



INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU
Centro Nacional de Datos Geofísicos
BIBLIOTECA

**COMPENDIO DE TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN
REALIZADOS POR ESTUDIANTES
DURANTE EL AÑO 2002**

Volumen 4

Lima - Perú
Enero 2003

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

Calle Calatrava N° 216 Urb. Camino Real
La Molina
Apartado 3747
Telefono/Fax: 436-1683
WEB: <http://www.igp.gob.pe/cns/>

*Las opiniones expresadas en los trabajos
Publicados en este compendio, son de exclusiva
Responsabilidad de los respectivos autores.*

PROLOGO

Cada año, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) recibe en calidad de practicantes a estudiantes de diversas universidades cuyas especialidades tienen relación con los diversos campos de investigación que se desarrollan en el IGP. Al final de sus prácticas cada estudiante elabora un informe, el mismo que es divulgado en forma de artículo por el Centro Nacional de Datos Geofísicos, a través de la Biblioteca Central. Esta tarea se ha iniciado en el año 2000 y a la fecha se cuenta con tres volúmenes que reúnen los trabajos realizados por los estudiantes en una serie de *Compendios*.

En este año, se edita el Volumen 4 del “*Compendio de Trabajos de Investigación realizados por Estudiantes durante el Año 2002*” con un total de 17 artículos elaborados por estudiantes que realizaron sus Prácticas en los Observatorios de Jicamarca, Huancayo y Camacho, además de la Oficina Periférica del IGP en Chiclayo. Los artículos consideran temas en Meteorología, Tiempo y Clima, Sismología, Magnetismo, Tratamiento de Señales, Ionosfera y Programación aplicada a la creación de páginas Web.

El contenido de los artículos que se presentan en este volumen es de responsabilidad del investigador que tuvo a su cargo la formación del estudiante. El comité editorial se limitó a organizar la estructura del artículo de acuerdo al formato del *Compendio*.

Con este nuevo volumen, esperamos que los diversos temas que se presentan motiven a los investigadores a continuar en su labor de formación de futuros profesionales en el campo de la geofísica, y a los estudiantes ser merecedores del esfuerzo que ellos realizan. No debemos olvidar que *el verdadero arte del maestro consiste en despertar en los estudiantes la alegría por el trabajo y el conocimiento (Albert Einstein)*.

La edición del volumen 4 de estos compendios ha contado con el apoyo de la Sra. I. Pérez-Pacheco, en su labor de asistente de edición y diagramación final del Compendio. Nuestro agradecimiento al Dr. Hernán Montes, Director Técnico del IGP, por su confianza y apoyo a la investigación y a la Dirección de Administración por el apoyo logístico prestado para la edición del presente volumen.

Hernando Tavera
Editor

PRESENTACION

El Volumen 4 de la serie “*Compendio de Trabajos de Investigación realizados por Estudiantes durante el Año 2002*” reúne los diversos trabajos realizados por los estudiantes universitarios durante el año 2002 en cada uno de los campos de investigación que se desarrollan en el Instituto Geofísico del Perú (IGP). Los estudiantes ingresan al IGP a través de la Dirección General de Asuntos Académicos y proceden de las áreas de Física, Geofísica, Geología, Meteorología, Matemáticas e Ingeniería Electrónica de diferentes universidades del país. Estos estudiantes desarrollan en el IGP un tema de investigación durante un período de 3 a 6 meses para luego presentar sus resultados en un informe técnico. Estos informes son entregados al Centro Nacional de Datos Geofísicos, quien a través de la Biblioteca los publica a manera de artículos en un compendio.

La mayor motivación para los investigadores del IGP es lograr despertar en sus estudiantes la sana costumbre de documentar en forma escrita los resultados de sus investigaciones con un nivel competitivo, más aún si consideramos que la investigación científica en las universidades peruanas en el campo de la sismología, tratamiento de señales, vulcanología, meteorología, oceanografía, climatología, astronomía, física espacial e instrumentación geofísica, todavía es deficiente.

Muchos de los trabajos que se presentan en este *Compendio* han sido punto de partida para que algunos estudiantes profundicen sus investigaciones a fin de elaborar una tesis profesional y para lo cual el IGP les apoya otorgándoles una beca. Al igual que en el volumen anterior, se ha incluido un trabajo invitado y en este caso, la autora realiza algunos comentarios sobre los procedimientos orientados a la prevención de los daños causados por los terremotos.

