia como el efecto de una energía no deseada debida a una o varias emisiones, radiaciones, inducciones o sus combinaciones sobre la recepción en un sistema de radiocomunicaciones, que se manifiesta como degradación de la calidad, falseamiento o pérdida de la información que se podría obtener en ausencia de esta energía no deseada (MTC, 1993). En algunos casos, la interferencia es perjudicial, debido a que compromete el correcto funcionamiento de un servicio determinado. Es por esta razón que se dan parámetros de cuantificación de este fenómeno, denominado "Relación de Protección (RF)", que es el valor mínimo, expresado en decibelios, de la relación entre la señal deseada y la señal no deseada a la entrada del receptor, determinado en condiciones especificadas.

Para el caso del ROJ, el sistema receptor esta constituido por la antena principal, con una ganancia de 70dB, y entregada al módulo multiplexor por medio de preamplificador. Para descartar una interferencia propia de los equipos, dentro del Observatorio, se realizó en la sala de terminales un aislamiento de todos los cables de alimentación que llegaban a él, y se extrajeron las señales del receptor haciéndolas pasar a través de la jaula metálica (Jaula de Faraday), de esta forma, se intenta descartar la interferencia producida por equipos dentro del Observatorio.

Módulo Multiplexor

Para poder digitalizar la señal receptionada por la antena, es necesario realizar el

muestreo de la señal como mínimo con el doble de la frecuencia de operación, *teorema de Nyquist (Black, 1953)*, que para el caso del ROJ será de 100Mhz, requiriendo en este caso un sistema de adquisición de alta velocidad los cuales son de muy alto costo o no disponibles en el mercado, para lo cual se diseña e implementa el módulo multiplexor, este módulo traslada una señal de frecuencia alta a una de menor valor; el componente principal de este módulo es un *mixer*. (Figura 3).

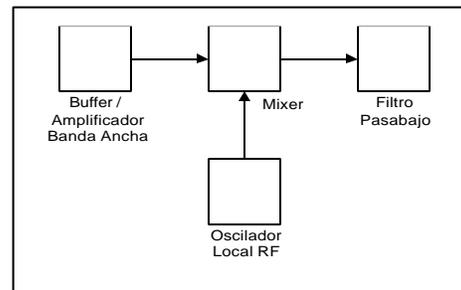


Figura 2. Módulo Multiplexor

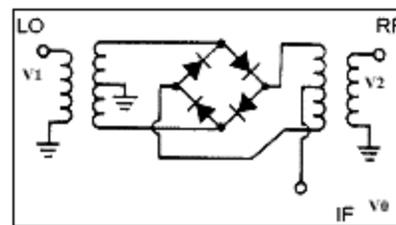


Figura 3. Diagrama Circuital del Mixer

El mixer, multiplica las dos señales que se presentan en sus entradas, cuyo resultado produce señales, que en frecuencia corresponden a la suma y diferencia de las frecuencias de las señales entrantes, se elimina la señal de salida no requerida por medio de un filtro (Smith, 1996). Para el caso de señales de entrada senoidal, la salida ideal será:

$$V_o = [V_1] * [V_2] = (A_1 \text{Sen} \omega_1 t)(A_2 \text{Sen} \omega_2 t)$$
$$V_o = A_1 * A_2 [\text{Cos}(\omega_1 - \omega_2)t - \text{Cos}(\omega_1 + \omega_2)t]$$

El módulo multiplexor, consta en su etapa de entrada de un *buffer*, el cual realiza una labor de transformación de impedancias y aislamiento; seguidamente se hace uso de un amplificador de RF de banda ancha de hasta 100Mhz, que poseen una respuesta plana y una ganancia de 35dB; la señal

resultante corresponde a una de las entradas del mixer, la otra entrada es utilizada para la señal del oscilador local, que corresponde a una señal cuadrada proporcionada por un cristal oscilador acondicionada para trabajar en +/-V a la frecuencia de 50Mhz, la señal resultante del mixer se comporta según la ecuación:

$$V_o(t) = \left(\frac{R_L}{R_L + R_d/2} \right) * \left\{ \left(\frac{2V}{P} \right) * \left(\sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{\cos((2n+1)w_L - w_i)t - \cos((2n+1)w_L + w_i)t}{2n+1} \right) \right) \right\}$$

En la ecuación se presentan componentes resistivas, propias de los diodos, y expresiones cosenoidales con las frecuencias w_i y w_L correspondientes a las frecuencias de la señales del receptor y la del oscilador local respectivamente, dentro de la ecuación se presentan componentes de señal a alta frecuencia, no requeridas, las cuales se eliminan a través de un filtro pasabajo Bessel de 4to orden con frecuencia de corte de 250 KHz .

La respuesta del módulo multiplexor tiene un comportamiento lineal, el cual se muestra en la Figura 4. Este comportamiento se obtiene cuando la diferencia de frecuencias entre el oscilador local y la señal de entrada es 250Khz.

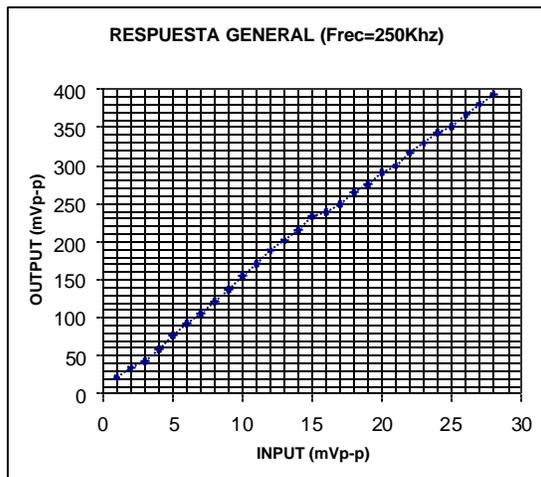


Figura 4. Resultado experimental del módulo Multiplexor

Módulo de Adquisición

Las señales eléctricas son analógicas por naturaleza, siendo su característica continua en el dominio tiempo-amplitud (Klaassen, 1996), y si dichas señales se quieren procesar con un equipo digital

(computadora), es necesario digitalizar la señal; para lo cual se diseña e implementa el módulo de adquisición que digitaliza las señales analógicas y que acondicionada los datos digitalizados para transmitirlos a la computadora, vía la interfaz del puerto paralelo.

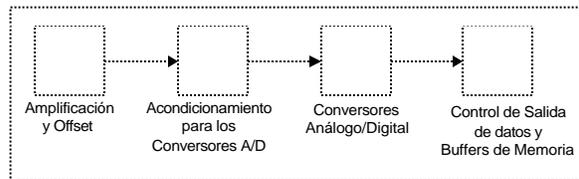


Figura 5. Módulo de Adquisición

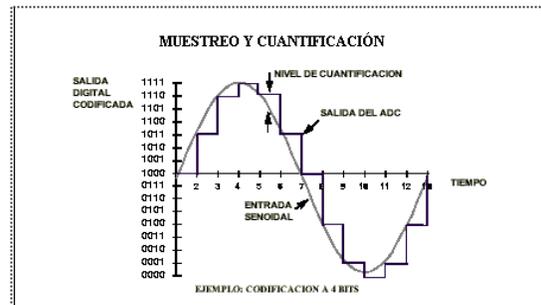


Figura 6. Muestreo y Cuantificación de una Señal Analógica

El componente principal de este sistema es un conversor análogo/digital, el cual adquiere muestras de la señal analógica en forma discreta produciendo valores específicos de amplitud para cada muestra que se toma (Figura 6). La velocidad necesaria con que se toma muestras de la señal analógica es definida por la frecuencia de muestreo, frecuencia con la cual se permite reconstruir la señal a analógica.

La amplitud que define cada tiempo discreto origina salidas digitales codificadas en forma binaria. Esta codificación depende del numero de bits con que se codifique la señal(nivel de cuantificación). Como se aprecia en la figura 6).

El módulo de adquisición (Figura 7) esta compuesto de un *conversor análogo/digital AD9058*, el cual se encarga de la digitalización de la señal analógica, con características

de una frecuencia de muestreo de hasta 50MSPS con 2 ADC's incorporados; además, de 8 bits de resolución y una

entrada analógica de 0 a 2V; amplificadores operacionales de alta velocidad *OP-42GP* con una respuesta a los cambios rápidos de señal (*slew rate*) de 50V/us; amplificador operacional de precisión *OP-07* utilizado por su bajo ruido y alta exactitud para niveles muy bajos de señal; *reloj de*

muestreo que permite definir la frecuencia con la que el ADC muestreará los datos; *buffers tri-state* para almacenar la información digitalizada y como etapa de control de salida para la interfaz de la computadora por medio de un *conector DB-25*.

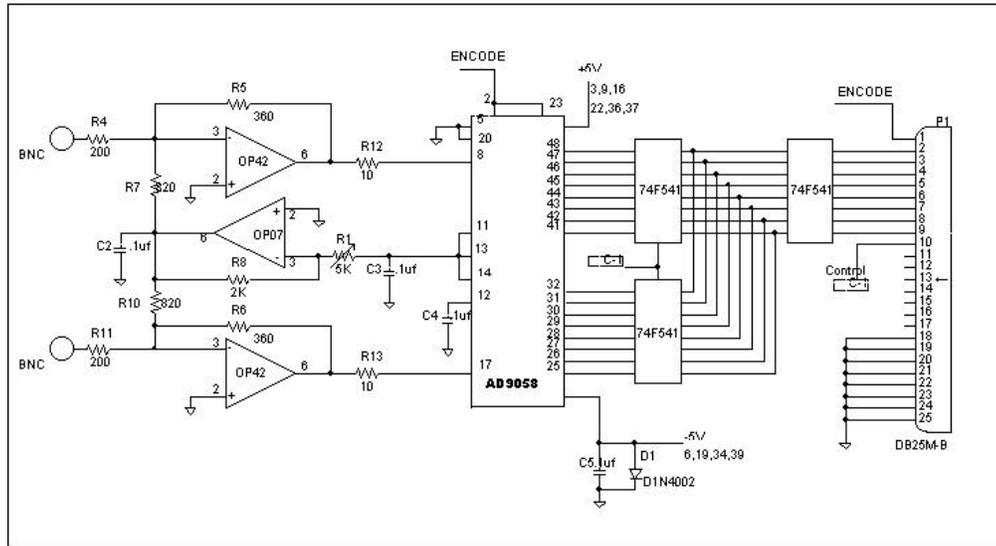


Figura 7. Módulo de Adquisición

Adquisición por la PC.

La codificación de la señal analógica a 8 bits, son adquiridas por la computadora por el puerto paralelo de la PC que brinda una conexión fácil, rápida y cualquier PC posee una. Para la cual se crearon programas de adquisición como se muestra (Figura 8).

El puerto paralelo permite adquirir los datos digitalizados por el circuito conversor análogo/digital por medio del puerto paralelo a través del *Data Port*. Además, se hace uso del *Status Port* y del *Control Port* para controlar las etapas del circuito conversor como activación de la tarjeta en modo de adquisición y activación alternada de cada uno de los canales del ADC.

Para ello, se hace uso del puerto paralelo configurado en modo EPP (Enhanced Parallel Port), existiendo otros modos de configuración en una computadora como el SPS (Standard Parallel Port) cuyo Data Port no permite el ingreso de datos a la PC; el modo bidireccional, que permite el ingreso

y salida de datos por el *Data Port* a una velocidad menor en comparación con el EPP y no todas las PC's poseen este modo de configuración y el ECP (Enhanced Capability Port) de mejores características que el EPP, pero que necesitan de un circuito externo complejo para realizar adquisición de datos.

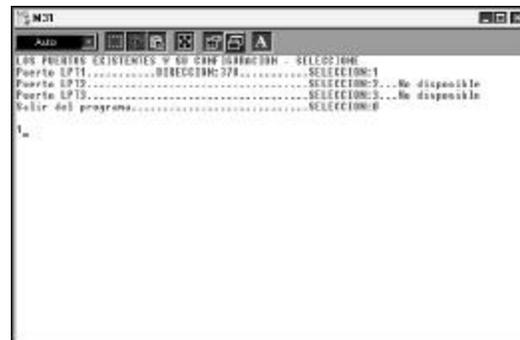


Figura 8a. Visualización del Programa de Adquisición por el Puerto Paralelo

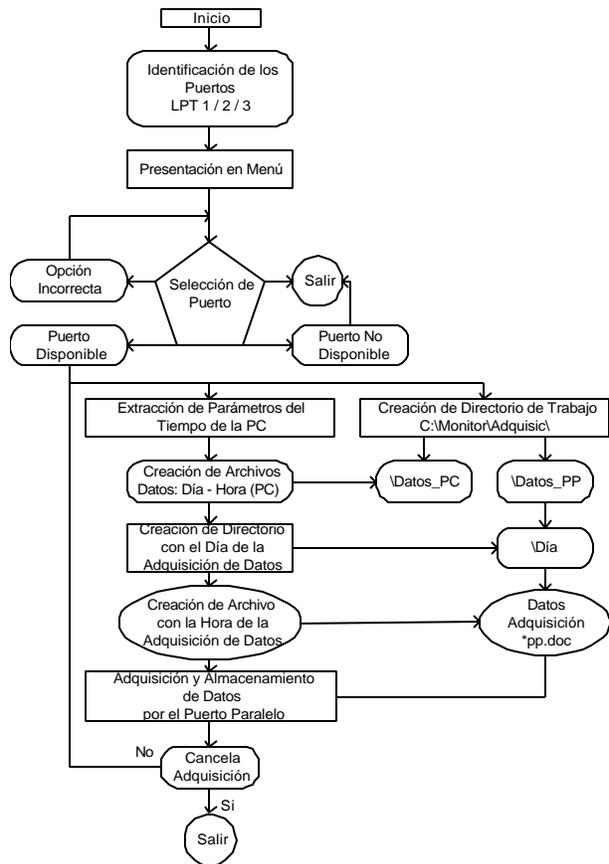


Figura 8b. Estructura del Programa de Adquisición por el Puerto Paralelo

Módulo con GPS

El receptor GPS (Global Positioning System), es un equipo que determina la posición, velocidad y tiempo en tierra, mar o aire, a partir de la triangulación de satélites (Wooden, 1985). El receptor GPS captura las señales que emiten los satélites continuamente para determina la distancia que hay entre el receptor y los satélites requiriendo como mínimo de tres satélites para conocer su posición por triangulación.

Ante la necesidad de que el reloj de la computadora trabaje en forma continua y precisa, y siendo necesario identificar de manera exacta el momento de ocurrencia de la interferencia; es necesario ingresar los datos exactos del tiempo, para ello se hace uso del tiempo que poseen los receptores GPS, los cuales son sincronizados por medio de los satélites, estos datos son adquiridos por el puerto serial de la PC y procesados por medio de software.

Módulo con GPS

El receptor GPS (Global Positioning System), es un equipo que determina la posición, velocidad y tiempo en tierra, mar o aire, a partir de la triangulación de satélites (Wooden, 1985). El receptor GPS captura las señales que emiten los satélites continuamente para determina la distancia que hay entre el receptor y los satélites requiriendo como mínimo de tres satélites para conocer su posición por triangulación.

Ante la necesidad de que el reloj de la computadora trabaje en forma continua y precisa, y siendo necesario identificar de manera exacta el momento de ocurrencia de la interferencia; es necesario ingresar los datos exactos del tiempo, para ello se hace uso del tiempo que poseen los receptores GPS, los cuales son sincronizados por medio de los satélites, estos datos son adquiridos por el puerto serial de la PC y procesados por medio de software.

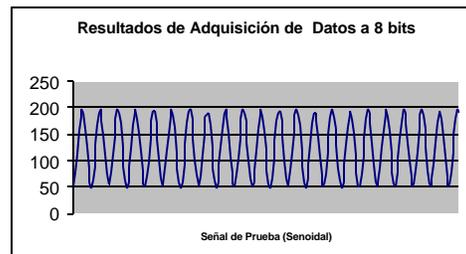


Figura 9. Resultado experimentales de la adquisición de datos

Programa de Adquisición de Coordenadas del GPS.

Al igual que el programa anterior, se identifica y selecciona uno de los puertos seriales disponibles, posteriormente se configurando el puerto serial para la transferencia de información. Se crea un directorio de trabajo y subdirectorios automáticamente correspondientes al día y hora de la adquisición de las coordenadas geográficas. Todos los datos de transferencia del receptor GPS a la computadora son almacenados temporalmente en memoria dentro de la PC, de la cual se identifica y extrae los correspondientes a las coordenadas geográficas, en el formato definido por el receptor GPS, y se almacenan dentro de

archivos en formato texto. La estructura y visualización del programa se ven a continuación (Figura 10).



Figura 10a. Visualización del Programa de Seteo del Tiempo de la Computadora

que permite identificar el dato a utilizar, la transferencia de los datos del receptor GPS a la PC es a una velocidad de 4800 baudios.



Figura 11a. Visualización del Programa de Adquisición de Coordenadas del Receptor GPS

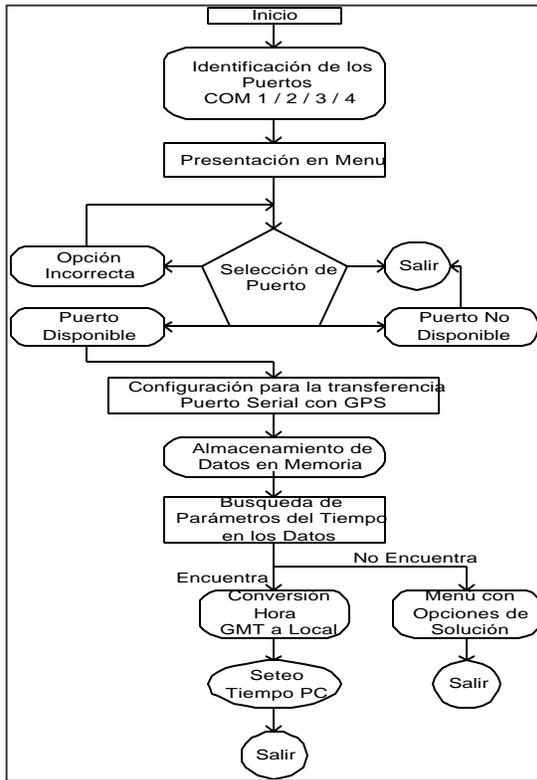


Figura 10b. Estructura del Programa de Seteo del Tiempo de la Computadora

Los datos almacenados en archivos del posicionamiento geográfico corresponden a grados y minutos tanto de latitud como de longitud.

Grados: 11 Minutos: 51.010 Latitud: S
Grados: 76 Minutos: 52.720 Latitud: W

El formato de transferencia que utiliza el receptor GPS corresponde al NMEA 0183 2.0, el cual utiliza una estructura definida

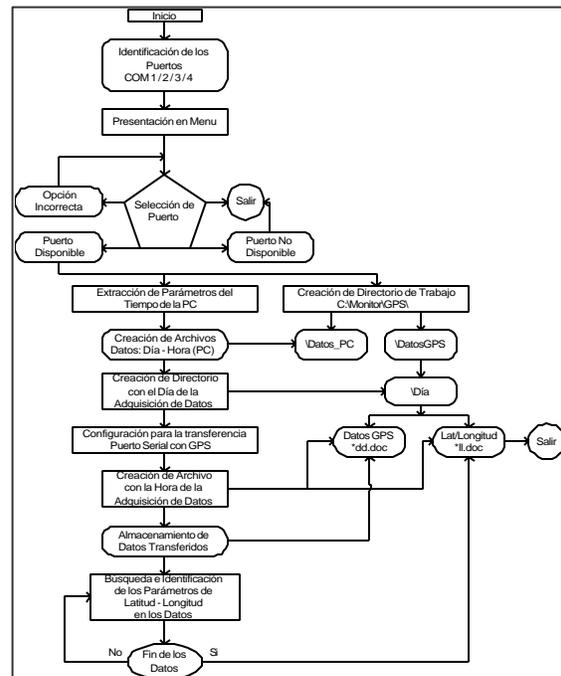


Figura 11b. Estructura del Programa de Adquisición de Coordenadas del Receptor GPS

Módulo de Procesamiento

El procesamiento se realiza sobre los datos almacenados en archivos del puerto paralelo (digitalización de la señal) y puerto serial (receptor GPS)

El módulo involucra una toma continua de datos, correspondiendo al *seteo* del tiempo y obtención de las coordenadas geográficas

a un correspondiente intervalo de tiempo mayor.

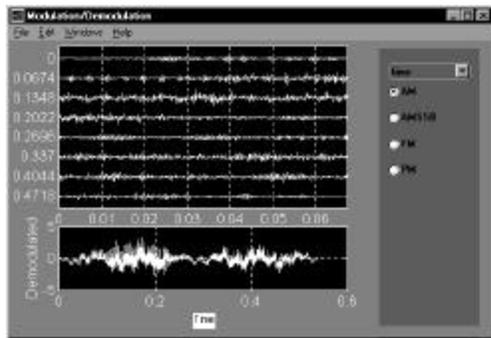


Figura 12. Análisis de las Señales del Receptor y Demodulación

El procesamiento se realiza con la reconstrucción de la señal analógica, con los valores almacenados (digitalizados); análisis espectral de la señal almacenada; aplicación de un filtro programable, demodulación de la señal en AM / FM / PHASE / AMSSB. (Figura 12).

Módulo Patrón

Para poder comprobar el Sistema de Análisis de Señales de Interferencia, se ha acondicionado un receptor de radio común de FM (Philips Peruana, 1994); de la cual se extrae la señal de frecuencia intermedia (10.7Mhz) (Orr, 1986) y se utiliza el módulo multiplexor, con un oscilador local de 11Mhz, llevando esta señal a una de menor frecuencia, posteriormente se aplican los módulos de adquisición y procesamiento para comprobar la correcta funcionalidad del sistema y poder calibrar y definir parámetros propios del análisis.

Adicionalmente se muestra la posición geográfica captada por el receptor GPS donde se realiza la adquisición de los datos cada cierto intervalo de tiempo.