Es evidente que con esta actividad, el IGP está cumpliendo con los objetivos de formar profesionales capaces de utilizar eficientemente su infraestructura física para realizar trabajos de investigación de alto nivel y contribuir a mejorar la capacidad científica de los estudiantes en el área de la geofísica. Este compendio de 17 trabajos en diferentes especialidades de la geofísica, muestra el esfuerzo de los estudiantes e investigadores por desarrollar la investigación en nuestro país y constituye una importante contribución a la literatura nacional.

*Hernando Tavera, PhD
Investigador Científico Asociado
Director CNDG-Sismología*

CONTENIDO

Prologo

Presentación

- Control de calidad de datos del sistema de boyas oceánicas: Virgen Del Carmen, Virgen de Las Mercedes, San Pablo y San Pedro** 9
Penélope Vargas Gargate
- Comparación entre la Precipitación medida por Satélite y Estaciones de Superficie en la Costa Norte del Perú** 19
Jorge E. Flores Rojas
- Determinación de la Zona de Wadati – Benioff en el Borde Occidental de Sudamérica** 25
Rodrigo R. Quispe Chura
- Estimación de velocidades relativas para sismos de gran magnitud a partir de curvas dromocronicas** 41
Marcos R. Vilca Valencia
- Estimación del espesor de la corteza continental en centro y sur de Perú a partir de fases pmp** 53
María O. Manrique Rivera
- Monitoreo y análisis preliminar de la actividad sísmica del Volcán Sabancaya (Arequipa) durante el periodo comprendido entre el 1 y 15 de julio del 2002** 65
Sophie Craoisier y Vicent Maurer
- Entorno tectónico y amenaza sísmica en Perú** 75
Janice Hernández Torres
- Distribución de frecuencias de la precipitación en la estación meteorológica del observatorio de Huancayo aplicados para la agricultura** 89
Judith Vilchez Damián
- Variación secular de las estaciones magnéticas de Huancayo y Ancón: Análisis comparativo** 103
Isabel. L. Castro Merino
- Sistema de coordenadas para datos de imagen solar** 109
Edwin Choque Quispe
- Sistema de adquisición y transmisión de datos por telemetría en la Red Sísmica del Norte del Perú** 119
David Tocto Labán
- Deconvolución de sismogramas digitales por división espectral. Filtrado inverso y simulación de sismogramas digitales.** 131
Sandra Cordero Calle

Tomografía ionosférica computarizada. <i>Sergio P. Daly Scaletti</i>	147
Observaciones de la ionosfera en Jicamarca y su utilidad en el cálculo de frecuencias máximas utilizables. <i>Ronald R. Ilma Campana</i>	151
Dispositivos para el direccionamiento automático de la antena principal del Radio Observatorio de Jicamarca: Ensayos en alta potencia de un bit de comunicación de fase. <i>Omar H. Juárez Ayosa</i>	159
Agenda interactiva de actividades del Radio Observatorio de Jicamarca a través de una página WEB. Página WEB oficial para el Taller de Trabajo MST10 – Piura. <i>Jaime A. Lau Yau</i>	167
Página WEB oficial para el Taller de Trabajo MST10 – Piura. <i>Jaime A. Lau Yau</i>	171
TRABAJO INVITADO	
Comentarios orientados a prevenir los daños causados por los terremotos. <i>Giovanna G. Flores H.</i>	177

CONTROL DE CALIDAD DE DATOS DEL SISTEMA DE BOYAS OCEÁNICAS: VIRGEN DEL CARMEN, VIRGEN DE LAS MERCEDES, SAN PABLO Y SAN PEDRO

PENÉLOPE VARGAS GARGATE

Facultad de Ciencias Físicas

Universidad Nacional Mayor de San Marcos

penelope@huascarani.igp.gob.pe

penelope_vg@latinmail.com

Prácticas dirigidas por: MSc. Nicolás Cruz Salvador

Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima

RESUMEN

El control de calidad de datos, cumplen un rol fundamental para el desarrollo de actividades de investigación. En el presente trabajo se describen los métodos para el control de calidad de datos horarios de las variables Temperatura y Salinidad del mar, Velocidad y Dirección de viento, empleando técnicas de análisis manual y automático en el sistema de boyas que se encuentra en el mar frente a los puertos de Paita y Chimbote en la costa norte del Perú, Virgen del Carmen (5.01°s 85°w), Virgen de las Mercedes (4.99°s 81.76°w), San Pedro (9.00°s 80.1°w) y San Pablo (9.01°s 85.01°w), instaladas como parte del sub-proyecto NAYLAMP/DHN, para monitorear el mar hasta una profundidad de 500m, en su componente oceánica y las condiciones atmosféricas en superficie. Se realizó además una comparación con los datos obtenidos en las estaciones más cercanas del Proyecto TAO TRITON [5], ubicadas en las posiciones 5°s 95°w y 8°s 95°w para la verificación de las variaciones en el tiempo. La base de datos que se obtuvo como resultado del presente trabajo presenta una buena calidad de datos, confiable para el desarrollo de futuros trabajos de investigación.