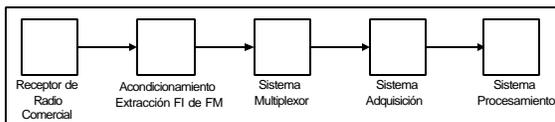


Figura 13. Diagrama de Bloques del Sistema Patrón

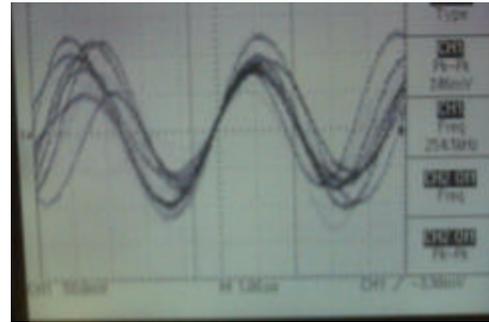


Figura 14. Señal de audio FM, Multiplexada de su F.I a Banda Base

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

El Sistema de Análisis de Señales de Interferencia, permite realizar un análisis de las interferencias que se presentan en el ROJ, determinando el tipo de modulación y la frecuencia en la que opera la señal de interferencia.

El comportamiento de las señales que causan interferencia se manifiesta de manera aleatoria, del cual se establece su patrón estadístico, para este caso se recomienda un mayor tiempo de análisis de estas señales.

El módulo multiplexor tiene gran flexibilidad en cuanto a llevar una señal analógica de alta frecuencia a otra de menor frecuencia, tan sólo depende de la frecuencia del oscilador de cristal (oscilador local) que se utilice y que se encuentre dentro de los rangos de operación del mixer.

El módulo de adquisición al igual como el módulo con GPS tiene gran flexibilidad y facilidad para conectarse y poner en funcionamiento con la computadora, los programas de adquisición son los encargados de permitir seleccionar la interfaz a usar y fijar los parámetros para una correcta transferencia de información a la computadora.

El módulo de adquisición es multifuncional, debido a que permite darle otras aplicaciones al módulo computarizado como: monitoreo computarizado de funcionamiento del radar del ROJ, adquisición computarizada de señales de

radio comercial FM, adquisición computarizada de señales procesadas por un analizador de espectro, monitoreo de temperatura del ROJ, los cuales se están desarrollando e implementando.

AGRADECIMIENTOS

El agradecimiento al Dr. Jorge del Carpio Salinas y al Ing. Fernando Villanueva por compartir sus conocimientos y experiencia, y darme la confianza, libertad y el apoyo para realizar este proyecto. Además el agradecimiento al personal del Radio Observatorio de Jicamarca, en especial al Dr. Jorge Chau, Darwin Córdova y Francisco Buendía.

BIBLIOGRAFÍA

Garmin Internacional (1994): GPS 45 Personal Navigator Owner's Manual & Reference, p 1-93.

Klaassen, K. (1996): Electronic Measurement and Instrumentation, *Signal conditioning and data acquisition systems*, p. 173-220, y 283-308.

Orr, W. (1986): Radio Handbook, p. 1-936.
Philips Peruana S.A. (1994): Service Manual AW7140/00.

Philips, ECG. (1994): *TTL Logic Diagrams - Transistor Outlines*.

Schildt, H. (1992): Turbo C/C++ Manual de Referencia, p 1-860.

Smith, J. (1997): Modern Communication Circuits, "Network Noise and Intermodulation Distortion" and "Modulators and Demodulators", p. 67-101 and p. 487-532.

NMEA 0183 2.0, www.nmea.org
Interfacing the PC, "Parallel Port and Serial Port", www.beyondlogic.org

MTC, Ministerio de Transporte y Telecomunicaciones, (1993) Ley General de Telecomunicaciones. "Plan Nacional de Atribución de Frecuencias" y "Términos y definiciones", Lima-Peru.

Manuales de Componentes Electrónicos: Motorola, Analog Devices, Burr-Brown, Minicircuits.

IDENTIFICACIÓN DE FASES PARA SISMOS LOCALES Y DISCREPANCIAS EN LA LOCALIZACIÓN DE SISMOS OBTENIDOS POR EL IGP Y EL NEIC

JULIA MARIA CARPIO LLERENA
Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional San Agustín de Arequipa
julia@axil.igp.gob.pe

Prácticas dirigidas por: Dr. Hernando Tavera
Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología

RESUMEN

En el presente estudio se identifica las fases sísmicas contenidas en los registros de sismos ocurridos en Perú durante Noviembre y Diciembre de 1999 ($M > 4.0$). Estos registros son de periodo corto y han sido obtenidos de la estación sísmica de Ñaña (NNA). En un total de 10 registros de igual número de sismos, las fases Pn, P*, Pg, Sn, S* y Sg han sido identificadas con la ayuda de las dromocronas para el campo cercano. Los resultados muestran que de estas fases, las más difíciles de identificar son la P* y S*, debido a su baja amplitud. Asimismo, se analiza las discrepancias existentes entre los parámetros de localización de terremotos ocurridos en Perú y obtenidos por dos instituciones, el *National Earthquake International Center* (NEIC) y el Instituto Geofísico del Perú (IGP). Para eventos de magnitud elevada, ambas instituciones obtienen resultados con diferencias pequeñas y para eventos de magnitud menor, estas son mayores. En general, los resultados sugieren que la correcta localización de los sismos depende de la calidad de su registro, magnitud, de la relación distancia/profundidad y de la cobertura azimutal de las estaciones alrededor del hipocentro.

INTRODUCCION

Las perturbaciones naturales que producen vibraciones en la Tierra son comúnmente llamadas sismos, siendo la sismología la ciencia que estudia las causas y los efectos que estos aportan sobre su estructura y dinámica. Los sismos no ocurren uniformemente en todas partes de la Tierra; por lo tanto, algunas regiones son sísmicamente más activas que otras. Asimismo, se sabe que la tierra no es homogénea y se comporta como un medio elástico a través del cual se propagan las ondas generadas en el foco de un sismo. La estructura interna de la Tierra esta formada principalmente por la corteza, manto y núcleo, siendo en estos medios en donde las ondas sísmicas al propagarse se reflejan y refractan. Cuando el sismo es regional (distancias menores a 1000 km), las ondas sísmicas se reflejan y refractan dentro de la corteza dando origen a las fases u ondas Pn, Pg, Sn y Sg. En general, estas fases son fácilmente identificables en los registros de periodo corto debido a que están constituidas con frecuencias altas. Sin embargo, de todas estas fases, la P* y S* presenta amplitudes menores por lo que frecuentemente son más difíciles de reconocerlas. La identificación de estas

fases ha permitido elaborar modelos de distribución de velocidad y proponer otros para comprender la estructura de la corteza a fin de facilitar el uso de algoritmos que permitan localizar sismos.

Por otro lado, es conocido que para localizar un sismo se requiere información de redes sísmicas mundiales o regionales y dependiendo de los procedimientos que se utilicen, los resultados que se obtenga para los parámetros hipocentrales del sismo serán diferentes. En el caso de redes mundiales, el *National Earthquake Information Center* (NEIC) localiza los sismos utilizando los tiempos de llegada de fases P y modelos de recorrido-tiempo propuesto por *Jeffreys y Bullen* (1948); además, debido a que las estaciones no están distribuidas de manera homogénea en la Tierra, el NEIC solo puede reportar los parámetros hipocentrales de sismos con magnitudes mayores a 4.0. Contrariamente, si se considera redes sísmicas regionales, como la Red Sísmica Nacional del Perú - RSN a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP), los algoritmos de calculo hipocentral y modelos de velocidad pueden ser mejor evaluados y a la vez disminuir el umbral mínimo de detección y localización de

sismos. Aunque el NEIC y el IGP tienen el beneficio de los datos, frecuente se observan diferencias importantes en la localización epicentral o hipocentral para un determinado sismo ocurrido en Perú.

En este estudio, se realiza la identificación de fases sísmicas haciendo uso de las domocronas para el campo cercano (Payo, 1986) y observar si los tiempos teóricos de llegada de las fases P_n , P^* , P_g , S_n , S^* y S_g coinciden con los observados en el registro de sismos ocurridos en el Perú. Los registros corresponden a la estación sísmica de periodo corto instalada en la localidad de Ñaña (NNA), la misma que forma parte de la RSN del Perú. Asimismo, la localización hipocentral obtenida por el IGP para un total de 98 sismos ocurridos en Perú durante los años 1998 y 1999, es comparada con los reportados por el NEIC para los mismos sismos.

PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS

Cuando ocurre un sismo, la energía que se libera debido al fracturamiento de las rocas en el interior de la Tierra se propaga en todas direcciones y su velocidad dependerá de las propiedades elásticas del medio de propagación. Las propiedades elásticas para una Tierra homogénea, pueden ser definidas por las constantes de elasticidad (λ y μ) y por la densidad del medio (ρ), las mismas que controlan la velocidad de las ondas sísmicas, mayor para la onda P (6 km/s) y menor para la onda S ($V_p \sqrt{3}$). De manera general, las ondas sísmicas pueden ser clasificadas en ondas de volumen y superficiales (Kulhanek, 1990):

Ondas de Volumen

Ondas Longitudinales u ondas P, llamadas ondas de compresión u ondas primarias, debido a que se propagan con mayor velocidad en cualquier tipo de material, sean sólidos o líquidos. Los trenes de ondas P, son generados por un empuje en la dirección de propagación de la onda, las cuales causan sacudidas de atrás hacia

adelante en la corteza (Figura 1A). Las amplitudes de estas ondas pueden disminuir tanto que sólo son captadas por sismógrafos de alta amplificación (CERESIS, 1970; Neumann, 1979).

Ondas Transversales de Cizalla u ondas S, ondas que viajan a una velocidad menor que las ondas P; por lo tanto, son llamadas ondas secundarias, siendo una de sus características esenciales, que no se propaga por cuerpos gaseosos o medios líquidos. Estas ondas se propagan con velocidad menor debido a que se propagan en los planos de arriba hacia abajo (Figura 1 B).

Ondas de Superficie

Ondas Rayleigh, ondas se propagan cerca de la superficie de la Tierra produciendo movimientos verticales con partículas que se desplazan con una trayectoria elíptica retrograda. La amplitud de su movimiento decrece con la profundidad (Figura 2).

Ondas Love, ondas superficiales que se caracterizan por su movimiento, sólo horizontal de corte normal a la dirección de propagación. Las ondas Love son de baja frecuencia y longitud de onda larga, (Figura 3).

Ondas sísmicas en el campo cercano

La corteza esta constituida por dos capas, una granítica y otra basáltica separadas por la discontinuidad de Conrad. Asimismo, la corteza se encuentra separada del manto por la discontinuidad de Mohorovicic, la misma que se encuentra a profundidades de 20-40 km por debajo de los continentes y cerca de 10 km por debajo del fondo oceánico. Para sismos que ocurren a distancias menores a 1000 Km. (campo cercano), las ondas que se transmiten, reflejan y refractan en estas estructuras y discontinuidades son llamadas ondas P_n , P^* , P_g , S_n , S^* , S_g . Frecuentemente, las ondas más prominentes son las transmitidas por la capa superior o granítica de la corteza P_g , S_g y las refractadas críticas en la discontinuidad de Mohorovicic P_n , S_n .

Dependiendo de la distancia epicentral, el orden de llegada de las fases principales es alterado. Así, para sismos que ocurren a distancias mayores de 100 km, las ondas que llegan primero son la Pn, Pg y la P* y

para distancias próximas a la estación la onda Pg, P*, Pn. En la Figura 4 se presenta un esquema descriptivo que muestra el recorrido-tiempo de las fases u ondas sísmicas en el campo cercano.

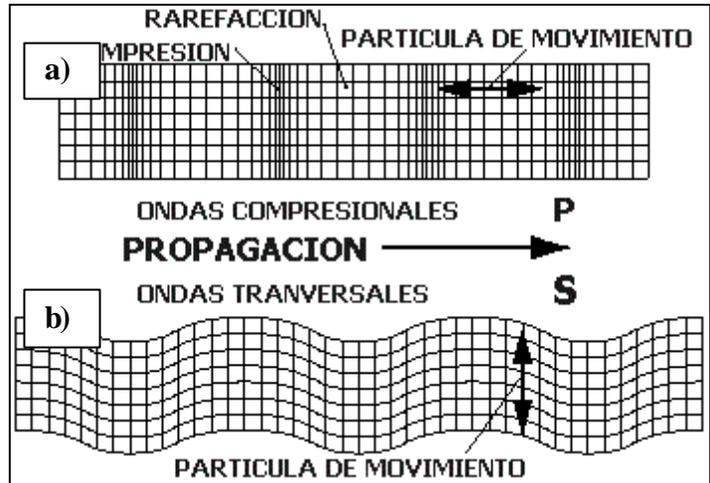


Figura 1. Ondas de volumen a) Características de propagación de las ondas P y b) Características de propagación de las ondas S.

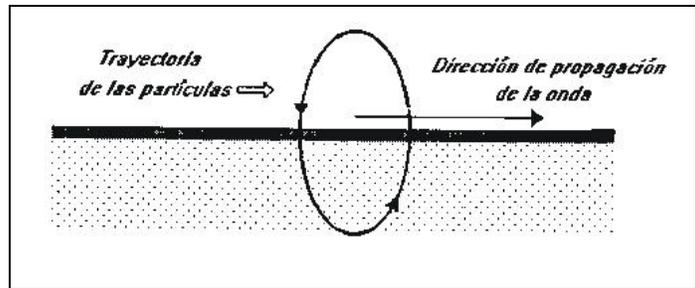


Figura 2. Características de propagación de las ondas Rayleigh.

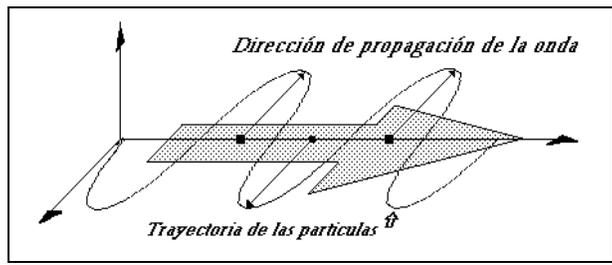


Figura 3. Características de propagación de las ondas Love.

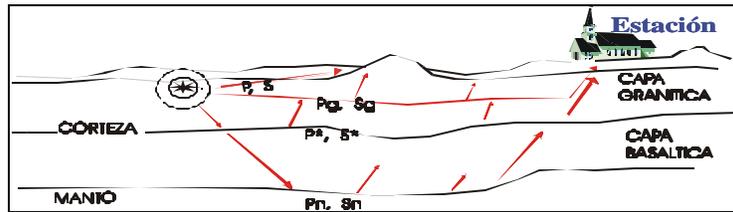


Figura 4. Recorrido de las ondas sísmicas en el campo cercano

IDENTIFICACIÓN DE FASES PARA SISMOS LOCALES

El registro de un sismo en el campo cercano ($\Delta < 10^\circ$), esta formado por diferentes tipos de fases u ondas que se reflejan y refractan en las diferentes discontinuidades existentes en la corteza (Conrad, Mohorovicic). Estas ondas son denominadas comúnmente como P_n , P^* , P_g , S_n , S^* y S_g . La identificación de estas fases es por general difícil y su éxito depende mucho de la experiencia del analista, ya que estas fases se caracterizan por su contenido de altas frecuencias. A continuación, se describe un

procedimiento simple y práctico que ayuda en la identificación de estas fases.

Selección de Sismogramas

Para realizar la identificación de fases sísmicas regionales, se ha seleccionado los sismos registrados por la estación de NNA (Ñaña) durante los meses de Noviembre y Diciembre de 1999. De estos registros, 10 corresponden a sismos con claros grupos de ondas P y S y cuyos parámetros focales se presenta en la Tabla 1. En esta tabla se indica la fecha del evento, además de su latitud, longitud y hora origen (T_o), así como la hora de su registro en la estación de NNA (T_r).

Tabla 1. Parámetros focales de los sismos utilizados en este estudio según Agüero y Tavera (2000)

FECHA A/m/d	LATITUD (°)	LONGITUD (°)	T_o h: m: s	T_r (NNA) h: m: s
99/11/06	-5.260	-80.860	16:46:1.73	16:47:54.0
99/11/14	-8.220	-74.319	17:46:11.4	17:47:19.5
99/11/14	-13.480	-75.130	22:42:28.5	22:43:04.5
99/11/18	-15.380	-75.959	19:40:49.1	19:41:39.0
99/12/04	-16.728	-72.461	01:29:03.3	01:30:45.0
99/12/10	-7.720	-74.525	16:53:34.5	16:54:44.5
99/12/13	-8.649	-74.827	22:36:15.2	22:37:16.5
99/12/15	-16.490	-75.757	08:23:33.2	08:24:47.5
99/12/22	-8.399	-79.415	06:07:15.2	06:08:22.5
99/12/26	-13.800	-73.318	18:37:26.3	18:38:26.0

Metodología de trabajo

Para identificar las fases sísmicas a distancias regionales, se ha hecho uso de la dromocrona para el campo cercano, la misma que se muestra en la Figura 5. En esta figura, D indica la distancia de la estación al epicentro en kilómetros y t el tiempo de llegada de la fase sísmica a la estación en segundos. De acuerdo a estas dromocronas, para distancias entre 100 y 1000, la primera onda en ser registrada es la P_n , debido a que la velocidad de las

ondas aumenta en función de la profundidad. En la Tabla 1 y 2 el tiempo el tiempo de registro (T_r) corresponde a este tipo de onda. Una vez identificado el tiempo de llegada de la onda P_n , este es restado del tiempo origen del sismo (Tabla 1) y la diferencia es proyectada en las dromocronas sobre el eje de las abscisas (eje del tiempo). Luego se traza una vertical desde t hasta que corte a la dromocrona de la onda P_n , a partir de la cual se traza una paralela al eje de la abscisa que corte a la dromocrona de P^* y

P_g , a la vez ésta paralela indicará, sobre en el eje de las coordenadas, la distancia epicentral del sismo. La diferencia entre los tiempos teóricos de las fases P^*-P_n y P_g-P_n , son utilizados para identificar estas fases en los distintos registros sísmicos analizados en este estudio. En la Figura 5 se presenta un ejemplo del tipo de registro sísmico analizado y los distintos tipos de fases sísmicas identificadas en cada uno de ellos.

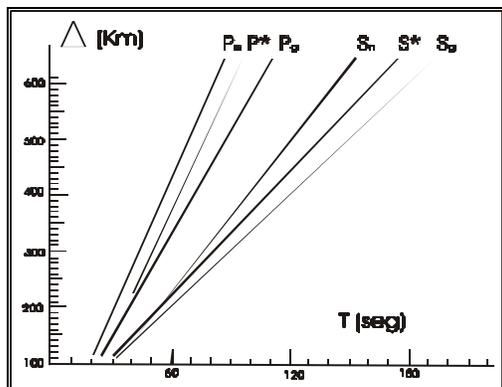


Figura 5. Dromocrónica para sismos regionales

Por lo general, la fase difícil de identificar en la mayoría de los registros corresponde a la P^* y S^* , debido principalmente a su baja amplitud, ya que a menudo suele confundirse con el ruido de fondo. La presencia de esta fase en los registros del sismo sugiere la existencia o no de la discontinuidad de Conrad en algunas regiones. En el grupo de la onda S, la correspondiente a la fase S_g siempre presenta mayor amplitud y preferentemente es utilizada para calcular la magnitud local de los sismos (M_L), tal como sugiere Payo (1986).

Durante el procedimiento seguido en este estudio, se ha observado que los tiempos teóricos de llegada de las ondas, no coinciden con los cambios de frecuencia observados en el registro del sismo; por lo que, siempre es necesario considerar a estos tiempos como una aproximación que permite facilitar la identificación del registro de las diversas fases en el registro del sismo. En la Tabla 2, se muestra los tiempos de llegada de las diferentes fases del sismo identificados en cada uno de los registros y cuyas diferencias con los

tiempos teóricos son menores a 2 segundos. Asimismo, se incluye las distancias epicentrales obtenidas a partir de la diferencia de tiempos de llegada de las ondas T_s-T_p , asumiendo una velocidad media para las ondas de 6 km/s.

COMPARACIÓN ENTRE LOS PARÁMETROS HIPOCENTRALES OBTENIDOS POR EL IGP Y EL NEIC PARA SISMOS REGIONALES

Un sismo ocurrido en Perú, puede ser registrado por redes sísmicas locales o regionales como la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú - IGP (Figura 7.a) y por redes sísmicas mundiales a cargo del National Earthquake Information Center - NEIC (Figura 7b). Para realizar la localización de un sismo debe tenerse en cuenta, que la calidad de su registro a diferentes distancias depende de la magnitud, si ésta es alta, el sismo será registrado por redes sísmicas regionales y mundiales, caso contrario será registrado sólo por redes regionales. De igual manera, debe considerarse la cobertura azimutal de las estaciones alrededor del epicentro, lo cual frecuentemente es válido si se utiliza redes locales. Asimismo, se ha observado que la profundidad del foco es el parámetro peor determinado, independiente del algoritmo que se utilice, ya que obedece a la relación Δ/h , mientras menor sea la distancia epicentral mejor será el cálculo de profundidad, tal como lo señalan Rodríguez y Vázquez (1987) y Rodríguez y Tavera (1988). De acuerdo a lo descrito a los parámetros que definen la localización de un sismo: hora origen (t_0), coordenadas geográfica del epicentro (ϕ , λ) y profundidad del foco (h) pueden ser obtenidos por el IGP y el NEIC con resultados diferentes.

En el presente estudio, se evalúa las diferencias existentes entre las localizaciones hipocentrales obtenidas por el NEIC y el IGP para 98 sismos ocurridos en Perú durante los años 1998 y 1999. El IGP utiliza información de la red sísmica nacional constituida por 30 estaciones sísmicas distribuidas en todo el territorio

peruano, el algoritmo EPI (Fasthypó, Herrmann, 1979) y 3 modelos de velocidad dependiendo si el sismo ocurre en la región norte, centro o sur de Perú. Por su lado, el NEIC utiliza información de la red sísmica mundial (~300

estaciones), un algoritmo para distancias teleísmicas y un modelo de velocidad global obtenido a partir de las tablas recorrido-tiempo (Jeffreys y Bullen, 1948).

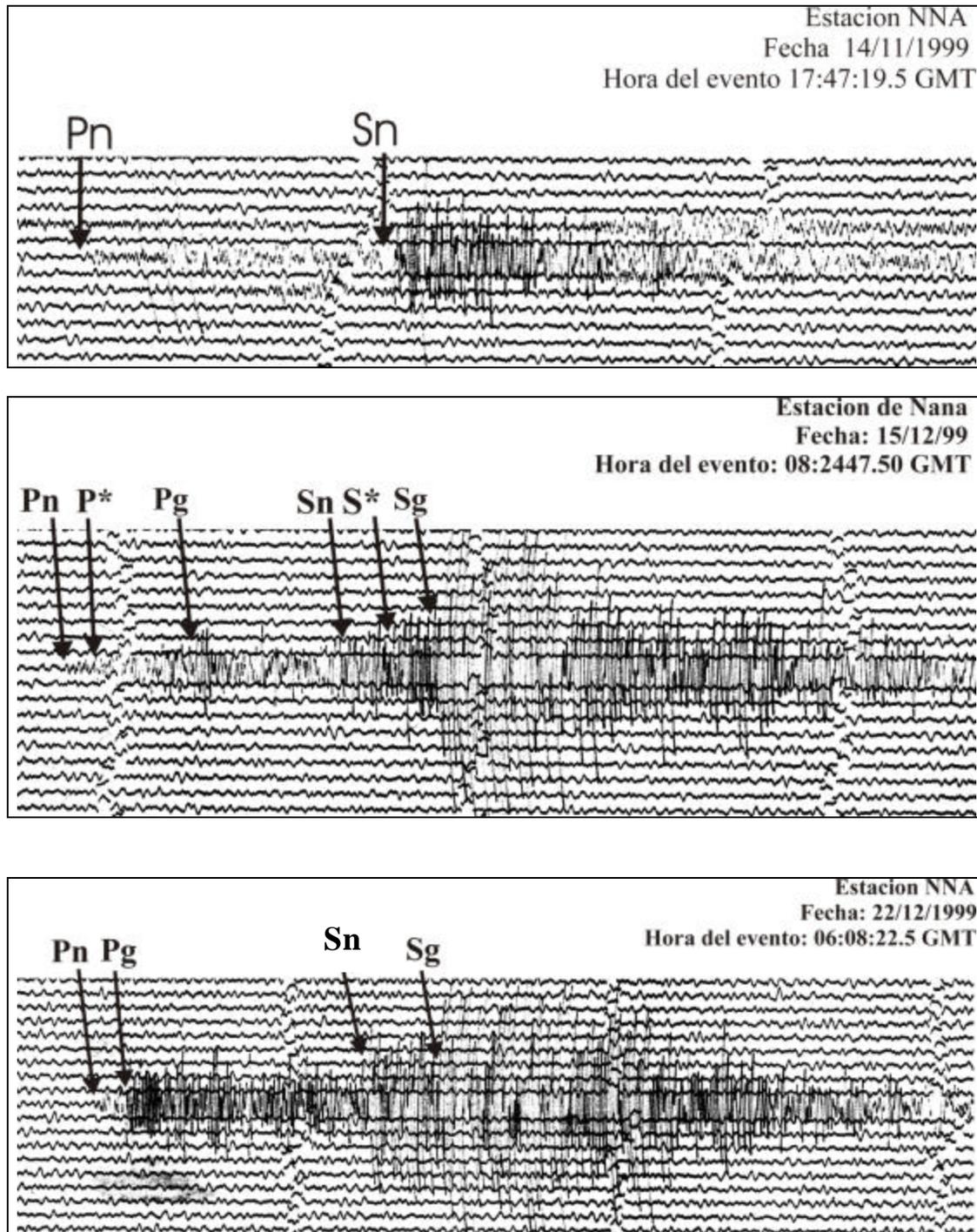


Figura 6. Registros sísmicos de periodo corto de la estación de NNA, correspondientes a los sismos del 14 de Noviembre 15 y 22 de Diciembre de 1999.

Tabla 2. Tiempos de llegada de las diferentes fases sísmicas observadas en los registros de sismos regionales. To corresponde al tiempo origen; Tr, Pn, P* y Pg indica el tiempo de llegada de cada fase sísmica, D indica la distancia epicentral en km.

Fecha A/m/d	T ₀ (H: M: S)	T _r (H:M: S)	DT (seg)	D (Km.)	P _n (H: M: S)	P* (H: M: S)	P _g (H: M: S)
99/11/06	16:46:01.73	16:47:54.00	112.6	840	16:47:54.00	16:48:57.00	16:49:11.55
99/11/14	17:46:11.40	17:47:19.50	68.1	512	17:47:19.50	17:47:28.20	17:47:38.70
99/11/14	22:42:28.50	22:43:04.50	36.0	260	22:43:04.50	22:43:11.40	22:43:14.25
99/11/18	19:40:49.10	19:41:39.00	49.9	280	19:41:39.00	19:41:46.20	19:41:49.50
99/12/04	01:29:04.00	01:30:45.00	101.0	770	01:30:45.00	01:30:54.00	01:31:02.00
99/12/10	16:53:34.51	16:54:44.50	70.0	521	16:54:44.50	16:54:52.90	16:55:03.34
99/12/13	22:36:15.56	22:37:16.50	60.9	449	22:37:16.50	22:37:22.85	22:37:33.00
99/12/15	08:23:33.19	08:24:47.50	74.3	560	08:24:47.50	08:24:53.50	08:25:07.75
99/12/22	06:07:15.40	06:08:22.50	68.0	500	06:08:22.50	06:08:31.10	06:08:41.30
99/12/26	18:37:26.25	18:38:26.00	59.8	436	18:38:26.00	18:38:34.10	18:38:50.00

Análisis Epicentral

En la Figura 8, se presenta dos mapas con la distribución de los sismos ocurridos en Perú durante los años 1998 y 1999 ($M > 4.0$), los mismos que fueron localizados por el NEIC (círculos) y el IGP (triángulos). Los parámetros de algunos de estos sismos se presentan en la Tabla 3. En la Figura 8 se puede realizar la comparación directa de la localización epicentral de cada sismo, ya que en principio las obtenidas por el NEIC y el IGP deberían ser la misma. Sin embargo, en esta figura se observa que en general, las diferencias epicentrales son mínimas si los sismos se localizan en la región central de Perú y mayores si estos se encuentran en zonas de frontera. Estas diferencias están directamente relacionadas con la distribución y la cobertura azimutal de las estaciones de la red sísmica a cargo del IGP. El número de estaciones sísmicas se reduce notablemente en zonas de frontera y región sur del Perú debido a problemas de transmisión de la data a la sede central del IGP.

En la Tabla 3, se puede observar diferencias del orden de 120 km en la localización epicentral para sismos que

ocurren en la zona de frontera, lo cual sugiere en el caso del IGP, la necesidad de contar un mayor número de estaciones sísmicas tratando de lograr una mejor cobertura de los datos sobre el epicentro. En la Tabla 4, se presenta de manera numérica, el resumen de las diferencias encontradas en las localizaciones realizadas por el NEIC y el IGP para algunos de los sismos ocurridos durante los años 1998 y 1999. Las diferencias en las localizaciones están dadas en kilómetros y corresponden al vector resultante de relacionar las localizaciones obtenidas por el NEIC y el IGP para cada sismo (Figura 8).

En la Figura 9 se presenta la localización epicentral de algunos sismos cuyas diferencias son mayores con relación al resto de sismos analizados. En general, las diferencias mayores corresponden a sismos ubicados en la zona de frontera Perú-Ecuador, como el ocurrido el 25 de mayo de 1999. Diferencias menores son observadas para sismos que ocurre en la región sur de Perú y mayor si se producen lejos de la línea de costa; es decir, en el Banco Pacífico donde la RSN no tiene cobertura.

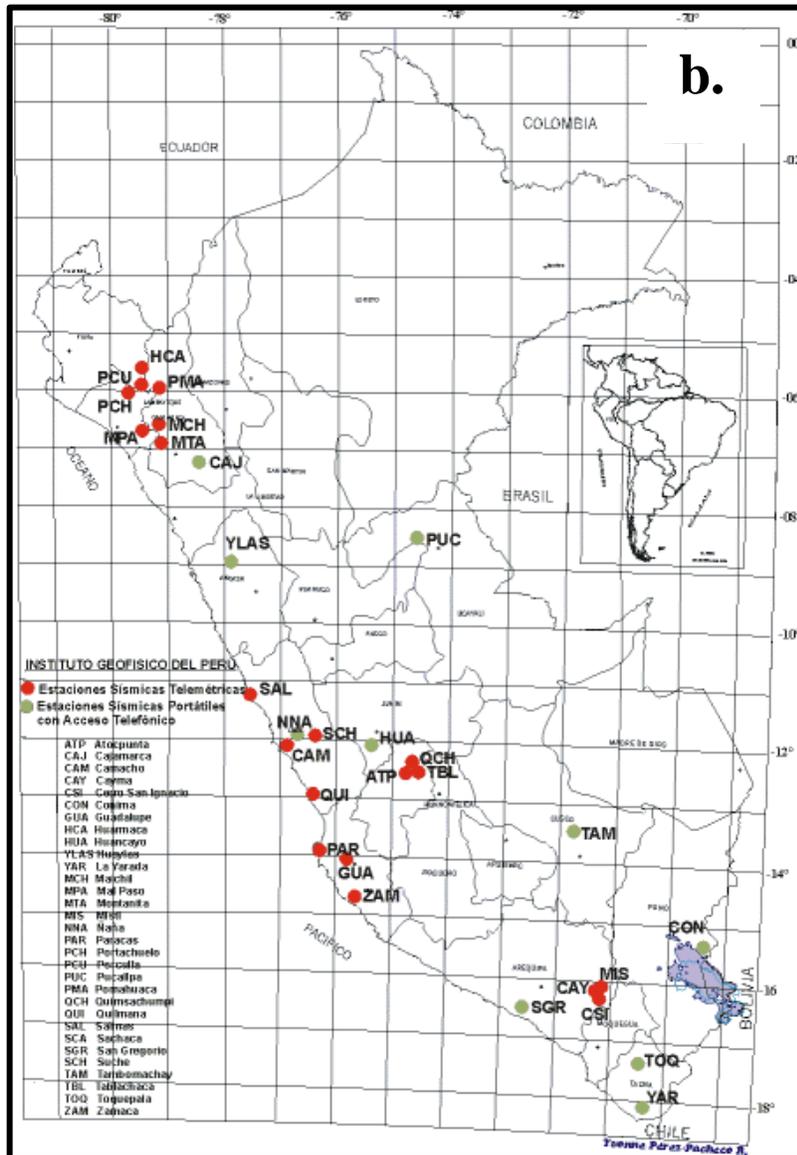
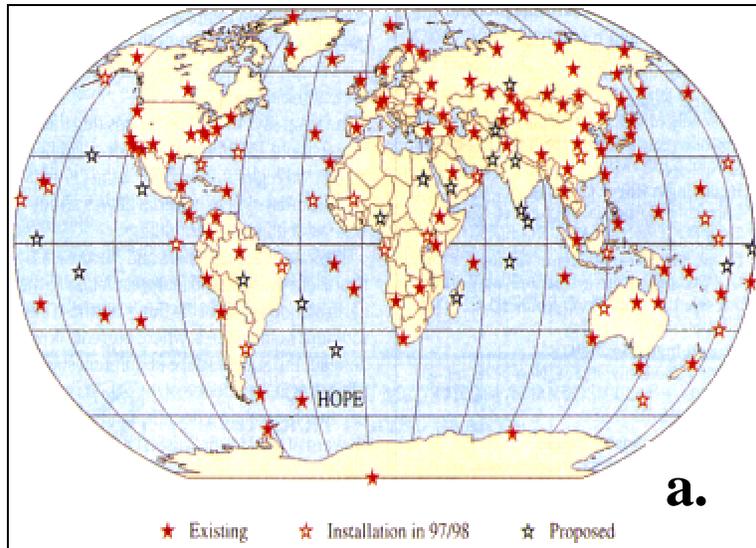


Figura 7. - Distribución de estaciones sísmicas. a) Red Sísmica Mundial (NEIC), b) Red Sísmica Regional (IGP)

Tabla 3. Parámetros focales calculados por el NEIC y por el IGP para algunos sismos ocurridos en Perú durante 1998 y 1999.

Fuente	Fecha A/m/d	Tiempo h:m:s	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. Km	Mag. Mb
NEIC	1998/01/10	04:54:25.3	-12.02	-72.07	33	5.7
IGP		04:54:24.6	-12.21	-72.23	32	5.6
NEIC	1998/05/24	13:41:46.8	-17.02	-72.53	33	4.9
IGP		13:41:33.5	-18.10	-73.05	29	4.8
NEIC	1998/06/25	17:04:09.2	-15.68	-75.05	33	4.7
IGP		17:03:55.2	-16.71	-75.63	7	4.7
NEIC	1998/10/04	13:41:10.1	-08.46	-76.38	33	5.2
IGP		13:42:05.2	-08.30	-75.87	198	5.1
NEIC	1999/02/18	12:02:58.6	-02.18	-79.59	66	5.0
IGP		12:02:47.9	-02.07	-80.53	253	5.2
NEIC	1999/05/25	02:18:11.4	-04.28	-80.64	33	4.7
IGP		02:17:52.1	-03.43	-81.50	14	4.5
NEIC	1999/12/12	16:21:39.6	-13.85	-76.26	33	4.6
IGP		16:21:39.6	-13.97	-76.43	35	4.8

Análisis Hipocentral

Los sismos pueden ser clasificados según la profundidad de sus focos en superficiales ($h \leq 60\text{km}$), intermedios ($60 < h \leq 300\text{km}$) y profundos ($h > 300\text{km}$), tal como lo sugiere Tavera y Buforn (1998). A fin de evaluar, la localización hipocentral de los sísmicos analizados en este estudio (Tabla 3), se ha elaborado perfiles sísmicos perpendiculares a la línea de fosa para las regiones Norte, Centro y Sur de Perú. En las Figuras 10.a.b, se puede realizar directamente la comparación entre los hipocentros obtenidos por el NEIC (círculos) y el IGP (triángulos). Los resultados muestran diferencias notorias en cuanto a la profundidad de los hipocentros de los sismos. Para algunos sismos ocurridos durante 1999 y localizados en la región norte, próximos a la frontera con Ecuador, se observa diferencias hipocentrales del orden de 187 km. En este caso, básicamente la diferencia es debida a que la red sísmica del IGP no tiene cobertura en esta zona sísmicamente activa; por lo tanto, aunque es posible controlar la

ubicación de su epicentro con errores pequeños, es difícil ajustar la profundidad de su foco. Para estos sismos de magnitud moderada, sus parámetros epicentrales pueden ser bien controlados con las estaciones de la red mundial; sin embargo, siempre la profundidad del foco necesita mayor resolución, de ahí que el NEIC asigne una profundidad de 33 km cuando le es imposible calcular dicho parámetro con exactitud.

Asimismo, en la Figura 10, se observa que existe diferencias en la localización hipocentral del orden de 1km para sismos ubicados próximos a la línea de costa, hasta 187 km para los que se encuentran por debajo de la zona andina y subandina (ver Tabla 4). Tal como se mencionó anteriormente, estas diferencias están directamente relacionadas con la falta de un número mayor de estaciones en el extremo oriental de la Cordillera Andina que permita tener mayor cobertura azimutal y control sobre los parámetros hipocentrales de los sismos.

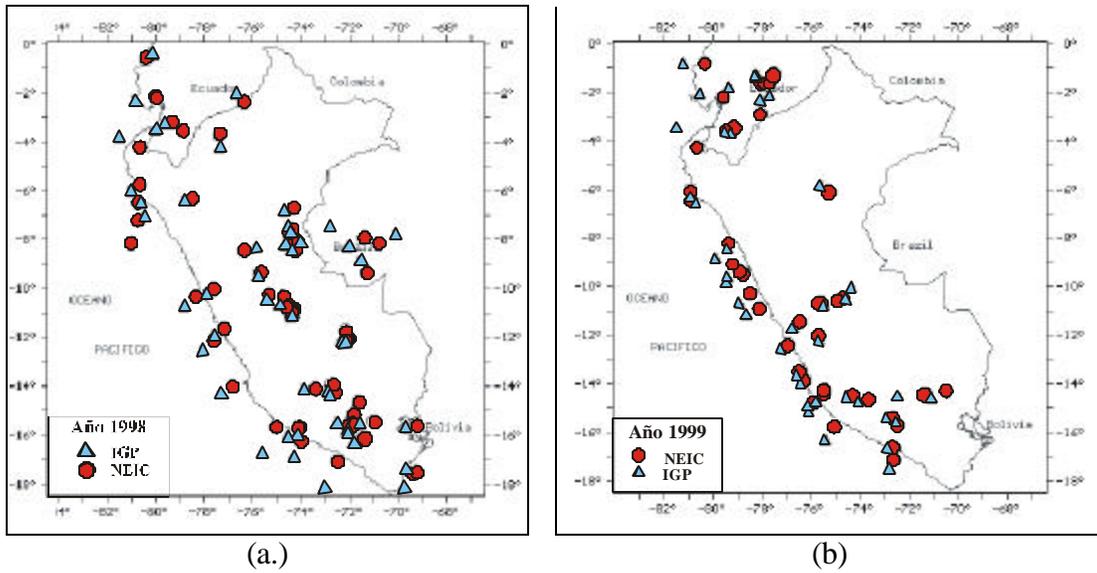


Figura 8. Localización epicentral obtenidos por el NEIC (círculos) y el IGP (triángulos), para sismos ocurridos en Perú durante los años 1998 (a) y 1999 (b).

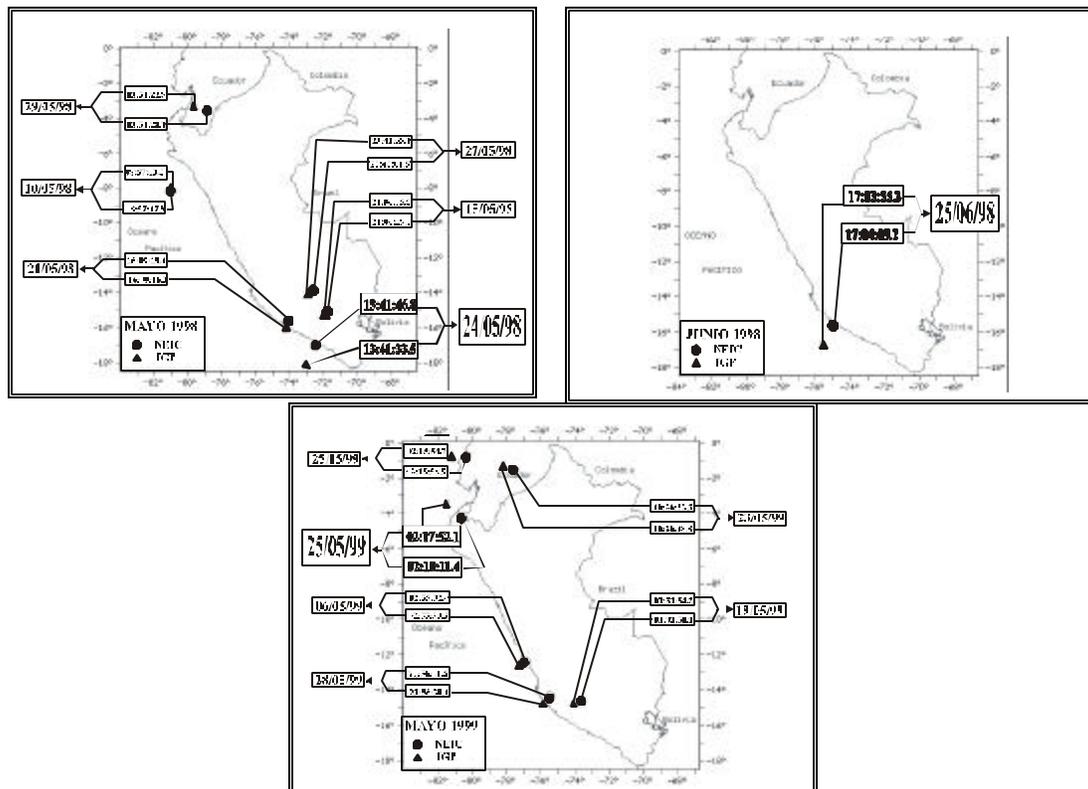


Figura 9. Sismos ocurridos en Perú durante 1998 - 1999 y cuyas diferencias en sus parámetros epicentrales obtenidos por el NEIC con respecto al IGP, son mayores.

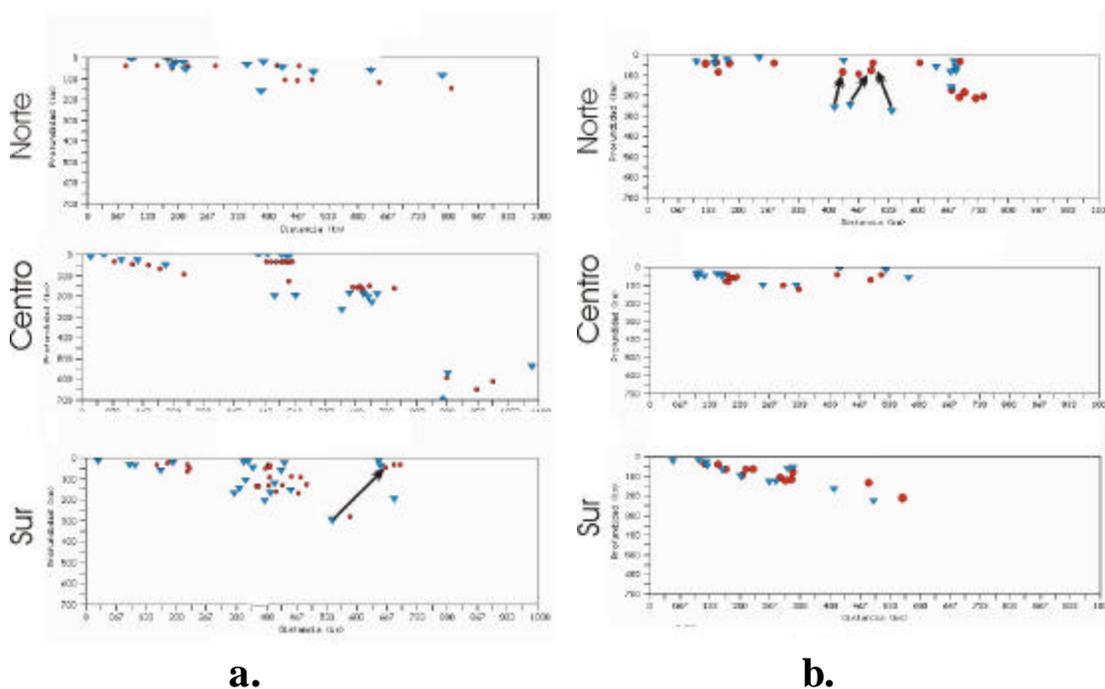


Figura 10. a) Secciones verticales de los sismos ocurridos en Perú durante 1998 y b) 1999, localizados por el NEIC (círculos) y IGP (triángulos). Las flechas indican el desplazamiento de los focos sísmicos.