INTRODUCCIÓN

Los datos océano-atmosféricos registrados por equipos automáticos pueden contener errores, ya sea por fallas instrumentales, calibración de los instrumentos, almacenamiento, transmisión, métodos de procesamiento y errores de ubicación geográfica del equipo, entre otros. Es por ello, que cualquier dato obtenido ya sea por equipos convencionales o automáticos requieren pasar por un control de calidad, a fin de determinar la confiabilidad de la información registrada.

El análisis que se realizó para el control de calidad de los datos de las boyas oceánicas, fueron de dos tipos: manual y automático. Se consideró que ambos métodos serían los más apropiados para la verificación de los datos. Con el análisis manual se descubren a menudo datos erróneos que escapan a las pruebas de control automatizado, con el control automático se facilita la estandarización y reduce el tiempo del procesamiento.

La base de datos analizada corresponde a la recepción a través del sistema de

transmisión Argos [1] que son satélites sincrónicos de órbita polar destinados a la recepción y distribución de datos para la preservación del medio ambiente, así como la base de datos del sistema de almacenamiento (Datalogger) instalada en el interior de la boya.

El objetivo principal del presente trabajo fue: a) analizar los datos provenientes de las boyas oceánicas y verificar la calidad de los mismos, a fin de obtener una base de datos confiable, óptima para ser utilizada en el desarrollo de futuros trabajos de investigación; b) obtener un registro temporal de las variables procesadas por las boyas de fácil manejo y accesibilidad y c) comparar la base de datos transmitidas en tiempo real y los datos almacenados en el Datalogger.

ANTECEDENTES

El sistema de boyas oceánicas ecuatoriales del proyecto TAO TRITON [6] permite tener información del comportamiento de las variables oceánicas (hasta una profundidad de 500m) y del avance de las

ondas Kelvin, así como de las variables atmosféricas, principalmente de los vientos que constituyen un factor importante para el desarrollo del Fenómeno El Niño (FEN). Sin embargo, estas boyas están muy lejos de las costas peruanas (95°W), (ver Figura 1), siendo insuficiente esta información para monitorear el avance de las ondas Kelvin hacia el continente sudamericano, por ello el Perú, mediante la ejecución del proyecto “Mejoramiento de la Capacidad del Pronóstico y Evaluación del Fenómeno El Niño para la Prevención y Mitigación de

Desastres en el Perú” instaló cuatro boyas oceánicas, que vienen siendo administrado por la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN) de la Marina de Guerra del Perú como sub-proyecto NAYLAMP (El Niño Actual y Las Anomalías Medidas en el Pacífico). El Instituto Geofísico del Perú, como co-ejecutor del proyecto, cuenta con la base de datos del sistema de boyas oceánicas instaladas mediante el proyecto NAYLAMP. Los datos disponibles son desde el 21 de setiembre del año 2000.

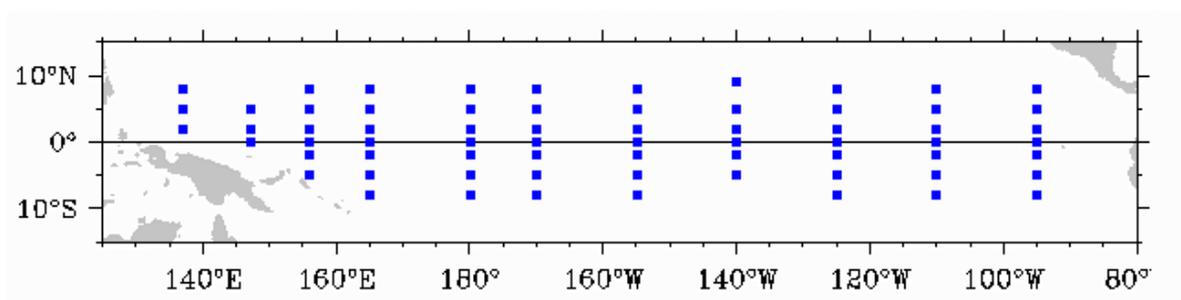


Figura 1. Ubicación de las boyas del proyecto TAO TRITON

DATOS Y METODOLOGÍA

Características de las boyas oceánicas

El sistema de boyas registra las variables de temperatura y salinidad del mar a profundidades de 7, 20, 40, 60, 80, 100, 150, 200, 300 y 500 metros; presión de columna de agua a 150 y 500 metros de profundidad; velocidad y dirección de viento, humedad, temperatura del aire; y presión atmosférica en superficie.