Tabla 4. Diferencias en la localización hipocentral de algunos sismos ocurridos en Perú durante los años 1998 y 1999

Fecha a/m/d	Tiempo h:m:s	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. Km	Mag. km	D. epi. km	D. Prof. km	D. Mag. Mb
1998/01/10	04:54:25.3	-12.02	-72.07	33.0	5.7	27.35	-1.0	-0.1
1998/05/24	13:41:46.8	-17.02	-72.53	33.0	4.9	132.04	-4.1	-0.1
1998/06/25	17:04:09.2	-15.68	-72.05	33.0	4.7	130.10	-26.0	0.0
1998/10/04	13:41:10.1	-08.46	-76.38	33.0	5.2	58.81	165.0	-0.1
1999/02/18	12:02:58.6	-02.18	-79.59	66.0	5.0	105.08	187.0	0.2
1999/05/25	02:18:11.4	-04.28	-80.64	33.0	4.7	134.20	-19.0	-0.2
1999/12/12	16:21:39.6	-13.85	-76.26	33.0	4.6	22.67	2.0	0.2

CONCLUSIONES

En el presente estudio, se ha realizado la identificación de fases sísmicas para sismos registrados en la estación sísmica de NNA a distancias regionales ($h < 1000$ km.). En estos registros se ha identificado las fases Pn, P* y Pg, además de las fases Sn, S* y Sg. Los tiempos teóricos determinados para las fases sísmicas a partir de las dromocronas y los obtenidos directamente sobre los registros sísmicos, son similares. El uso de las dromocronas para la identificación de fases resulta ser una buena alternativa cuando los registros de los sismos son complejos o el sismograma esta parcialmente saturado. Caso contrario, el analista debe

satisfacerse con identificar únicamente las primeras fases; es decir, Pn y Sn.

La comparación directa de los parámetros hipocentrales obtenidos para sismos ocurridos en Perú por el NEIC y el IGP, muestran diferencias importantes. En las localizaciones epicentrales los rangos de diferencia son del orden de 187 km para sismos ubicados en las zonas de frontera; es decir, donde no existe una buena cobertura azimutal por parte de las estaciones que integran la Red Sísmica Nacional del Perú. En las zonas donde el número de estaciones aumenta, las diferencias disminuyen considerablemente. En cuanto a la profundidad de los focos, las diferencias

son mayores cuando los sismos se ubican por debajo de la cordillera andina y zona subandina debido a que en estas zonas el número de estaciones sísmicas son mínimos.

El cálculo de los parámetros hipocentrales por parte del IGP, debe mejorar considerablemente cuando se aumente el número de estaciones, a la vez que estas sean distribuidas de manera coherente buscando cubrir azimutalmente las áreas o zonas de mayor potencial sísmico. Por otro lado, el rango de las diferencias existentes entre las localizaciones realizadas por el NEIC con respecto al (IGP), dependerá mucho de la magnitud del sismo; es decir, para sismos con magnitudes pequeñas las diferencias serán mayores y para sismos con magnitudes grandes, estas serán menores debido a que un sismo de magnitud elevada será registrado por un gran número de estaciones sísmicas regionales y mundiales.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos-Sismología (CNDG-Sismología), Dr. Hernando Tavera por todas sus enseñanzas, consejos y críticas impartidas en el transcurso de mis prácticas y elaboración del presente informe. Asimismo, mi cordial agradecimiento a I. Pérez-Pacheco, C. Agüero; S. Rodríguez, H. Salas, Y. Antayhua, I. Bernal y H. Heras por su ayuda desinteresada en la elaboración del presente informe. Finalmente, mi agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú por haberme brindado una beca para realizar mis prácticas Pre-profesionales en el CNDG-Sismología.

BIBLIOGRAFÍA

Agüero, C. y Tavera, H. (2000): Sismos Sensibles Ocurridos en Perú. Boletín del Centro Nacional de Datos Geofísicos-IGP, Lima, 50 p.

Ceresis (1970): Manual de Prácticas para Observatorios Sismológicos. 300p.

Neumann, F. (1979): Principios Fundamentales para la Interpretación de Sismogramas. Traducción de la 3ª Edición Inglesa. Lima-Perú, 75 p.

Herrmann, R (1979): Fasthypo - A Hipocenter Location Program. Earthquake Notes, 50 (2) p.

Jeffreys y Bullen (1940): Seismological tables, British Association for Advancement of Science, London (England)

Payo, G. (1986): Introducción al Análisis de Sismogramas. Instituto Geográfico Nacional – Madrid, 125p.

Kulhanek, O. (1990): Anatomy of Seismograms. Seismological Section, University of Uppsala, Uppsala, Sweden. 125p.

Rodríguez, L. y Tavera, H. (1988): Problemas Asociados a la Determinación Hipocentral Optimización II. Instituto Geofísico del Perú. 100p.

Rodríguez, L. y Vasquez, M. (1987): Problemas Asociados a la Determinación Hipocentral Optimización I. Instituto Geofísico del Perú. 100p.

Tavera, H. y Buforn, E. (1998): Sismicidad y Sismotectónica del Perú. En Udias A. y Buforn E. (ed): Sismicidad y Sismotectónica de América del Centro y Sur. Física de la Tierra, UCM, 187-219.

<http://cns.igp.gob.pe> Pagina Web del Centro Nacional de Datos Geofísicos, Instituto Geofísico del Perú.

CALCULO DE LA MAGNITUD LOCAL M_L PARA TERREMOTOS EN PERU (Estación Sísmica de NNA)

FLORENT BRENGUIER

Escuela de Física del Globo

Universidad Louis Pasteur – Estrasburgo – Francia

Florent.brenguier@ulp.u-stransbg.fr

Prácticas dirigidas por: Dr. Hernando Tavera

Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología

RESUMEN

En este estudio, se obtiene dos relaciones empíricas que permiten la atenuación de las amplitudes máximas de los sismos registrados por la estación sísmica de Ñaña (NNA), perteneciente a la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú. Basado en estas relaciones, se propone otras para estimar la magnitud M_L para terremotos que puedan ocurrir en Perú a distancias comprendidas entre 100 y 1000 km y profundidades menores a 140 km. Las magnitudes así obtenidas, son similares a las calculadas por el NEIC.

INTRODUCCION

El término, magnitud de un terremoto, es comúnmente usado para conocer el tamaño del mismo; sin embargo, este muchas veces no es correctamente estimado. En general, cualquier escala de magnitud es definida en función de un tipo de onda o fase sísmica en particular que pueda identificarse sobre el registro del terremoto. La definición original de la magnitud de un terremoto, está basado en la relación propuesta por Richter (1935),

$$M_L = \log A - \log A_0$$

Donde, M_L define la amplitud local, A la amplitud de la traza en milímetros para un sismómetro estándar del tipo Wood-Anderson (periodo 0.8 seg.; magnificación, 2800; damping, 0.8) que registra el terremoto y A_0 la traza de amplitud obtenida con el mismo sismómetro capaz de registrar un terremoto de $M_L = 0$. Esta magnitud equivale a un terremoto cuyo registro tiene una amplitud máxima igual a 1 micra registrada a una distancia de 100 km desde el epicentro. A fin de calcular la magnitud local de un terremoto, Richter obtiene una relación empírica que relaciona las amplitudes máximas del registro con las distancias epicentrales: $-\log A_0$ conocida como función de calibración (Kiritzi y Papazachos, 1984)

Por su ubicación geográfica en América del Sur, el Perú se constituye como uno de los países de mayor potencial sísmico junto a Chile, Ecuador y Colombia. Los sismos en Perú tienen su origen en el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana y en la continua deformación superficial: además, los sismos pueden ocurrir a cualquier nivel de profundidad (Tavera y Buforn, 1998), de ahí que sea muy importante conocer con exactitud todos sus parámetros hipocentrales al igual que el tamaño de los mismos. Para calcular la magnitud de los sismos en Perú, se ha venido haciendo uso de los registros sísmicos obtenidos de la estación de NNA y de la relación internacional para el cálculo de la magnitud m_b ; sin embargo, esta relación no es válida si no se identifica la amplitud y el periodo de la onda P y S, así también cuando el sismo presenta un registro con inicio emergente o está completamente saturado. A fin de proponer una solución a estos problemas, en el presente estudio se analiza la atenuación de las amplitudes del registro de terremotos en la estación de NNA en función de la distancia epicentral, a fin de deducir las funciones de calibración que permitan determinar la magnitud local M_L para los terremotos que puedan ocurrir en Perú.

PROCEDIMIENTO Y DATOS

La estación sísmica de NNA es del tipo banda ancha de tres componentes (Z, NS y EW); es decir, su sismómetro tiene una respuesta plana entre 0.008 a 10 Hz. A fin de calcular la magnitud ML según Richter (1935), es necesario contar con una base de registros sísmicos del tipo Wood-Anderson; por lo tanto, fue necesario realizar la deconvolución de la respuesta instrumental de banda ancha y luego la convolución de los parámetros instrumentales que caracterizan a un sismómetro Wood-Anderson (Figura 1). Una vez convertido los registros de banda ancha a periodo corto, se procedió a leer la máxima amplitud del registro de cada terremoto, asumiendo que variación de las amplitudes de la traza (A) del sismo es función de la distancia epicentral (Langston, et al, 1998).

A fin de determinar la distancia epicentro-estación, se procedió a seleccionar todos los sismos ocurridos en Perú durante el año 1999 y que fueron registrados por la estación de NNA, además de ser localizados por el personal del Centro Nacional de Datos Geofísicos del IGP. Conocida la localización del epicentro y de la estación, se procedió a calcular la distancia epicentral y evaluar la profundidad del foco de cada terremoto. Para determinar las funciones de calibración se ha utilizado un total de 55 registros de sismos en la componente vertical (Z) y 57 en las componentes horizontales (NS y EW). Asimismo, todos los sismos presentaron profundidades menores a 200 km y distancias epicentrales del orden de 1000 km.

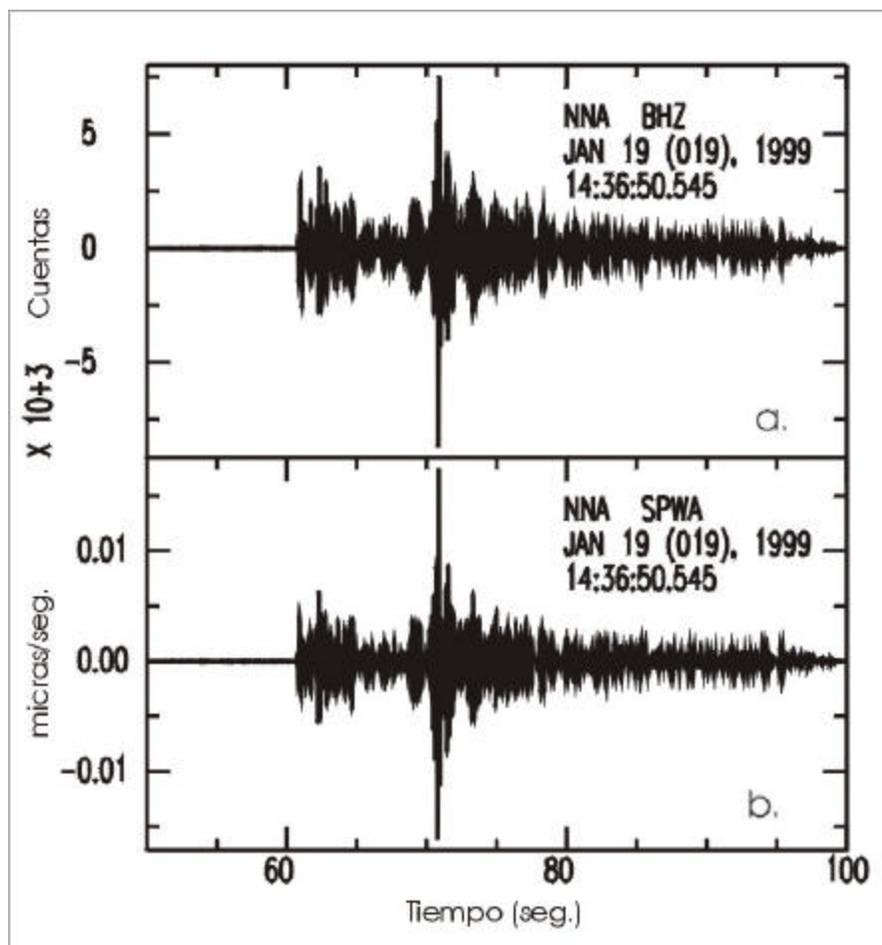


Figura 1. Registro de un sismo regional en la estación sísmica de NNA a) Registro de banda ancha y b) Registro en un sismómetro de periodo corto, tipo Wood-Anderson

ATENUACION DE ONDAS SISMICAS

La variación de la amplitud de una señal sísmica en función de la distancia epicentral tiene la siguiente forma,

$$\text{Log } A = a - n \log R - x R \log e$$

donde, **A** esta dada en micrones y **R** en kilómetros. Los parámetros **n** y **x** son el factor de expansión geométrica del modo de propagación para determinadas frecuencias y el promedio del factor de atenuación elástica. A fin de facilitar el manejo de estos términos, es necesario considerar que todos los terremotos en Perú ocurren a distancias menores a 10°; por lo tanto, la curvatura de la Tierra no es tomada en cuenta. Asimismo, se debe considerar que el parámetro **x** depende únicamente del periodo de la señal sísmica (Bath et al, 1976).

Conocidos **A** y **R**, se aplica un procedimiento de regresión para determinar los parámetros **n**, **x** y **a**. Los resultados permiten obtener valores para **n** igual a 2.18 en la componente vertical y de 1.88 en las horizontales y para **x**, el valor es prácticamente igual a cero. Las relaciones obtenidas son (Figura 2):

Componente vertical,

$$\text{Log } A_o = -1.8802 \log (R) + 0.7604$$

Componente horizontal,

$$\text{Log } A_o = -2.1842 \log (R) + 1.3684$$

De manera general, utilizando información de la estación sísmica de NNA, la atenuación de las amplitudes del registro de un terremoto puede ser conocida a partir de,

$$\text{Log } A_o = -2.0322 \log (R) + 1.0644$$

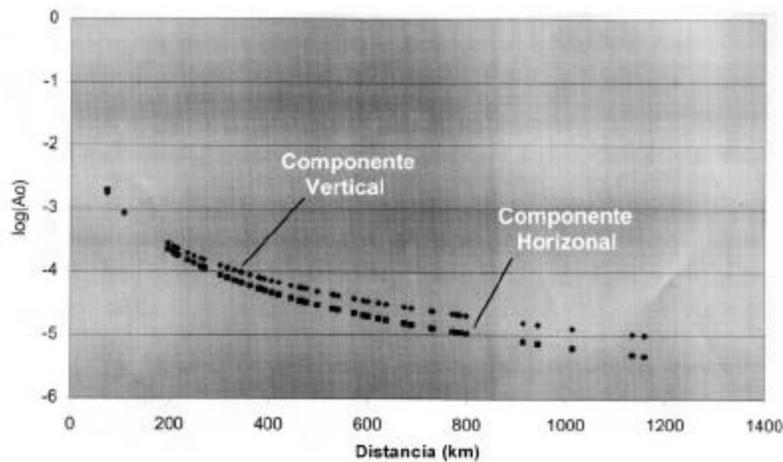


Figura 2. Curvas de atenuación de la amplitud del registro sísmico en función de la distancia para la estación sísmica de NNA.

ESTIMACION DE LA MAGNITUD ML

Conocida la atenuación de la amplitud en función de la distancia epicentral para la estación de NNA, así como los parámetros hipocentrales del sismo, la magnitud local M_L puede ser determinada a partir de la siguiente relación,

$$M_L = \text{Log} (A) + a \text{Log} (D) + b \text{Log} (Z) - c$$

donde, el término **Log (A)** considera la atenuación de la onda en función de la

distancia, **A** corresponde a la amplitud pico del registro del sismo en milímetros, **D** es la distancia epicentral y **Z** la profundidad del foco, ambos expresados en kilómetros. Así, las ecuaciones que permitirían estimar la magnitud M_L son:

Componente horizontal,

$$M_L = \text{Log} (A) + 2.1832 \text{Log} (D) + 0.3516 \text{Log} (Z) - 3.3542$$

Componente vertical,

$$M_L = \text{Log} (A) + 1.9233 \text{Log} (D) \\ + 0.4873 \text{Log} (Z) - 2.919$$

Para el uso correcto de estas relaciones es importante indicar que la señal original obtenida de la estación de NNA, debe ser filtrada adecuadamente a fin de simular su registro en un sismómetro de periodo corto de tipo Wood-Anderson. Asimismo, los parámetros hipocentrales del sismo deben haber sido correctamente determinados. Estas relaciones son válidas para sismos que ocurren a distancias comprendidas entre 100 y 1000 km desde la estación y focos sísmicos a profundidades menores a 140 km.

CONCLUSIONES

Se ha determinado la función de calibración (-Log Ao) para conocer la atenuación de la amplitud del registro de sismos en función de la distancia para la estación de NNA, tanto para las componentes horizontales como para la vertical.

Conocida la atenuación de la onda, así como los parámetros hipocentrales del sismo, se propone dos ecuaciones para el cálculo de la magnitud local de los sismos que ocurren en Perú, utilizando información de la estación de NNA. Estas relaciones son válidas para distancias comprendidas entre 100 y 1000 km y focos sísmicos con profundidades menores a 140 km.

A fin de obtenerse relaciones válidas para distancias menores y revalidar estos resultados, es conveniente extender este estudio utilizando una mayor base de datos de la estación de NNA y de otras estaciones

digitales de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Dr. Hernando Tavera, Director del CNDG-IGP, por haber dirigido mis prácticas pre-profesionales y orientado durante el desarrollo del presente estudio. Al Instituto Geofísico del Perú, por haber aceptado mi solicitud de estancia. Asimismo, mi agradecimiento a todo el personal del CNDG y CPNTC por su amistad y apoyo brindado durante mi estadía en el IGP y en Lima.

BIBLIOGRAFIA

- Bath, M., Kulhanek, O., VanEck, T. y Wahlstrom, R. (1976): Engineering analysis of ground motion in Sweden. *Seismol. Inst. Uppsala*, Rept. N°. 5-76, 48 pp.
- Kiratzi, A. y Papazachos, B. (1984): Magnitude scales for earthquakes in Greece. *B.S.S.A.*, vol. 74, 3, 969-985.
- Langston, C., Brazier, R., Nyblade, A. y Owens, T. (1998): Local magnitude scale and seismicity rate for Tanzania, East Africa. *B.S.S.A.*, vol. 88, 3, 712-721.
- Richter, C. (1935): An instrumental earthquake magnitude scale. *B.S.S.A.*, 25, 1-52.
- Tavera, H. y Buforn, E. (1998): Sismicidad y sismotectónica de Perú: En Sismicidad y Sismotectónica de Centro y Sudamerica; Buforn, E. y Udias, A. (eds.). *Física de la Tierra*, Univ. Complutense de Madrid, 10, 187-219.

IDENTIFICACION DE FASES SISMICAS Y ESTIMACION DE LA MAGNITUD LOCAL PARA LA ESTACION SÍSMICA UNJB

LOCALIZACION DE SISMOS UTILIZANDO REGISTROS DIGITALES DE UNA ESTACION SISMICA DE 3 COMPONENTES (LYA)

MANUEL LARA LINCE

EAP de Ingeniería Geológica y Geotécnica
Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann - Tacna
mjara@usa.net

Prácticas dirigidas por: Dr. Hernando Tavera
Centro Nacional de datos Geofísicos – Sismología

RESUMEN

Utilizando la información obtenida de la estación sísmica portátil UNJB, en este estudio se sigue un procedimiento simple y práctico para identificar los diferentes tipos de fases presentes en los registros de sismos regionales de diversa magnitud. En un total de 96 registros de sismos regionales, se ha identificado las fases Pg, Pn, Sg y Sn, siendo la P* y S*, en general, difíciles de identificar debido a su baja amplitud.

La información obtenida de la estación sísmica de La Yarada (LYA), estación digital de 3 componentes (Z, NS, EW), es utilizada a fin de poner en práctica el método gráfico clásico para localizar sismos a partir de la característica del primer impulso de la onda P en las tres componentes. Los resultados muestran, que a pesar del tiempo transcurrido, estos métodos permiten obtener resultados óptimos, tanto para la identificación de fases sísmicas, como para la localización de sismos. Ambos procedimientos serán ampliamente aplicados en la Universidad Jorge Basadre Grohmann de Tacna utilizando información de las estaciones UNJB y LYA.

INTRODUCCIÓN

Existen muchos fenómenos naturales que producen efectos beneficiosos para el hombre, como las lluvias para la agricultura o las corrientes marinas frías. Pero también hay fenómenos que son perjudiciales, como los terremotos y los tsunamis o maremotos. A pesar que los terremotos a la escala humana nos parecen fenómenos bruscos, agresivos y en ocasiones de gran envergadura con un marcado carácter de incertidumbre, éstos a la escala de los fenómenos que tienen lugar en el planeta, corresponden a suaves y lentos procesos que responden a una dinámica interna la que por siglos ha atraído la curiosidad de los hombres. Es quizás debido a lo inesperado de su ocurrencia, o tal vez a su inusual potencia destructiva a la cual no estamos cotidianamente enfrentados a experimentar, que los terremotos corresponden a uno de los fenómenos naturales que más impacta al ser humano, tanto en su dimensión social como en lo personal.

Los sismos o terremotos son tan inevitables como el clima, incluso la Luna y Marte los tienen. Los sismólogos informan que cada año ocurren un par de millones de terremotos lo suficientemente fuertes como para ser sentidos.

Terremoto significa movimiento de tierra, por lo que cualquier sismo es en sí un terremoto; sin embargo, el común de las personas identifica al terremoto con el que ocasiona destrucción y muertes y sismo o temblor a aquel que ocasiona susto, pero genéticamente es lo mismo; sólo se diferencian en cuanto a su magnitud e intensidad.

A fin de localizar los sismos que ocurren en el mundo, se ha instalado a nivel global una red sísmica de aproximadamente de tres mil estaciones sísmicas que registran al instante cualquier sismo. En el Perú, existe la Red Sísmica Nacional (RSN), constituida por 30 estaciones, 20 integran la red telemétrica y 10 son digitales del tipo Banda Ancha. Actualmente, en la localidad de La Yarada-Tacna viene funcionando desde hace 14

meses una estación de Banda Ancha. Asimismo, la Universidad Nacional Jorge Basadre G. de Tacna desde hace varios años, viene manteniendo operativa una estación sísmica del tipo MEQ – 800 de período corto, componente vertical y registro en papel ahumado. A la fecha, la información obtenida de esa estación viene siendo utilizada para tener una estadística de los sismos que ocurren en la zona sur del Perú.

El objetivo del presente estudio, es conocer y aplicar dos métodos, que permitan aprovechar de manera adecuada la información proporcionada por las estaciones UNJB y La Yarada (LYA).

¿Qué son los Terremotos?

Comúnmente se suele asociar el término terremoto a "sacudidas de la superficie de la Tierra" o "vibraciones debido al paso de ondas elásticas causadas por movimientos en el interior de la tierra. Sin embargo, la ciencia utiliza el concepto terremoto para definir al fenómeno que tiene lugar en la fuente misma o en el punto donde se produce la radiación de energía. Los terremotos pueden ser de diferentes tipos: hay aquellos que pueden ser acompañados de erupciones volcánicas, también aquellos que se producen por grandes deslizamientos de tierra y los debido a reventones de roca durante el laboreo minero, pero lejos los

más importantes, tanto en términos de tamaño (magnitud) como en número, son los terremotos tectónicos. Estos últimos son causados por un rápido deslizamiento que tiene lugar en las fallas geológicas o bien por un deslizamiento repentino en las zonas de contacto entre dos Placas tectónicas.

La parte más superficial de la Tierra está formada por un mosaico de placas (Figura 1.) a modo de un gran rompecabezas, que se desplazan muy lentamente unas respecto de otras. En este desplazamiento se produce un choque y fricción en sus bordes, rompiéndose allí donde la deformación supera la resistencia de la roca. Debido a esta ruptura se genera una perturbación (ondas) que son las que constituyen el terremoto.

¿Por qué se producen los Terremotos?

Clásicamente, se ha interpretado el origen de los terremotos como consecuencia de la lenta acumulación de esfuerzos en el interior de la tierra que tienden a desplazar la parte más superficial de la misma en sentidos opuestos. En este estado, la roca se deforma hasta que se supera su resistencia, en cuyo caso se rompe y libera la energía acumulada en forma de ondas, y además se desplaza una parte de ella respecto de la otra, formándose una discontinuidad entre ambos bloques o falla.

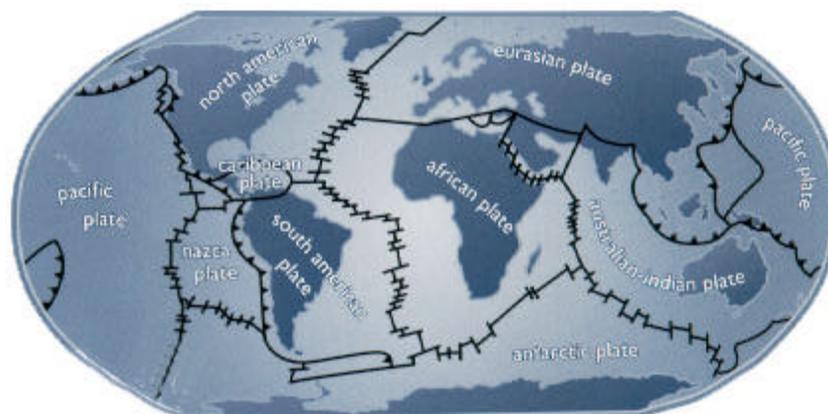


Figura 1. Distribución de las Placas Tectónicas

Debido al proceso de enfriamiento, las capas más externas de la Tierra son quebradizas o de comportamiento frágil y frente a las fuerzas tectónicas responden mediante fracturamiento. Las fallas son fracturas en cizalla (corte) en las cuales el deslizamiento ocurre en una dirección paralela a la superficie de la fractura. Este deslizamiento es resistido por la fricción, debido a que las paredes de la falla se encuentran pegadas una contra la otra, como resultado del esfuerzo compresivo que existe al interior de la Tierra. Sin embargo, estos deslizamientos ocurren casi enteramente mediante movimientos rápidos y abruptos de carácter irregular, constituyendo así en esencia el fenómeno terremoto (Udias y Mézcua, 1990).

Cuando se observa un mapa de la sismicidad global, se puede identificar las regiones y las estructuras tectónicamente más activas de la Tierra. Las más destacadas corresponden a los límites entre las placas, lugar donde se concentra la mayor parte de la deformación de la superficie terrestre (Figura 1).

¿Dónde se producen los Terremotos grandes?

En las zonas de subducción, es donde se producen los terremotos de mayor tamaño. El Perú se ubica en una de estas zonas y solo basta con recordar los terremotos ocurridos en 1746, 1940, 1942, 1966, 1970, 1974, 1996, que afectaron a la región central del Perú; los de 1868, 1913 y 1979 a la región sur y los ocurridos en 1947, 1968, 1969, 1986, 1990 y 1991 a algunas localidades distribuidas a lo largo de la zona andina y subandina del Perú. Sin embargo, el gran terremoto de mayo de 1960 ocurrido en Valdivia (Chile), tiene el liderazgo mundial como el mayor ocurrido en tiempos modernos en el mundo. Este terremoto liberó una energía equivalente al 35% del total liberado por todos los terremotos que se han producido desde 1900 a la fecha.

CLASIFICACION DE LOS TERREMOTOS

Los terremotos pueden clasificarse de distintas maneras, ya sea por su origen, por su tamaño, por la profundidad de sus focos o por la forma de sus registros. Por su origen, se clasifican en:

Terremotos Tectónicos.- Tipo de terremotos que son producto de la liberación de la energía acumulada en el interior de la tierra, debido a la interacción de las placas tectónicas.

Terremotos Volcánicos.- Estos terremotos se desarrollan en el interior de una estructura volcánica y se producen al liberarse la energía acumulada en algún punto del interior de la chimenea o en sus proximidades.

Ondas Sísmicas

Al romperse un objeto (supongamos una regla de plástico) se produce un chasquido u ondas sonoras que se desplazan por el aire. De igual forma, cuando arrojamamos una piedra a un estanque también se producen ondas que se propagan desde donde cayó la piedra hacia las orillas del estanque. Algo similar ocurre con los terremotos, al romperse la roca se generan ondas que se propagan a través de la Tierra, tanto en el interior como por la superficie. Básicamente hay dos tipos de ondas (Newman, 1976):

Ondas Internas- Son aquellas que se propagan en todas direcciones como ondas libres y son:

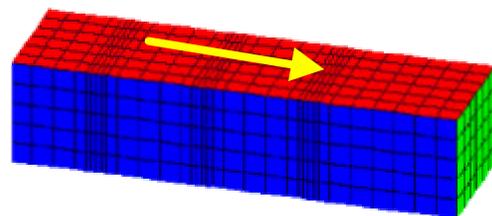


Figura 2. Representación del modo de propagación de la Onda P

Onda Longitudinal- Llamada Onda P u Onda Primaria y es aproximadamente 1.7 veces más rápida que la onda transversal. Las partículas a las que afecta este tipo de onda, son movidas hacia atrás y hacia delante en dirección de la onda.

Onda Transversal. Es llamada onda S u Onda Secundaria y su movimiento es análogo a la vibración transversal de una cuerda.

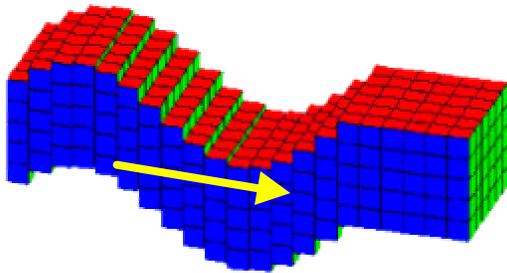


Figura 3. Representación del modo de propagación de la Onda S

Ondas Superficiales.- Llamadas así debido a que solo se propagan por las capas más superficiales de la Tierra. Estas llevan la mayor cantidad de energía y son la principal causa de la destrucción sísmica. En estas la amplitud decrece con la profundidad.

Onda Love (LQ)- Este tipo de ondas se mueven en un plano horizontal, en ángulo recto a la dirección de las ondas de propagación. Esta onda se puede observar mejor en la componente horizontal y viajan más rápido que la onda *Rayleigh*; por lo tanto, siempre se les identifica primero en los registros.

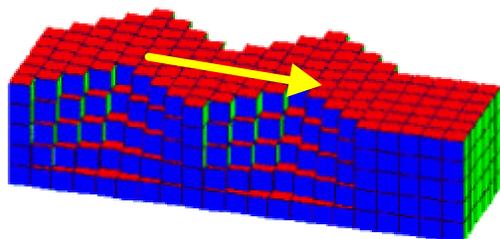


Figura 4. Representación del modo de propagación de la Onda Love

Onda Rayleigh (LR). Ondas cuyo movimiento de sus partículas sigue una órbita elíptica en un plano vertical, o sea en el de la generación del sismo. En los

registros de la componente vertical, presentan amplitudes largas.

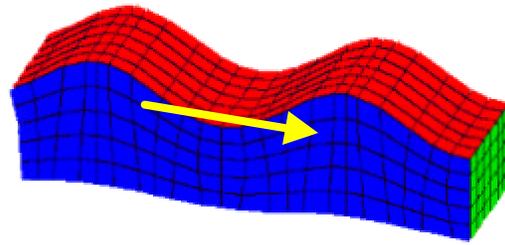


Figura 5. Representación del modo de propagación de la Onda Rayleigh

Intensidad y Magnitud

El tamaño de los terremotos puede ser medido de dos maneras, ya sea mediante su *intensidad* o su *magnitud*. A nivel popular, e incluso en algunos medios de comunicación es frecuente la confusión de estos dos conceptos.

Intensidad.- Es la medida cualitativa de los efectos que produce el terremoto. La intensidad mide el grado de destrucción observado en la superficie, los efectos sobre las personas, objetos y construcciones. Esta es distinta en cada lugar ya que varía con la distancia al foco del terremoto; por lo tanto un terremoto tendrá intensidades diferentes en cada localidad.

Magnitud.- Es una medida cuantitativa del tamaño del terremoto; es decir, indica la cantidad de energía liberada por el terremoto. Cada terremoto tiene una magnitud única. La primera escala de magnitud fue desarrollada por Richter en 1935, y fue definida como:

$$M_L = \log A - \log A_0$$

donde:

A_0 = Amplitud del registro de un sismo de magnitud cero.

A = Amplitud máxima observada en el registro de un terremoto a una distancia Δ

A partir de esta definición, se ha desarrollado numerosos métodos para medir la magnitud de los terremotos. En general, la magnitud de un terremoto, suele ser comparada con la energía que liberaría una explosión de TNT. Por ejemplo, se tiene que una magnitud de 8.0 equivalente a la energía liberada por 31,550,000 ton de TNT, similar a la liberada por el terremoto ocurrido en la región Sur de Perú en 1868.

ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE SISMOGRAMAS

El registro continuo en papel o formato digital de cualquier movimiento del suelo o perturbación que se produzca en el interior de la tierra, se le conoce como sismograma. Por identificación de sismogramas, se hace referencia al tipo de sismograma y por interpretación a la identificación de la mayoría de los impulsos notables registrados en el mismo (Simon, 1980).

Básicamente, existen 3 tipos de sismogramas: Período Largo, Período Corto y Banda Ancha.

Sismogramas de Período Largo: En este tipo de sismograma se logra identificar correctamente sismos regionales y telesismos y se caracterizan porque registran bajas frecuencias de la energía liberada por los terremotos, 0.0016 Hz.

Sismogramas de Período Corto: En este se registran correctamente sismos locales y regionales caracterizados por presentar altas frecuencias, del orden de 1 Hz. A distancias cortas, los impulsos o fases más características reciben el nombre de Pn, P*, Pg, Sn, S*, Sg.

Sismogramas de Banda Ancha: Estos son digitales, y abarcan tanto al Período Corto como al Período Largo, porque registran un gran espectro de frecuencias, el cual va desde 0.008 Hz a 50 Hz aproximadamente.

Tipos de Registros Sísmicos

Los sismos pueden ser clasificados en función de la distancia epicentral a la cual se obtiene su registro. En cada tipo de registro se puede identificar distintas fases

u ondas sísmicas, pero este estudio solo está limitado al análisis de registros sísmicos obtenidos a distancias locales; es decir, menor a 10°. El interés en este tipo de registros, es que en la ciudad de Tacna, viene funcionando desde hace varios años una estación de período corto y componente vertical del tipo MEQ-800; por lo tanto, se dispone de un gran número de registros de sismos ocurridos en el sur del Perú y norte de Chile.

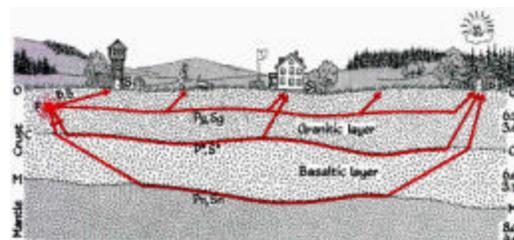


Figura 6. Esquema en el que se muestra el recorrido de las diferentes ondas en la corteza (Kulháněk, 1990)

Terremotos Locales (0° a 10°). Los terremotos o sismos que se producen a estas distancias, son llamados regionales o locales y se caracterizan porque sus ondas se propagan a través de la corteza y/o a lo largo de las discontinuidades de Moho y Conrad. Las ondas más notables son las Pg, Sg, Pn y Sn; además, de las ondas denominadas P* y S*. Los subíndices n, g, *; nos indican el camino que ha recorrido la onda (Figura 6).

Identificación de fases sísmicas. En el presente estudio, se ha utilizado los sismogramas obtenidos en la estación sísmica de Período Corto de la Universidad Nacional Jorge Basadre G.– Tacna (UNJBG), para los meses de Enero, Marzo, Abril, Septiembre, Octubre y Noviembre de 1999. Del total de sismogramas, se ha seleccionado 96 sismos registrados en forma clara y en los cuales podían identificarse un mayor número de fases, ya que en su mayoría, los registros eran emergentes o se encontraban completamente saturados.

Identificados los sismos, se realizó la lectura de los tiempos de llegada de las ondas P y S a fin de estimar la distancia epicentral, según la siguiente ecuación:

$$e = V_p * \Delta T$$

donde:

V_p = Velocidad de la onda P (6.8 km/s).

ΔT = Diferencia de tiempos de llegada de las ondas P y S, en segundos.

Para este procedimiento se asumió una velocidad para la onda P de 6,8 Km/s, (velocidad promedio para la corteza).

Debido a la diversidad de distancias epicentrales obtenidas, se procedió a seleccionar los sismos que se encontraban a distancias epicentrales comprendidas entre 150 y 600 Km de la estación UNJB. Para identificar con claridad los diferentes tipos de fases del grupo de la onda P, se utilizó una dromocrónica para distancias regionales (Figura 7).

A estas distancias, por lo general, es fácil identificar las fases Pn, Pg, P*, Sn, Sg, S*; sin embargo, es frecuente para algunas regiones notar la ausencia de los fases P* y S* (fases que se propagan por la discontinuidad de Conrad). Así mismo, tal como se puede observar en la Figura 7, hay fases sísmicas que para determinadas distancias no pueden ser observadas o se confunden entre ellas. Esta características sugiere que el tipo y número de fases en el registro de un sismo dependerá de la distancia a la cual se registre el mismo.

En este estudio, inicialmente se procedió a identificar en todos los registros sísmicos, la fase Pn y con ayuda de la dromocrónica se calcularon los tiempos en los cuales debían ser observadas las fases P* o Pg, las mismas que coincidían con cambios importantes en la frecuencia del registro del sismo.

En la Tabla 1, se presenta el resumen de los resultados obtenidos para algunos sismos y en la Figura 8, dos ejemplos de los registros analizados en este estudio y en los cuales se logró identificar el total de las fases.

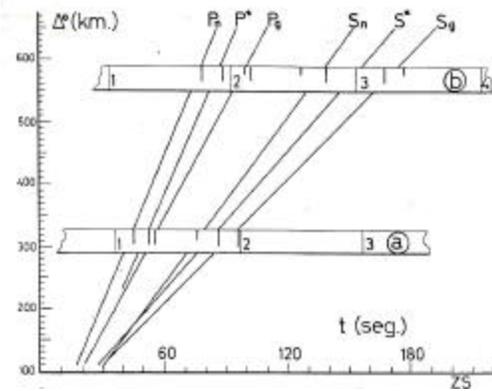


Figura 7. Dromocrónica para distancias regionales según Payo (1986)

ESTIMACIÓN DE LA MAGNITUD LOCAL PARA LA ESTACIÓN UNJB

Existen varios procedimientos para estimar la magnitud de un terremoto utilizando diferentes características del registro de un sismo. El procedimiento más común, permite utilizar la duración total del registro del terremoto, asumiendo que este es proporcional al tamaño del mismo. La duración del registro debe considerarse desde primer impulso de la onda, hasta que la señal se confunda con el ruido de fondo en el sismograma. En este estudio se utiliza este procedimiento a fin de obtener una relación numérica que permita estimar la magnitud de los sismos registrados por la estación UNJB.

La base de datos utilizada, considera todos los sismos ocurridos en Perú durante el año 1999 y para los cuales el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el National Earthquake Information Center (NEIC) determinaron su magnitud m_b (magnitud de ondas de ondas de volumen). Luego, estos sismos fueron identificados en los registros obtenidos de la estación UNJB, siendo en total 19 sismos para los cuales se procedió a leer la duración de su registro. Luego se tabuló la magnitud m_b asignada para sismo y el logaritmo de la duración de sus registros, mediante un ajuste de mínimos cuadrados (Figura 9).

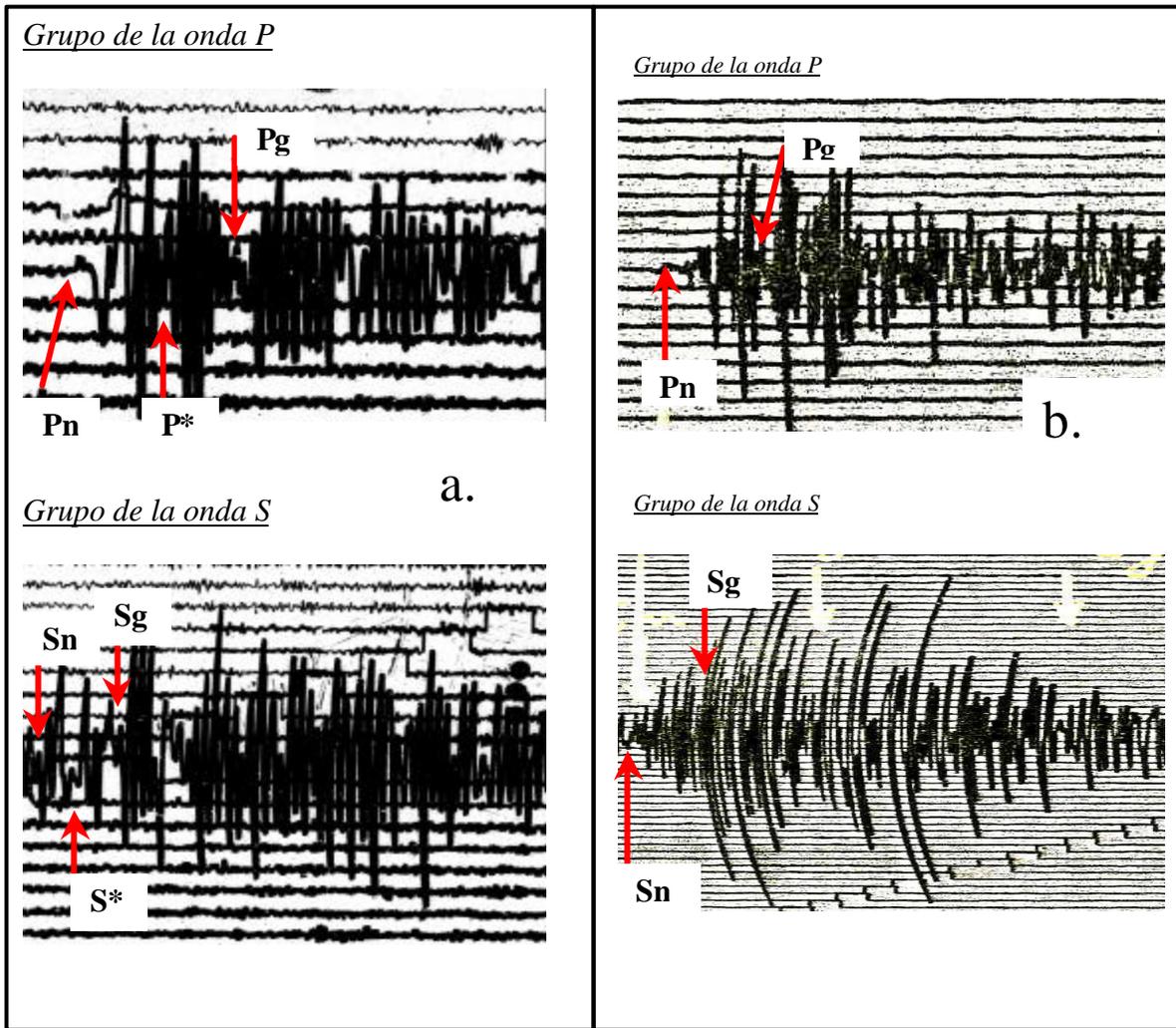


Figura 8. a) Registro del sismo ocurrido el 14 de enero de 1999. Obsérvese la característica de las diferentes fases identificadas en el registro de la onda P y S. b) Registro del sismo ocurrido el 10 de marzo de 1999. En este registro se observa con claridad las fases Pn, Pg, Sn y Sg. Las fases P* y S* son difíciles de distinguir.