El presente trabajo realizó el control de calidad de las variables temperatura y salinidad del mar en todas las profundidades, velocidad y dirección de viento.

El sistema de boyas se encuentra ubicado en el mar, frente a la costa norte del Perú, como se observa en la Figura 2, su ubicación se indica en la Tabla 1.

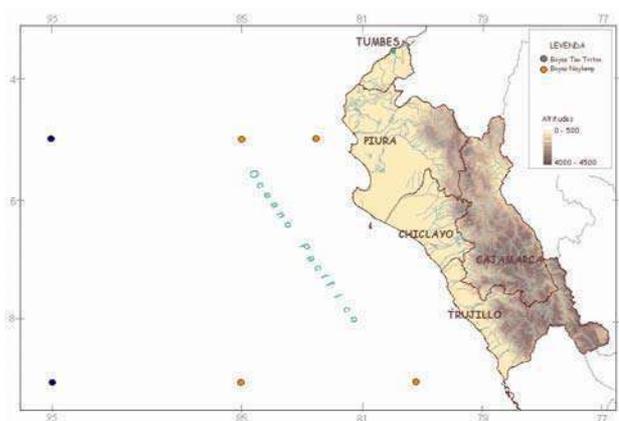


Figura 2. Mapa de ubicación de las boyas del proyecto NAYLAMP y del proyecto TAO TRITON

Tabla 1. Ubicación de las boyas

BOYAS	UBICACIÓN
Virgen de las Mercedes	4.99°S 81.76°W
Virgen del Carmen	5.01°S 85°W
San Pedro	9.00°S 80.1°W
San Pablo	9.01°S 85.01°W

Control de calidad de las boyas oceánicas

El control de calidad de datos es un procedimiento que consiste en verificar la consistencia de los datos registrados, como ya se ha mencionado, hay diferentes fuentes de error de los datos. En el trabajo realizado en el IGP para el control de calidad de los datos de las boyas, los datos potencialmente erróneos fueron eliminados a través de un filtro generado automáticamente, luego se procedió a un análisis manual a fin de verificar los datos corregidos, ya que algunos datos erróneos pueden pasar por el filtro. También se realizó un procesamiento de datos y se hicieron comparaciones con los datos de las estaciones cercanas del Proyecto TAO

TRITON [6], [7] y con la climatología de Levitus y Boyer [8].

Análisis automático

Se realizó el análisis automático para filtrar los registros que se encontraban fuera de los límites establecidos, los valores límites fueron establecidos por el “grupo de trabajo sobre el control de calidad y procesamiento de datos”.

En las Tablas 2 y 3 se muestran los límites establecidos por el grupo de trabajo, estos valores se establecieron basándose en los límites recomendados por la OMM (Organización Meteorológica Mundial) [2].

Tabla 2. Límites inferior y superior de la variables Temperatura y Salinidad del mar establecidos por el grupo de trabajo

Prof./Variable	Temperatura del mar (°C)	Salinidad del mar (ppm)
7m	15<T<32	33.3<S<35
20m	15<T<28	33.3<S<35
40m	10<T<25	33.3<S<40
60m	10<T<25	33.3<S<40
80m	10<T<25	33.3<S<40
100m	10<T<20	33.3<S<40
120m	10<T<18	33.3<S<40
150m	10<T<15	33.3<S<40
300m	5<T<15	33.3<S<40
500m	5<T<12	33.3<S<40

Tabla 3. Límites inferior y superior de las variables Velocidad y Dirección de viento, establecidos por el grupo de trabajo

<i>Variable</i>	<i>Límites</i>
Velocidad de viento (m/s)	$0 < V < 60$
Dirección de viento (grados)	$0 < D < 360$

Análisis manual

En el análisis manual se consideró:

- que las observaciones de cada punto tienen que tener coherencia en el tiempo por comparación con una observación precedente y subsiguiente.
- los distintos parámetros respecto al límite superior e inferior, con objeto de suprimir en una segunda fase los datos que no obedecen a una secuencia natural (variación diurna), Ver Figura 4.

Comparación de datos obtenidos por el Sistema Argos y el Datalogger

Se realizó una comparación entre estas dos bases de datos, para verificar mutuamente la autenticidad de los registros. Ver Figura 5.