Tabla 1. Tiempos de llegada para algunas fases sísmicas registradas identificadas con los registros obtenidos de la estación UNJB.

Fecha	Hora	S - P	Pn	P*	Pg	Sn	S*	Sg
14.01.1999	12:54	230.46	12:54:25.36	12:54:27.1	12:54:27.6	12:54:59.25	12:55:10.0	12:55:1.51
20.01.1999	18:11	617.97	18:11:33.14	18:11:35.65	18:11:39.36	18:13:02.7	18:13:9.04	18:13:14.0
02.03.1999	12:46	525.65	12:46:48.0	12:46:51.50	12:46:52.80	12:48:2.0	12:48:3.70	12:46:7.1
10.03.1999	01:18	425.07	01:18:55.5	01:18:59.60	01:19:3.50	01:21:0.0	01:21:5.80	01:21:12.0
21.04.1999	19:49	231.82	19:50:7.5	19:50:11.0	19:50:12.0	19:51:15.49	19:451:16.7	19:51:20.4
28.04.1999	18:19	189.48	18:20:2.0		18:20:5.80	18:20:57.5		18:21:0.2
05.10.1999	09:31	217.48	09:31:49.8		09:31:53.80	09:32:53.5		09:32:57.1
18.11.1999	22:56	209.97	09:31:52.5		09:31:56.50	09:32:54.0		09:31:7.1

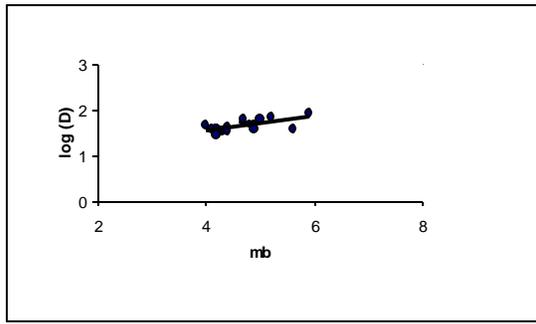


Figura 9. Magnitud (mb) vs el logaritmo de la duración total del registro de terremotos en la estación UNJB

$$mb(D) = a \log(D) + b$$

donde:

$mb(D)$ = Magnitud en función de la duración del registro.

$\log(D)$ = Logaritmo de la duración total del registro en centímetros.

Los valores de a y b son calculados a partir de una regresión lineal, con la finalidad de tener como único dato de entrada la duración total del registro del terremoto. Los pasos seguidos son:

$$y = mb \quad y \quad x = \log(D)$$

$$y = ax + b$$

$$(* y) \Rightarrow y^2 = axy + by \Rightarrow \sum y^2 = a \sum xy + b \sum y$$

$$(* x) \Rightarrow xy = ax^2 + bx \Rightarrow \sum xy = a \sum x^2 + b \sum x$$

donde: $a = 0.455$
 $b = 3.346$

Finalmente, la ecuación que permite estimar la magnitud en función de la duración de su registro es:

$$mb(D) = 0.455(\log D) + 3.346$$

LOCALIZACIÓN DE EPICENTROS UTILIZANDO UNA ESTACIÓN DIGITAL DE TRES COMPONENTES

A fin de poner en práctica una metodología sencilla, que permita estimar la localización epicentral de un sismo utilizando los registros del mismo en una estación de tres componentes, se seleccionó un total de 12

sismos ocurridos en Perú y registrados por la estación digital LYA instalada en la localidad de La Yarada, Tacna.

Cálculo de la Distancia Epicentral

Para calcular la distancia epicentral se procedió a calcular la diferencia de tiempos de llegada entre las ondas P y S ($\Delta T = T_s - T_p$) y la relación:

$$\Delta = V_p * \Delta T$$

Donde: V es la velocidad media de la onda. Esta distancia epicentral no se considera una profundidad para el foco (h), ya que asume que todos los sismos ocurren cerca de la superficie, pero se debe tener en cuenta que si h varía, la velocidad de la onda P debe variar.

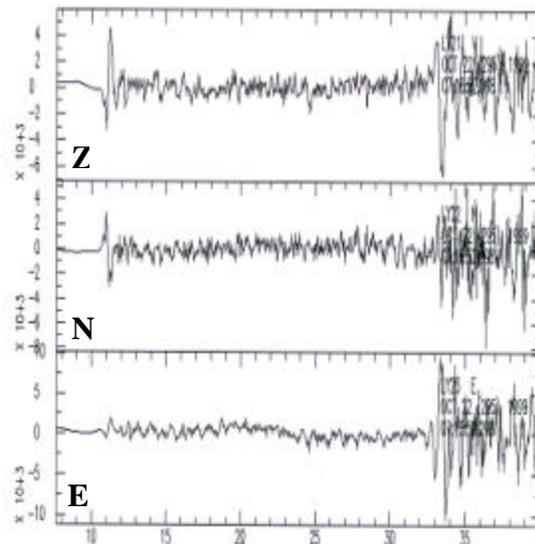


Figura 10. Registro en la estación sísmica LYA (La Yarada - Tacna), correspondiente al sismo ocurrido el 22 de octubre de 1999. Z, N y E, corresponden a los registros en las componentes Vertical, Norte-Sur y Este-Oeste.

Cálculo del Azimut

Para calcular el azimut estación-epicentro, se asume que el sentido del primer impulso de la onda P en las componentes N-S y E-W, define la orientación de un vector, el cual indicaría la dirección de llegada de las ondas y la componente vertical Z, indicaría la posición del epicentro en un cuadrante u otro (en este estudio se representó por la letra R). Una vez que se ha determinado la

distancia epicentral, es fácil determinar la región epicentral. El método consiste básicamente en fijarse bien en la orientación de los impulsos de la onda P en las tres componentes.

En el presente estudio, estas amplitudes fueron medidas directamente sobre las reales (*cuentas*), aunque la lectura se puede realizar manualmente (con el uso de una regla y a una escala arbitraria de amplitud), tal como se muestra en la Figura 11.

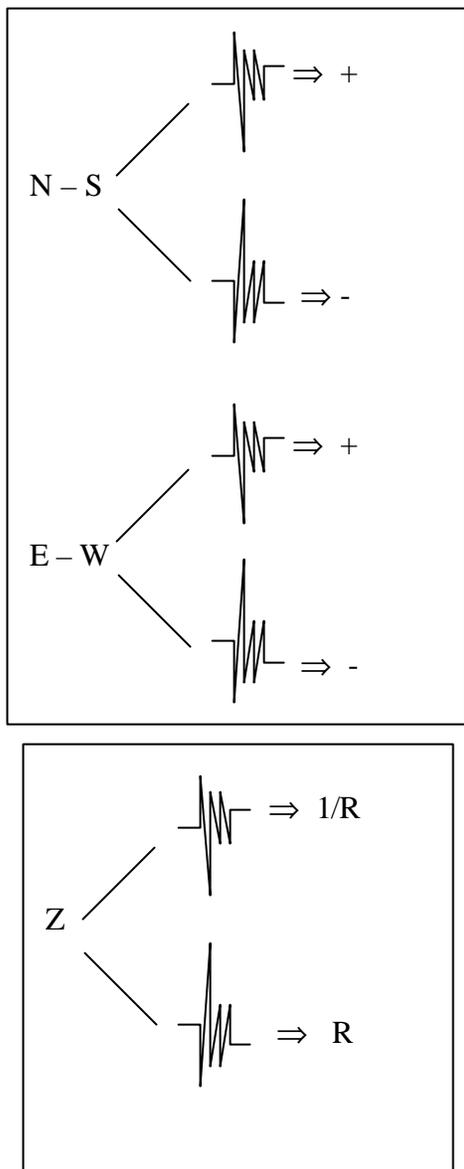


Figura 11. Esquema en el que se muestra la interpretación gráfica del primer impulso del sismo registrado.

Determinadas ambas direcciones, el vector resultante viene a representar el posible azimuth del epicentro. La orientación de la componente vertical indicaría si la resultante obtenida es la correcta o no, es decir que si es de dilatación (negativo) indicaría que el epicentro se encuentra en el mismo sentido del vector (Figura 12a) y si es de compresión (positivo) el epicentro se encuentra en el sentido opuesto (se debe rotar 180°), Figura 12b.

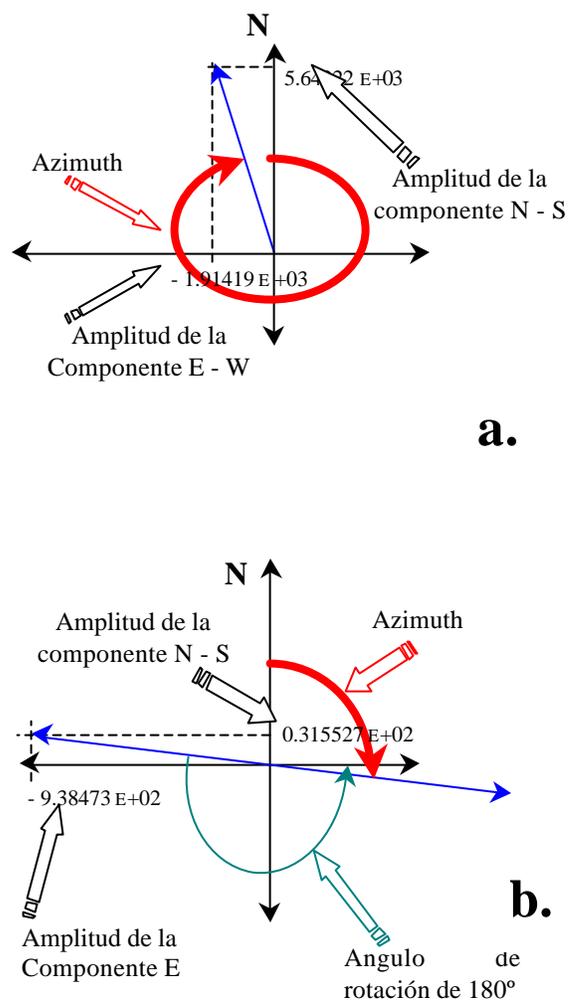


Figura 12. a) Diagrama que muestra al procedimiento a seguir cuando la componente vertical (Z) es de Dilatación y

b) Cuando la componente vertical (Z) es de Compresión.

Tabla 2. Resultados obtenidos para los 12 sismos registrados por LYA y analizados en este estudio

Fecha	Azimut	Dist. Epicentral (km)	Latitud	Longitud
Julio.02.1999	340°	187.4828	-17° 38′	-70° 19′
Julio.07.1999	335°	149.3484	-17° 37′	-70° 23′
Oct.12.1999	100°	192.78	-18° 22′	-69° 15′
Oct.14.1999	2°	43.696	-17° 34′	-70° 06′
Oct.22.1999	346.5°	148.6412	-17° 55′	-70° 09′
Nov.04.1999	134°	124.1272	-18° 28′	-69° 52′
Nov.10.1999	68.5°	120.394	-18° 06′	-69° 27′
Nov.14.1999	34°	115.756	-	-
Nov.18.1999	142°	46.042	-19° 10′	-69° 31′
Dic.12.1999	118°	77.6968	-18° 22′	-69° 55′
Junio.26.1999	92°	141.576	-18° 15′	-69° 09′
Junio.28.1999	25°	114.444	-18° 01′	-70° 06′

Una vez obtenida la dirección del epicentro, se procede a localizarlo, haciendo uso de la distancia epicentral calculada anteriormente y un mapa a escala, tomando como punto central la localización de la estación LYA. Los resultados obtenidos en este estudio, indican que los 12 sismos analizados ocurrieron en continente: 7 al norte de la estación LYA y 5 hacia el Sur a distancias entre 43.696 y 192.78 Km de la estación LYA (Tabla 2).

CONCLUSIONES

En el desarrollo del siguiente estudio, se ha llegado a las siguientes conclusiones:

Las fases principales en el campo cercano, han sido identificadas correctamente en los registros analógicos de la estación UNJB. Las fases P* y S* han sido difíciles de reconocer debido a que, por lo general, presentan bajas amplitudes.

La identificación de los diferentes tipos de fases contenidos en un registro sísmico, proporcionan información importante sobre las características del medio en el cual se propagan.

En vista que no se contaba con un procedimiento práctico para estimar la magnitud de los sismos registrados en la estación UNJB – Tacna, se ha hecho uso de

la duración total del registro del sismo para proponer la siguiente relación:

$$mb(D) = 0.455(\log D) + 3.3462$$

Esta relación permitirá de manera aproximada, bajo ciertas condiciones de operatividad de la estación UNJB, calcular una magnitud aproximada para los sismos que puedan ocurrir en la región Sur del Perú.

La localización epicentral de los terremotos es muy importante; por lo tanto, es necesario contar con una red sísmica bien distribuida, la cual permita hacer uso de más de 3 estaciones para poder localizar un sismo. En la región Sur de Perú y más precisamente en Tacna, solo se cuenta con una estación digital de banda ancha y de tres componentes (LYA). El uso de la información obtenida de esta estación, bajo ciertas condiciones de contorno, permitiría localizar adecuadamente el epicentro de un sismo y que con la experiencia debida, puede establecerse como una rutina.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Dr. H. Tavera, Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología (CNDG - Sismología), por su constante apoyo y por brindarme la

información necesaria para el desarrollo del presente estudio. A todas las personas que integran el grupo del CNDG. Al Instituto Geofísico del Perú por haber concedido la Beca para la realización de Prácticas Pre-Profesionales en la Dirección del CNDG - Sismología

BIBLIOGRAFIA

Kulhánek, O. (1990): Anatomy of seismograms, IASPEI, 19-28 p.

Newman, F. (1976): Fundamentos para la interpretación de sismogramas, Ceresis, 200 p.

Payo, G. (1986): Introducción al análisis de sismogramas, Instituto Sismográfico Nacional de España, 300 p.

Simon, R. (1980): Earthquake interpretations, CERESIS, 250 p.

Udias, A. y Mézcua, J. (1990): Fundamentos de sismología, UCA Editores, 300 p.

Web del Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología del Instituto Geofísico del Perú: <http://cns.igp.gob.pe>

EVALUACION DE LOS PARÁMETROS HIPOCENTRALES DEL SISMO DE AREQUIPA DEL 3 DE ABRIL DE 1999

RONALD YUPA PAREDES

*Escuela Profesional de Geofísica
Universidad Nacional San Agustín de Arequipa*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Hernando Tavera
Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología*

RESUMEN

En este estudio se evalúa los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa ocurrido el 3 de Abril de 1999 (M=6.2). Los parámetros hipocentrales de este sismo, han sido obtenidos utilizando información de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú. Se ha utilizado el registro del sismo en 19 estaciones sísmicas, las mismas que fueron reagrupadas en cuatro grupos de acuerdo a su distancia epicentral y cobertura azimutal alrededor del epicentro preliminar. Para evaluar los parámetros del foco se ha hecho uso de dos algoritmos, uno numérico (EPI) y otro gráfico (EPIGRAF); además, de cada uno de los cuatro grupos de estaciones. Los mejores resultados han sido obtenidos utilizando las estaciones del grupo 4, las mismas que se localizan a distancias menores a 500 km y presentan una buena cobertura azimutal alrededor del epicentro. El sismo de Arequipa, está asociado al proceso de subducción en la zona sur de Perú y se constituye como el último de mayor magnitud ocurrido desde hace 20 años aproximadamente.

INTRODUCCIÓN

A lo largo de la costa Oeste de América del Sur, dos placas tectónicas convergen dando origen al proceso de subducción de la placa oceánica de Nazca por debajo de la continental o Sudamericana. El límite de contacto entre estas dos placas, define la geometría de dicho proceso y es la fuente del alto índice de sismos que ocurren en el Perú. La distribución de estos sismos, de norte a sur, presenta características especiales, las mismas que están directamente relacionadas con la forma en que se produce el proceso de subducción en cada región.

Las características espaciales de la sismicidad y del proceso de subducción en la región sur de Perú, han sido descritas y discutidas por muchos autores (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1979; Grange, 1983; Tavera y Buforn, 1998; Bernal, 1999); siendo las principales relacionadas con la distribución de los sismos en superficie y con la profundidad de sus focos. En la Figura 1 se presenta el mapa de sismicidad de Perú para el periodo 1990-1995 (M>5.0) según Tavera et al (2000) y en la cual se observa

que al sur de 14°, los sismos con foco superficial (círculos) se distribuyen entre las líneas de costa y la fosa, siendo los sismos de foco intermedio (cuadrados) los que en mayor número se localizan en el interior del continente. En la Figura 1b, se observa que los sismos asociados al proceso de subducción, aumentan la profundidad de sus focos de Oeste a Este siguiendo una línea de inclinación de 30° hasta alcanzar la profundidad de 300 km (Tavera et al, 2000). Por lo general, en esta región los sismos de mayor magnitud han ocurrido a niveles intermedios de y casi siempre están asociados al proceso de subducción.

El 3 de Abril de 1999 ocurre un sismo de magnitud 6.2 mb e intensidad máxima de VI MM en la región Sur de Perú. Este sismo produjo daños de diverso grado en algunas localidades del departamento de Arequipa. En este estudio se evalúa la localización epicentral de este sismo utilizando información proveniente de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú y dos algoritmos, uno numérico y otro gráfico. La base de datos considera el registro del sismo en 19 estaciones sísmicas

con las cuales se ha formado 4 grupos de acuerdo a la distancia epicentral y a la distribución azimutal de dichas estaciones alrededor del epicentro preliminar del sismo. El estudio considera además, la comparación

de los resultados obtenidos con cada grupo de estaciones y ambos algoritmos siguiendo la metodología presentada por Antayhua (2000).

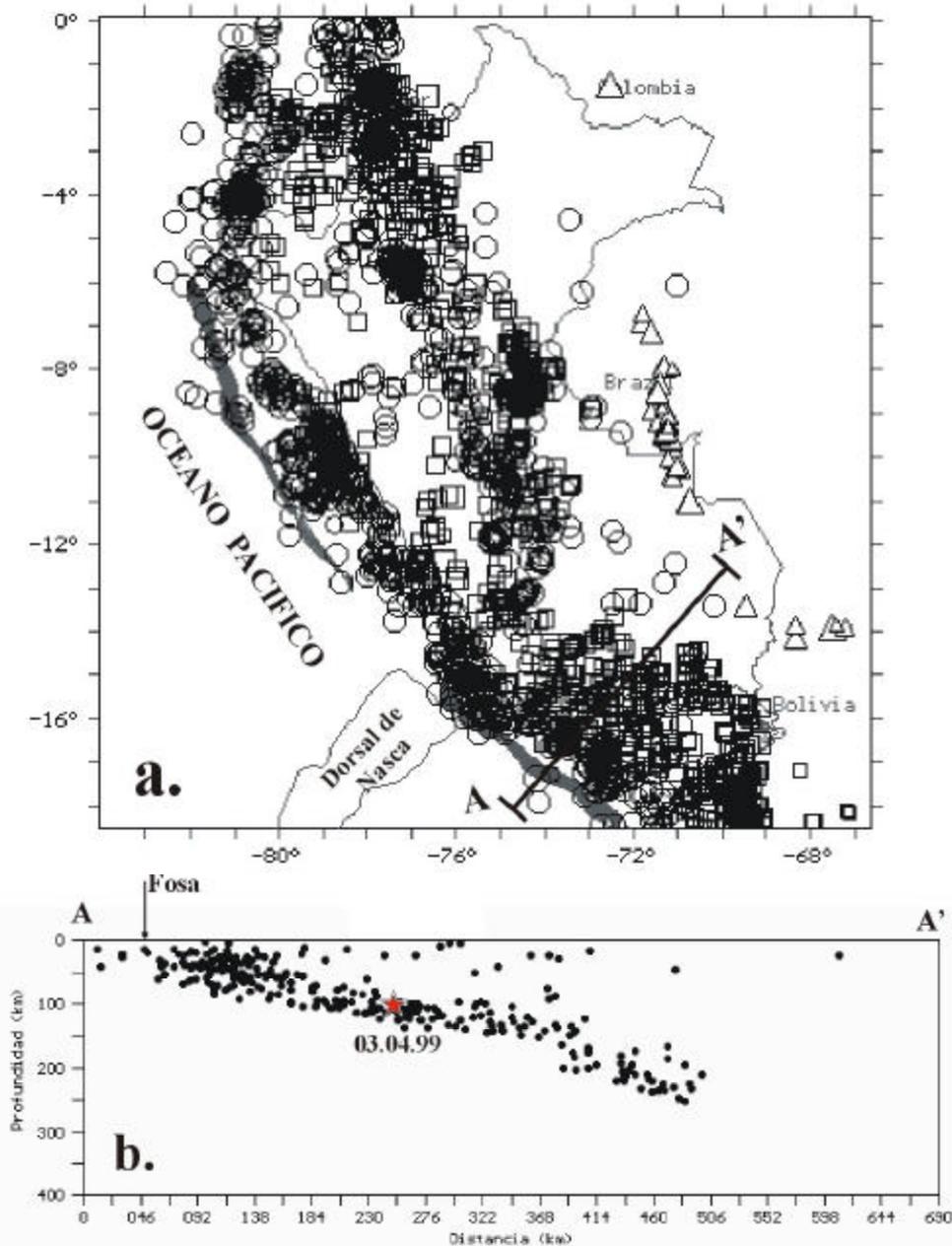


Figura 1. a) Sismicidad de Perú para el período 1990 – 1995 ($m_b \geq 5.0$) según Engdahl et al (1998). Círculos = sismos con foco superficial, cuadrados = sismos con foco intermedio y triángulos = sismos con foco profundo (Tavera et al 2000) b) Sección vertical de sismicidad para el periodo indicado según la línea AA' (Tavera et al, 2000) La estrella indica la ubicación en profundidad del sismos evaluado en este estudio.

PARÁMETROS DEL SISMO DE AREQUIPA DEL 3 DE ABRIL DE 1999

Datos

A fin de calcular los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999, se ha hecho uso de los registros del sismo en 19 estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú (Figura 2). De estas estaciones, las de Cajamarca (CAJ), Huancayo (HUA), Ñaña (NNA), Pucallpa (PUC), Tambomachay (TAM), San Gregorio (SGR), Misti (MIS) y Toquepala (TOQ) son estaciones de banda ancha con registro digital y las de Camacho (CAM), Suche (SCH), Quilmana (QUI), Paracas (PAR), Guadalupe (GUA), Zamaca (ZAM), Tablachaca (TBL), Atocpunta (ATP), y Quimsachumpi (QCH) son estaciones Telemétricas de período corto.

En todos los registros del sismo de Arequipa, ha sido posible identificar de manera correcta los tiempos de llegada de las fases P y S, necesarias para localizar el hipocentro, además de conocer la duración del registro del sismo en las estaciones de periodo corto para estimar la magnitud del mismo. La localización del sismo se realiza utilizando dos algoritmos, el primero corresponde a una versión del Fasthypo (Herrman, 1978) denominado EPI (Rodríguez, 1994) y el segundo, es una versión iterativa del ya conocido método gráfico que permite localizar epicentros de manera directa en función de la diferencia de tiempos de llegada de las ondas P y S a un mínimo de tres estaciones, EPIGRAF (Rodríguez, 1994).

La magnitud del sismo de Arequipa es estimada a partir de la duración total de su registro en las estaciones QUI, PAR, GUA y SCH utilizando una relación del tipo,

$$mb(D) = a + b \log(D) + c(\Delta)$$

donde,

D corresponde a la duración total del registro del sismo expresado en segundos y Δ la distancia epicentral en km.

Aplicación del algoritmo numérico epi

El algoritmo EPI corresponde a una versión modificada del Fasthypo (Hermann, 1978) y utiliza como datos de entrada las lecturas de los tiempos de llegada de las ondas P y S a cada una de las estaciones a fin de calcular los parámetros hipocentrales de los sismos (tiempo origen, latitud, longitud, profundidad) y la duración del registro del sismo para estimar su magnitud. Este algoritmo considera tres modelos de velocidad, los mismos que son utilizados dependiendo si el epicentro se localiza en la región Norte, Centro o Sur del Perú. El caso del sismo de Arequipa se utiliza el modelo M2, el mismo que corresponde al propuesto por Grange (1983) y que fuera utilizado en diferentes estudios de sismicidad realizados en la región Sur de Perú. Después de aplicar el algoritmo EPI, se obtiene como resultados para el sismo, su tiempo origen, coordenadas epicentrales (latitud, longitud), profundidad del foco y la magnitud con sus correspondientes rangos de error.

La calidad de las soluciones obtenidas con el EPI es evaluada en función de su RMC y de los residuales de los tiempos de llegada de las ondas P y S ($T_t - T_o$, tiempo teórico – tiempo observado) a cada estación. A fin de realizar el cálculo de los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa, se ha procedido a formar 4 grupos con el total de las estaciones sísmicas que registraron el sismo (19 registros), teniendo en cuenta que para obtener una buena solución, es importante considerar la distancia epicentral y la cobertura azimutal de las estaciones sísmicas que se utilizan en el cálculo de los parámetros del sismo.

El primer grupo esta conformado por las 19 estaciones que registraron el sismo y los resultados obtenidos con el algoritmo EPI se muestran en la Tabla 1. En esta tabla se

observa que los residuales de la onda P para las estaciones de Pucallpa (PUC) y Cajamarca (CAJ), son altos con respecto a los demás debido probablemente a que estas se encuentran muy alejadas del epicentro preliminar; por lo tanto, perturbarían la

localización epicentral del sismo. Nótese que la raíz media cuadrática de la solución es también bastante alta, al igual que los rangos de error obtenidos para las coordenadas epicentrales y profundidad del foco.

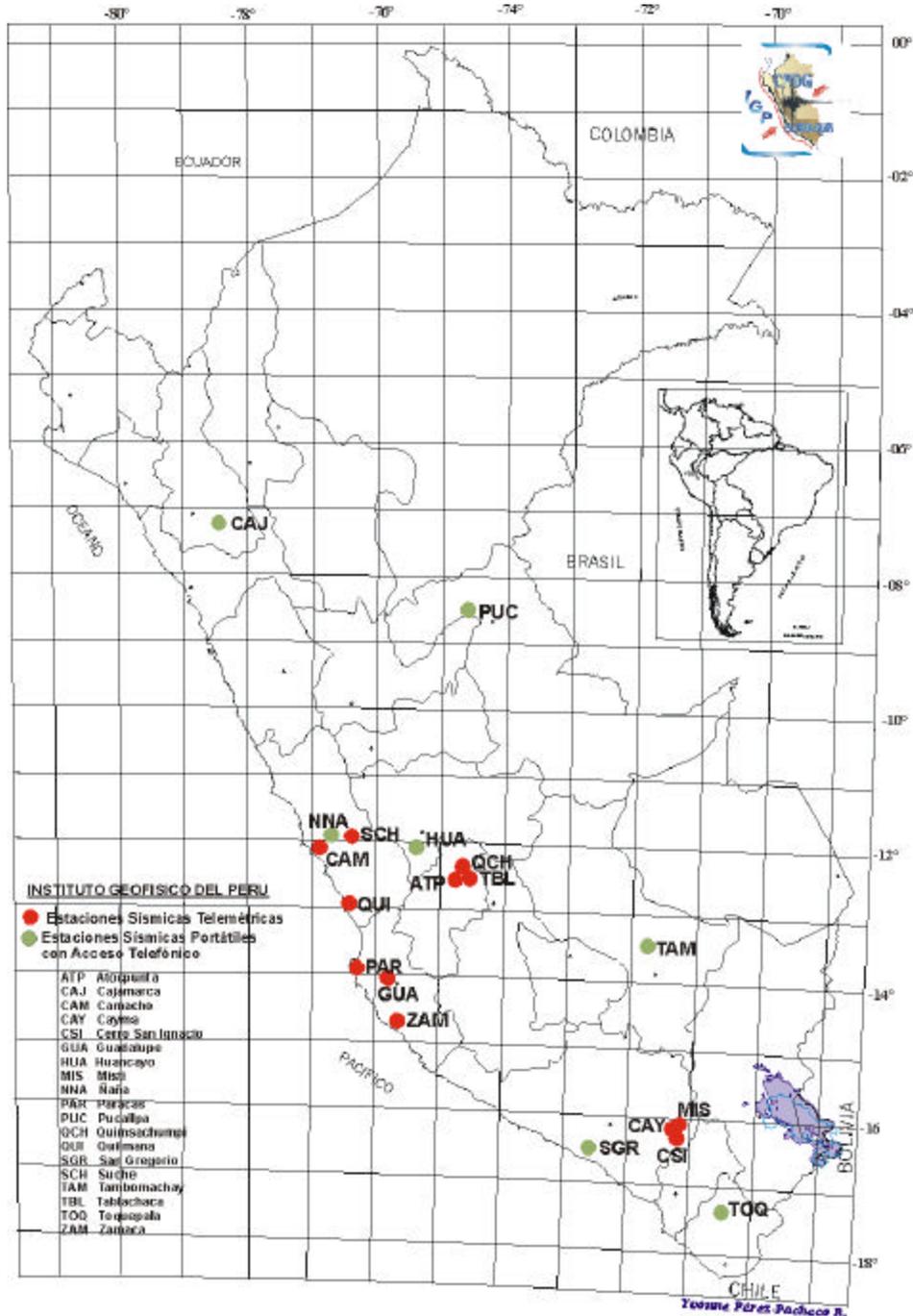


Figura 2. Distribución de las estaciones de la Red Sísmica Nacional utilizadas en el cálculo de los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999.

Para intentar mejorar la cobertura azimutal de las estaciones alrededor del epicentro preliminar, se forma un segundo grupo con las estaciones CAM, SCH, QUI, PAR, GUA, ZAM, TOQ, MIS, TAM, HUA, NNA, CAY, CSI, SGR, TBL, ATP y QCH. Los resultados obtenidos con este grupo se presentan en la Tabla 2 y en ella se observa que la raíz media cuadrática disminuye considerablemente con respecto a la localización anterior, así como los residuales de ondas P y S y en este caso indicarían que los resultados son óptimos. Asimismo, se observa que los errores en la localización epicentral disminuyen al igual que la profundidad del foco, siendo la profundidad de 92 km próximo al obtenido por Tavera et al (1999).

A fin de continuar evaluando la localización hipocentral del sismo de Arequipa, se ha formado un tercer grupo considerando únicamente aquellas estaciones que se encuentran próximas al epicentro y que permitan tener una mejor cobertura azimutal: QUI, PAR, GUA, ZAM, TOQ, MIS, TAM, HUA, SGR, TBL y ATP. Para este grupo de estaciones se ha dejado de lado las que se encuentran muy cercanas una con respecto a la otra (QCH), así como aquellas que no presentaban un registro claro para la onda S (CAM, SCH, PAR, CAY, NNA y CSI). De las estaciones utilizadas, cuatro se localizan en la región central y siete en la región sur. Los resultados numéricos obtenidos con este grupo de estaciones se presenta en la Tabla 3 y en ella se observa que los residuales para las ondas P y S disminuyen poco con relación a las anteriores soluciones; además, la raíz media cuadrática se mantiene casi igual, así como la profundidad y la localización epicentral del sismo.

Finalmente, un cuarto grupo de estaciones está compuesto por GUA, TOQ, MIS, TAM, SGR y TBL las mismas que presentan una mejor cobertura azimutal alrededor del

posible epicentro. Asimismo, en estas estaciones ha sido posible identificar de manera clara y precisa el tiempo de llegada de las ondas P y S. Cabe mencionar que de estas estaciones, dos son telemétricas (registros de periodo corto) y cuatro digitales (registros de banda ancha). Los resultados numéricos obtenidos con este grupo de estaciones se presenta en la Tabla 4. En esta tabla se observa que los residuales de las ondas P y S son menores a las obtenidas anteriormente y esto se debe probablemente a que las distancias epicentrales respecto al epicentro son menores a 500 Km. Asimismo, se observa que la localización epicentral y la profundidad varían ligeramente respecto a los resultados anteriores.

De las soluciones mostradas en las Tablas 1, 2, 3 y 4 se puede concluir que la solución obtenida con el grupo 4 de estaciones sísmicas (Tabla 6) proporciona el mejor resultado, debido principalmente a que las estaciones utilizadas se distribuyen alrededor del epicentro de tal forma que ofrecen una buena cobertura azimutal y se encuentran próximas al epicentro. En esta solución el RMC no varía mucho con relación a las soluciones anteriores; sin embargo, los residuales disminuyen o se mantienen constantes siguiendo esta solución puede ser considerada como óptima.

En la Tabla 5 se muestra los resultados obtenidos utilizando los 4 grupos de estaciones sísmicas y el algoritmo EPI. En general, se observa que el tiempo origen, las coordenadas epicentrales y la profundidad del foco son muy similares; sin embargo, tanto el RMC y los residuales de las ondas P y S han sido los únicos parámetros que han permitido discernir cual de las soluciones es la más óptima. La magnitud estimada en función de la duración del registro del sismo es de 6.3 mb(D).

Tabla 1. Solución numérica del algoritmo EPI, utilizando las 19 estaciones que registraron el sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999. La Latitud y Longitud están expresadas en grados; mb es la magnitud; Distan, es la distancia epicentral en km; Azm, azimut epicentro-estación en grados; Ain, es el ángulo de incidencia en el foco; Tpcal, es el tiempo teórico de la onda P; P-seg, es el tiempo de llegada de la onda P; P-res, es la residual de la onda P; S-seg, es el tiempo de llegada de la onda S; S-res, es la residual de la onda S; W, es el peso para las lecturas del tiempo de llegada de la onda P y S; rmc, es la raíz media cuadrática.

Fecha:		03 Abr 1999		Hora Origen (GMT):		6h 17m 17.03s					
Latitud:		-16.6017		±		5.5 km.					
Longitud:		-72.8207		±		3.7 km.					
Profundidad:		94.4 km.		±		6.1 km.					
Magnitud:		6.2 mb									
Intensidad:											
Esta	Distan	Azm	Ain	TPCal	P-Seg	P-Res	W	S-Seg	S-Res	W	
CAM	672.4	318	113	89.1	105.9	-0.2	0	0.0	0.0	0	0
SCH	653.4	322	113	86.7	103.4	-0.3	0	0.0	0.0	0	0
QUI	562.1	316	113	75.3	92.0	-0.3	0	0.0	0.0	0	0
PAR	486.4	309	114	65.9	83.6	0.7	0	0.0	0.0	0	0
GUA	430.0	312	114	58.9	76.5	0.6	0	0.0	0.0	0	0
ZAM	368.0	306	114	51.2	69.2	1.0	0	0.0	0.0	0	0
TOQ	244.3	109	116	36.0	52.5	-0.6	0	79.8	0.4	0	0
MIS	151.9	77	121	25.1	41.3	-0.8	0	0.0	0.0	0	0
TAM	362.1	17	114	50.5	68.7	1.2	0	104.8	0.3	0	0
PUC	933.3	348	113	121.6	136.5	-2.2	0	0.0	0.0	0	0
CAJ	1220.0	330	113	157.5	170.8	-3.7	0	0.0	0.0	0	0
HUA	574.0	332	113	76.8	94.5	0.7	0	0.0	0.0	0	0
NNA	670.7	320	113	88.8	106.6	0.7	0	171.5	0.6	0	0
CAY	138.2	80	122	23.5	41.3	0.8	0	0.0	0.0	0	0
CSI	136.2	85	122	23.3	40.6	0.3	0	0.0	0.0	0	0
SGR	11.8	73	172	13.6	31.0	0.4	0	39.9	-0.6	0	0
TBL	505.7	335	114	68.3	85.5	0.2	0	0.0	0.0	0	0
ATP	512.2	335	114	69.1	86.5	0.4	0	0.0	0.0	0	0
QCH	511.8	337	114	69.1	86.7	0.6	0	0.0	0.0	0	0
rmc = 1.17											

Tabla 2. Resultado de la aplicación del algoritmo EPI utilizando el grupo 2. Otro ver Tabla 1.

Fecha:		03 Abr 1999		Hora Origen (GMT):		6h 17m 17.28s					
Latitud:		-16.6180		±		2.6 km.					
Longitud:		-72.8210		±		1.7 km.					
Profundidad:		91.6 km.		±		2.8 km.					
Magnitud:		6.3 mb									
Intensidad:											
Esta	Distan	Azm	Ain	TPCal	P-Seg	P-Res	W	S-Seg	S-Res	W	
CAM	673.7	319	113	89.2	105.9	-0.6	0	0.0	0.0	0	0
SCH	654.8	322	113	86.8	103.4	-0.7	0	0.0	0.0	0	0
QUI	563.4	316	113	75.4	92.0	-0.7	0	0.0	0.0	0	0
PAR	487.5	309	114	66.0	83.6	0.3	0	0.0	0.0	0	0
GUA	431.2	312	114	59.0	76.5	0.2	0	0.0	0.0	0	0
ZAM	369.0	306	114	51.3	69.2	0.6	0	0.0	0.0	0	0
TOQ	243.8	108	115	35.9	52.5	-0.7	0	79.8	0.4	0	0
MIS	152.4	77	120	25.0	41.3	-0.9	0	0.0	0.0	0	0
TAM	363.8	16	114	50.6	68.7	0.8	0	104.8	-0.2	0	0
HUA	575.6	332	113	77.0	94.5	0.2	0	0.0	0.0	0	0
NNA	672.0	320	113	89.0	106.6	0.3	0	171.5	0.1	0	0
CAY	138.6	79	121	23.4	41.3	0.6	0	0.0	0.0	0	0
CSI	136.4	84	122	23.2	40.6	0.2	0	0.0	0.0	0	0
SGR	12.5	65	171	13.2	31.0	0.5	0	39.9	-0.3	0	0
TBL	507.4	335	114	68.5	85.5	-0.3	0	0.0	0.0	0	0
ATP	513.8	335	114	69.3	86.5	-0.1	0	0.0	0.0	0	0
QCH	513.5	337	114	69.2	86.7	0.2	0	0.0	0.0	0	0
rmc = 0.55											

Tabla 3. Resultado de la aplicación del algoritmo EPI utilizando el grupo 3 conformado por 11 estaciones de la Red Sísmica Nacional (RSN). Otros ver Tabla 3.

Fecha:	03 Abr 1999	Hora Origen (GMT):	6h 17m 17.31s					
Latitud:	-16.6149	±	2.9 km.					
Longitud:	-72.8087	±	2.1 km.					
Profundidad:	91.3 km.	±	3.1 km.					
Magnitud:	6.3 mb							
Intensidad:								
Esta	Distan	Azm	Ain	TPCal	P-Seg	P-Res W	S-Seg	S-Res W
QUI	564.0	316	113	75.5	92.0	-0.8 0	0.0	0.0 0
PAR	488.3	309	114	66.1	83.6	0.2 0	0.0	0.0 0
GUA	431.9	312	114	59.1	76.5	0.1 0	0.0	0.0 0
ZAM	369.9	306	114	51.4	69.2	0.5 0	0.0	0.0 0
TOQ	242.7	108	115	35.7	52.5	-0.5 0	79.8	0.6 0
MIS	151.0	77	120	24.8	41.3	-0.8 0	0.0	0.0 0
TAM	363.1	16	114	50.6	68.7	0.8 0	104.8	-0.1 0
HUA	575.9	332	113	77.0	94.5	0.2 0	0.0	0.0 0
SGR	11.2	63	172	13.2	31.0	0.5 0	39.9	-0.2 0
TBL	507.6	335	114	68.5	85.5	-0.3 0	0.0	0.0 0
ATP	514.0	335	114	69.3	86.5	-0.1 0	0.0	0.0 0
rnc = 0.59								

Tabla 4. Solución de la aplicación del algoritmo EPI, utilizando el grupo 4 conformado por seis estaciones. Otros ver Tabla 3.

Fecha:	03 Abr 1999	Hora Origen (GMT):	6h 17m 17.49s					
Latitud:	-16.6171	±	3.7 km.					
Longitud:	-72.8095	±	3.4 km.					
Profundidad:	90.4 km.	±	4.0 km.					
Magnitud:	6.3 mb							
Intensidad:								
??								
??								
??								
MIS	151.1	77	120	24.8	41.3	-0.5 0	0.0	0.0 0
TAM	363.4	16	114	50.6	68.7	0.5 0	104.8	-0.1 0
SGR	11.3	63	172	13.2	31.0	0.3 0	39.9	-0.2 0
TBL	507.8	335	114	68.5	85.5	-0.1 0	0.0	0.0 0
rnc = 0.70								

Tabla 6. Parámetros hipocentrales obtenidos para el sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999 utilizando los 4 grupos de estaciones descritos en el texto y el algoritmo EPI.

GRUPO	Tiempo origen	Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud
GRUPO 1	6h 17m 17.03s	-16.60	-72.82	94 km.	6.2mb
GRUPO 2	6h 17m 17.28s	-16.61	-72.82	92 km.	6.3mb
GRUPO 3	6h 17m 17.31s	-16.61	-72.80	91 km.	6.3mb
GRUPO 4	6h 17m 17.49s	-16.61	-72.80	90 km.	6.3mb

*Trabajos de investigación. CNDG – Biblioteca
Instituto Geofísico del Perú. V. 2 (2001) p.95 - 108*

Aplicación del algoritmo gráfico epigraf

El algoritmo gráfico EPIGRAF fue desarrollado por Rodríguez (1994) sobre un proceso iterativo que permite obtener la localización del hipocentro del sismo, en función de la diferencia de los tiempos de llegada de las ondas P y S a diferentes estaciones. El método permite ajustar la profundidad de foco en función de un modelo de velocidad construido a partir de domocrónicas para distancias regionales (Antayhua, 2000). Para localizar el sismo de Arequipa con este algoritmo, se ha utilizado los mismos grupos de estaciones con los cuales se evaluó el algoritmo EPI.

En la Figura 3 se presenta la solución obtenida utilizando las 19 estaciones sísmicas del grupo 1 y en ella se observa que los círculos no se interceptan en un punto único, por el contrario existe gran dispersión, lo cual es notorio para los círculos correspondientes a las estaciones más alejadas del epicentro (CAJ y PUC). Asimismo, las estaciones TOQ y TAM producen cierto grado de incertidumbre; sin embargo, los parámetros hipocentrales son próximos a los obtenidos con la aplicación del algoritmo numérico EPI, aunque la profundidad del foco disminuye en 20 km aproximadamente.

En la Figura 4 se muestra los resultados obtenidos utilizando las estaciones del grupo 2 y en ella se observa que los círculos, respecto a cada estación, no se interceptan en un punto común; por lo tanto, la solución no sería óptima. En cuanto a la profundidad del foco y localización epicentral, se observa un desfase de algunos kilómetros con relación a la solución anterior. En esta solución, las estaciones de TOQ y TAM son las que presentan mayor incertidumbre.

Los resultados obtenidos con el grupo 3 de estaciones se presentan en la Figura 5. En esta figura se observa que los círculos, al igual que las soluciones anteriores, no se interceptan en un punto común; sin embargo, esta solución es mejor y esto probablemente se deberá a que se ha mejorado la cobertura

azimutal de las estaciones alrededor del epicentro. En esta solución, los círculos de las estaciones de TOQ y MIS son los que más se alejan del resto.

Finalmente, los resultados obtenidos utilizando las estaciones del grupo 4 se presentan en la Figura 6. En esta solución, se observa que los círculos tampoco se cortan en un punto común aunque la cobertura de las estaciones ha mejorado considerablemente. Asimismo, en la solución se observa que existe mayor incertidumbre en los resultados obtenidos para sus parámetros hipocentrales debido a que el área de error se incrementa y es más notoria que en las soluciones anteriores.

Los resultados obtenidos con el algoritmo gráfico EPIGRAF, muestran que no ha sido posible obtener una solución óptima para conocer los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999, debido probablemente a la simplicidad del método y a su procedimiento práctico. En la Tabla 6 se presenta el resumen de los parámetros hipocentrales obtenidos para el sismo de Arequipa utilizando los 4 grupos de estaciones y el algoritmo gráfico. En esta tabla se observa que tanto las coordenadas epicentrales como la profundidad del sismo varían al ser calculados con cada grupo de estaciones, siendo notoria la variación a la profundidad obtenida con el primer grupo en relación con el resto. Considerando que estos valores no pueden ser cuantificados numéricamente, ya que solo dependen de un buen ajuste en la intersección de los círculos, desde el punto de vista matemático no se puede asumir cual de las soluciones es la más óptima. En general, los resultados obtenidos con este algoritmo varían considerablemente de los calculados con método numérico.

La magnitud obtenida para el sismo de Arequipa utilizando este algoritmo (5.6 mb), es menor que el calculado con el numérico, debido probablemente a que en la relación que se utiliza para estimar este parámetro, se considera la profundidad del sismo y este es menor que el calculado numéricamente.

Tabla 7. Parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999 obtenidos utilizando el algoritmo EPIGRAF y los 4 grupos de estaciones descritos en el texto.

GRUPO	Tiempo origen	Latitud	Longitud	Profundidad Km	Magnitud Mb
1	6h 17m 19.57s	-16.36°	-72.87°	71	5.5
2	6h 17m 19.57s	-16.40°	-72.86°	81	5.6
3	6h 17m 18.66s	-16.46°	-72.80°	83	5.6
4	6h 17m 18.66s	-16.49°	-72.72°	86	5.6

PARAMETROS DEL SISMO DE AREQUIPA OBTENIDOS EN ESTE ESTUDIO Y POR EL NEIC

En general, la localización correcta de un sismo depende de la buena cobertura que presenten las estaciones alrededor del epicentro preliminar, de la relación Δ/h (distancia epicentral/profundidad del foco), de los modelos de velocidad y de los algoritmos utilizados; por lo tanto, los

resultados a obtenerse con diferentes procedimientos o algoritmos nunca serán iguales, pero sí próximos entre ellos.

Los parámetros hipocentrales, obtenidos en este estudio para el sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999, utilizando las estaciones del grupo 4 y el algoritmo numérico EPI, son comparados con los reportados por el National Earthquake Information Center, NEIC (Tabla 7).

Tabla 7. Parámetros hipocentrales del terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999 obtenidos por el NEIC y en este estudio.

	NEIC	Este estudio
Tiempo Origen	6h 17m 18.36s	6h 17m 17.49s
Latitud Sur (°)	16.66	16.61
Longitud Oeste (°)	72.66	72.61
Profundidad (km)	87	90
Magnitud (mb)	6.1	6.3

Tal como se observa en la Tabla 7, las diferencias en los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa obtenidos por el NEIC y en este estudio en cuanto a su tiempo origen, es de décimas de segundos y en cuanto a su ubicación epicentral, esta no es muy considerable, variando tanto en latitud como en longitud en centésimas de grado. Para la profundidad del foco se observa una diferencia de 3 kilómetros, que puede ser considerada pequeña por encontrarse dentro de los rangos de error. Las magnitudes estimadas para el sismo son similares. Por lo

tanto, los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa, obtenidos en este estudio y por el NEIC, son similares.

DISTRIBUCION DE INTENSIDADES REGIONALES

A fin de elaborar el mapa de intensidades sísmicas regionales del sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999, se recopiló la información contenida en el reporte sísmico preliminar elaborado para este sismo, por el Centro Nacional de Datos Sísmicos del IGP.

La descripción de los daños ocasionados por el sismo en las diversas localidades de la región Sur de Perú, fue obtenida vía línea telefónica de las diversas dependencias públicas y personas naturales inmediatamente después de ocurrido el sismo. El total de la información fue interpretada utilizando la escala de Mercalli Modificada. Así los valores de intensidad asignados a cada localidad son:

Intensidad VI (MM)

Caravelí: Se sintió fuerte, 15 casas sufrieron mayores daños y un 90% daños menores. Las personas salieron a las calles durante el sismo.

Camaná: Se sintió fuerte y las paredes de algunas casas sufrieron rajaduras. A consecuencia del sismo se produjo corte de fluido eléctrico.

Chuquibamba: Se sintió bastante fuerte originando rajaduras en las casas de adobe y en muchas otras la caída de algunas tejas de los techos.

Intensidad V (MM)

Arequipa: Se sintió como un fuerte remezón. La ciudad de Arequipa sufrió corte de fluido eléctrico debido a que los cables de los postes de luz se balancearon.

Mollendo: Se sintió fuerte.

Intensidad IV (MM)

Nazca: Se sintió fuerte motivando a la gente salir a las calles. En algunas casas las grietas dejadas en los muros por el sismo de 1996 se incrementaron en una pulgada.

Pisco: El inicio del terremoto fue suave y después se sintió fuerte. Los vidrios de las ventanas vibraron y la gente salió a las calles.

Intensidad III (MM)

Moquegua: Se sintió ligeramente fuerte llegándose a caer algunas botellas de las mesas.

Ica: Se sintió dos movimientos, el primero fue suave y el segundo un poco mas fuerte. Botellas que estuvieron en las mesas comenzaron a vibrar.

Intensidad II (MM)

Lima: Se sintió suave en viviendas ubicadas en el tercer piso.

A partir de la interpretación de la información detallada anteriormente, se ha elaborado el mapa de intensidades regionales de la Figura 7. En la figura, se observa que las isosistas se distribuyen de manera elongada en dirección NW-SE, siendo el área de mayor intensidad del orden de 3000 Km², similar a lo descrito por Tavera et al (2000).

CONCLUSIONES

Los parámetros del terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999, han sido evaluados utilizando 19 registros obtenidos de las estaciones que integran la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú (IGP).

El calculo de los parámetros hipocentrales utilizando cuatro grupos de estaciones y dos algoritmos (numérico y gráficos), muestra que la mejor solución se obtiene cuando se utiliza las estaciones del grupo 4 y algoritmo EP, debido principalmente a que estas estaciones están próximas al epicentro y presenta una cobertura azimutal aceptable. En esta solución, los valores del RMC y los residuales de los tiempos de llegada de las ondas P y s son bajos.

Los resultados obtenidos con el algoritmo EPIGRAF presentan mayor rango de error derivado posiblemente de la simpleza del método y al no existir valores mínimos para cuantificar las soluciones, no ha sido posible considerar una solución óptima.

Los parámetros hipocentrales finales para el sismo de Arequipa del 3 de Abril son:

Fecha: 3 de Abril de 1999
Tiempo Origen: 06:17:17.49 (GMT)
Latitud Sur: 16.61°
Longitud Oeste: 72.80°
Profundidad: 90 Km.
Magnitud: 6.3 mb

Considerando que la profundidad del foco de cualquier sismo, es el parámetro más inestable, independiente del algoritmo que se utilice para su cálculo, la profundidad obtenida en este estudio para el sismo de

Arequipa es coherente con la tendencia de la sismicidad presente en la región Sur de Perú, tal como se observa en la Figura 1.

Los resultados obtenidos en este estudio son similares a los reportados por el NEIC utilizando estaciones sísmicas de la red sísmica mundial y coherentes con los propuestos por Tavera et al (2000).

La distribución de las líneas de isosistas muestran que el terremoto de Arequipa produjo intensidades máximas de VI MM en las localidades de Caravelí, Camaná y Chuquibamba. La intensidad en Arequipa fue de V MM.

El sismo del 3 de Abril de 1999, es uno de los últimos sismos de mayor magnitud que afectó a la región Sur de Perú. Este sismo esta relacionado en forma directa con la constante liberación de energía que se produce a niveles intermedios, debido a la deformación interna que soporta la placa oceánica dentro del proceso de subducción.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos, Dr. Hernando Tavera por todas sus enseñanzas, consejos y críticas impartidas en el transcurso de mis prácticas pre-profesionales. Asimismo, mi cordial agradecimiento a I. Pérez-Pacheco, C. Agüero, S. Rodríguez, H. Salas, Y. Antayhua y I. Bernal por su ayuda en la elaboración del presente informe. Finalmente, mi agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú por haberme brindado una beca para realizar mis prácticas en el CNDG-IGP.

BIBLIOGRAFIA

Antayhua, Y. (1999): Calculo de los Parámetros Hipocentrales del Terremoto de

Arequipa 8 de Octubre (1998): Informe de Practicas Pre-Profesionales. Instituto Geofísico del Perú.

Barazangi, M. y Isacks, B. (1979)> Subduction of the Nazca Plate Beneath Perú. Evidence from spatial distribution of earthquakes Geophys J. R. Astron Soc. 57; 537 - 555 pp.

Bernal, I. (1999): Características de la Sismicidad en la Región Sur del Perú. Informe de Practicas Pre-Profesionales. Instituto Geofísico del Perú

Grange, F. (1983): Etude Sismotectonique détaillée de la Subduction lithosphérique au sud Pérou. 300 pp.

Jame, W. y Spence W. (1979): Seismic Gap and Source Zones of Recent Large Earthquakes in coastal Peru. Pageoph. Vol. 117, N° 06, pgs. 148 - 177.

Stauder, W. (1975): The subductions of the Nazca Plate under Perú as evidenced by focal mechanism and by seismicity - Geophys J. R. Vol. 80 - N° 8.

Tavera, H., Fernandez, E., Salas, H., Antayhua, Y. y Bernal, I. (2000): Mecanismo focal de los terremotos de Arequipa del 8 de Octubre (Mw=6.0) y 3 de Abril de 1999 (Mw=6.5). Boletín Sociedad Geológica del Perú, v.89, 21-31.

Tavera, H., Fernández, E. y Salas, H. (1999): El Terremoto de Arequipa del 3 de Abril de 1999, Informe Técnico, CNDG-IGP, Lima - Perú, 25 pp.

Tavera, H. y Buforn, E., (1998): Sismicidad y Sismotectónica del Perú. Revista de Física. Universidad Complutense de Madrid, N° 10, Pgs. 187-219

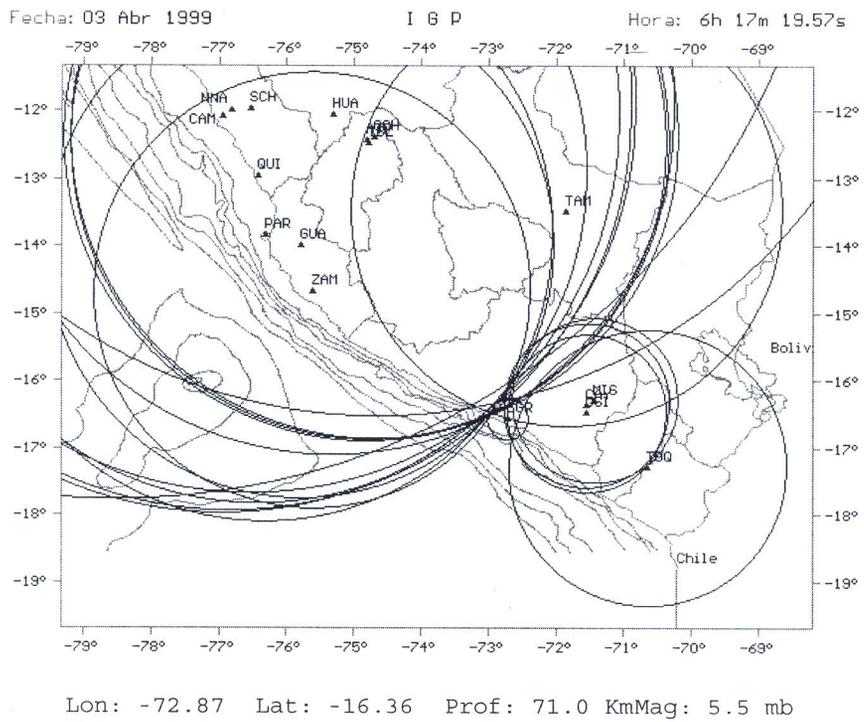


Figura 3. Localización epicentral del sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999 utilizando el algoritmo EPIGRAF con las estaciones del grupo 1. Lat y Lon son las coordenadas epicentrales expresadas en grados, Prof es la profundidad en km y Mag es la magnitud mb.

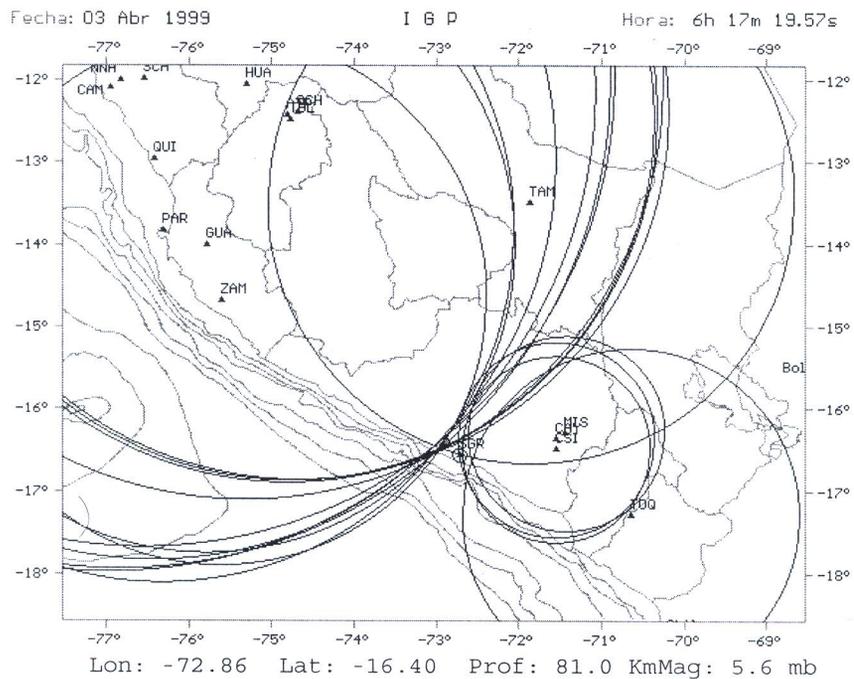


Figura 4. Localización epicentral del sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999 utilizando el algoritmo EPIGRAF y las estaciones del grupo 2, otros ver Figura 3.

Evaluación de los parámetros hipocentrales del sismo de Arequipa

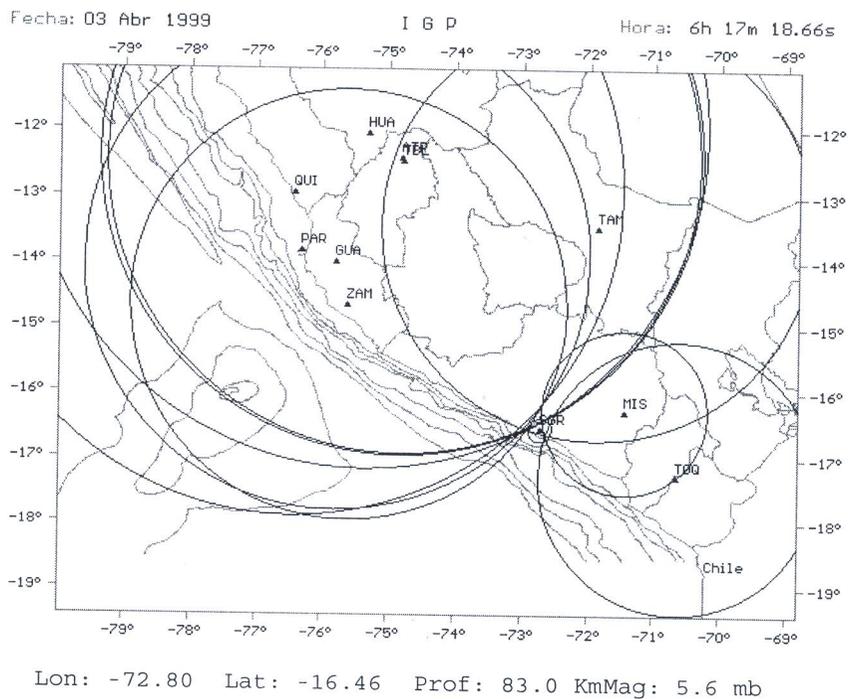


Figura 5. Localización epicentral del sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999 utilizando el algoritmo EPIGRAF y las estaciones del grupo 3, otros ver Figura 3,

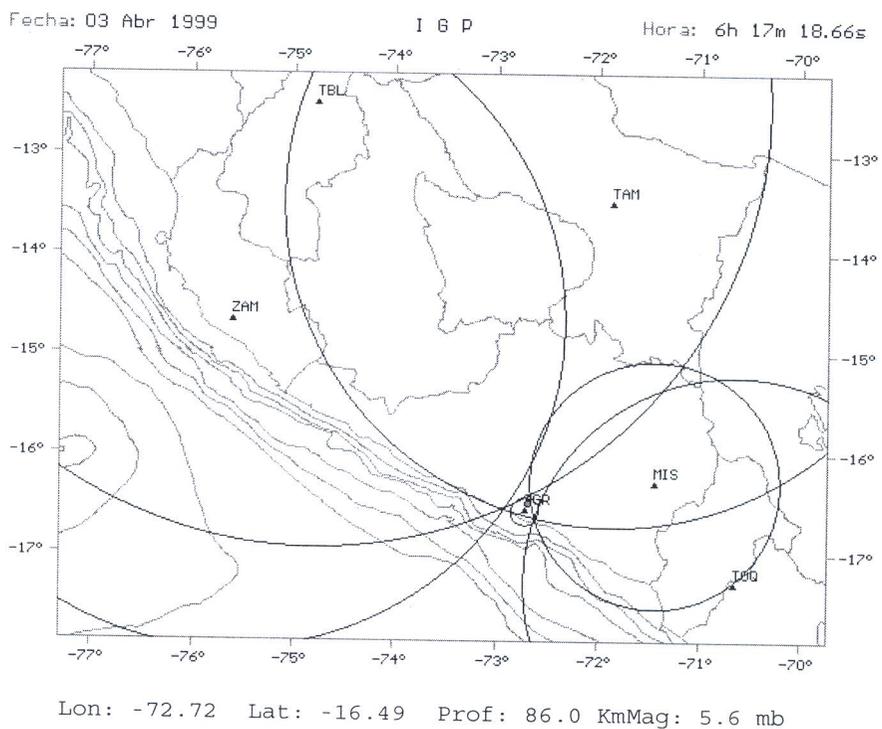


Figura 6. Localización epicentral del sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999 utilizando el algoritmo EPIGRAF y las estaciones del grupo 4, otros ver Figura 3.

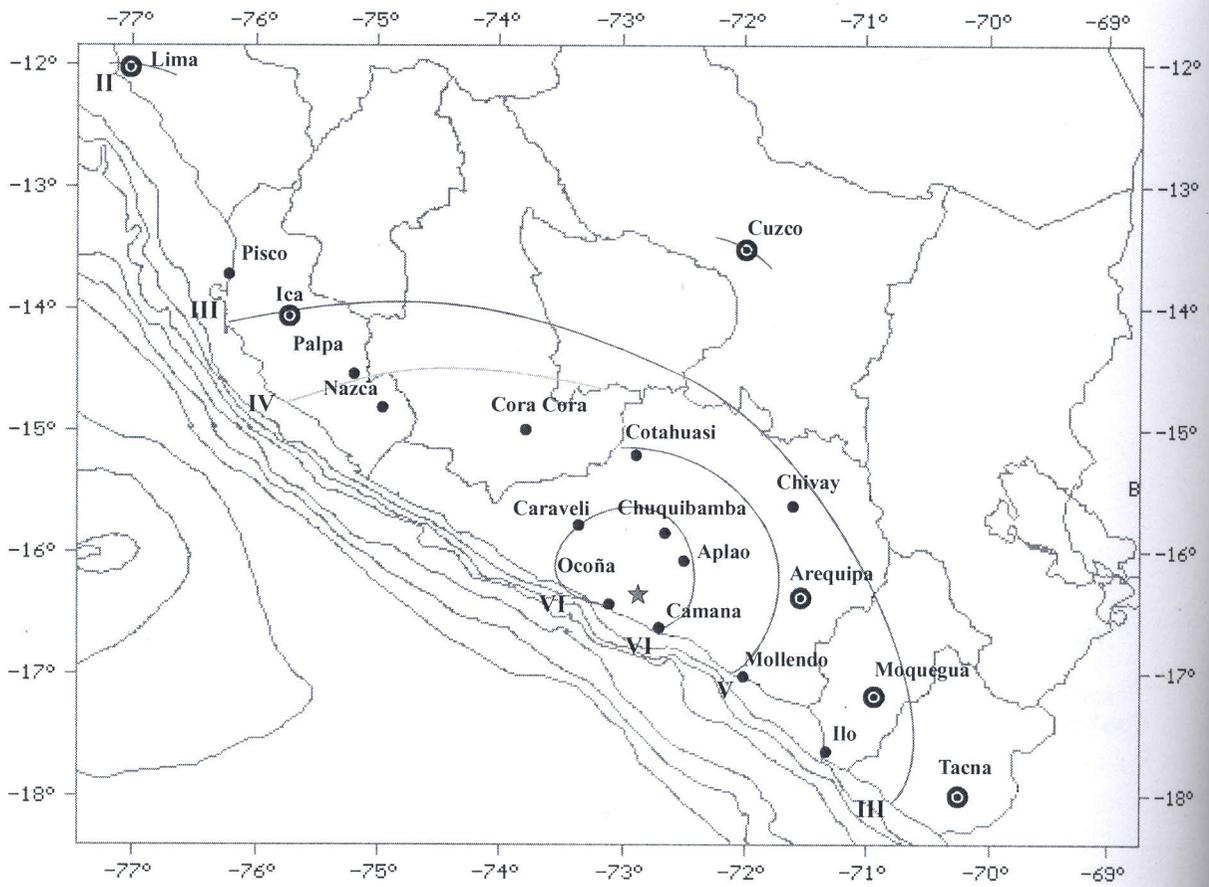


Figura 7. Mapa de distribución de intensidades regionales del sismo de Arequipa del 3 de Abril de 1999. La estrella indica la localización del epicentro del sismo. Las líneas de isosistas están en la escala Mercalli Modificada.