Procesamiento de datos

Se elaboró un programa en Fortran, en torno UNIX, considerando los valores límites para cada caso. Se obtuvieron medias diarias, y se realizaron Tablas de comparación con los valores registrados de las estaciones del proyecto TAO TRITON [6], para verificar si los registros son reales.

Comparación con estaciones cercanas

Con la base de datos de las estaciones del proyecto TAO TRITON, ubicadas en 5°s 95°w y 8°s 95°w [7], se elaboró una climatología sobre la base de un periodo de 7 años (1994 - 2001) para verificar que los datos registrados se encuentren dentro

del rango de la climatología de la zona, se hizo comparaciones con datos horarios y diarios. También se hizo una comparación con los valores dados por la climatología de Levitus y Boyer [8], para corroborar los valores de esta climatología en vista de los pocos años de funcionamiento de la boya en 5°s 95°w. Ver Figuras 9 y 10.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Datos adquiridos a través del Sistema Argos

La base de datos recepcionada por el Sistema Argos no fue considerada por presentar datos ausentes en más de un 60% y por disponer de un periodo muy corto debido a que el sistema de boyas fue vandalizado. Los registros de la variable Salinidad del mar en el sistema de boyas, fueron los que presentaron mayor cantidad de datos erróneos.

En las Figuras (3,4,5,6) se observa gráficamente el control de calidad realizada a las bases referidas. Como ejemplo se presenta el análisis realizado a la variable Temperatura del mar de la boya San Pedro.

La Figura 3 muestra los datos recepcionados por el Sistema Argos, se observan registros con datos muy lejos de los límites superiores (out layers). Estos datos pasaran luego por un control automatizado donde estos "out layers" serán eliminados.

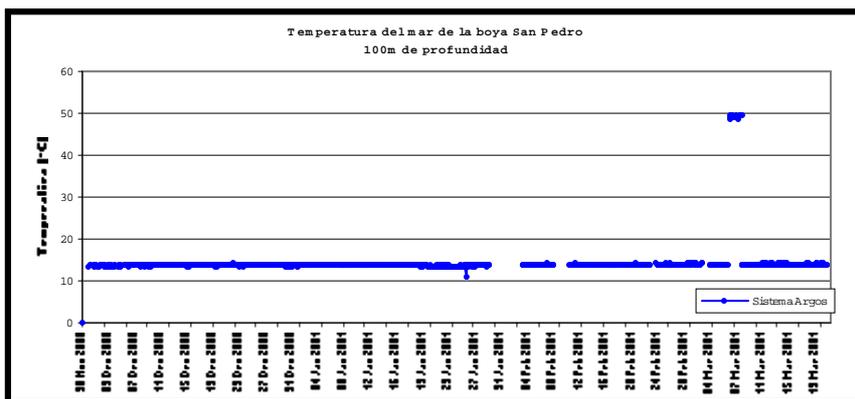


Figura 3. Registros del Sistema Argos sin ningún control de calidad

Como resultado de un primer análisis (automático), Figura 4, se observa que aun persisten datos errados dentro de los

límites establecidos en el primer filtro, estos errores serán corregidos manualmente.

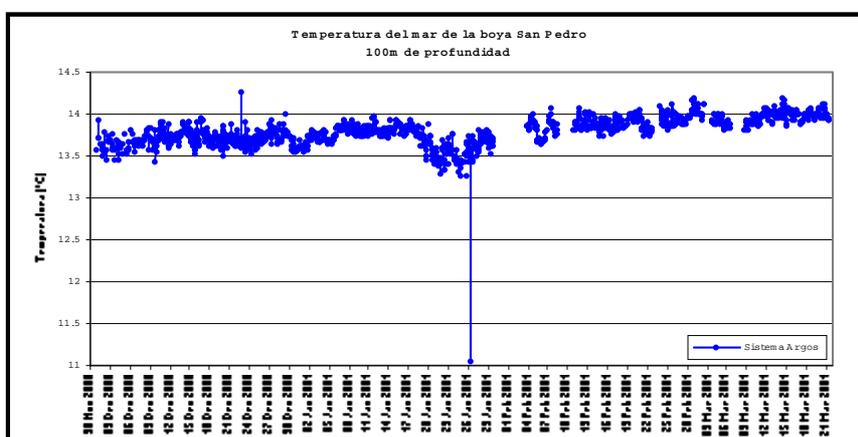


Figura 4. Gráfica resultante del primer análisis automático de control de calidad del Sistema Argos

A pesar de haber eliminado los valores extremos automáticamente aun se tienen datos registrados muy cercanos a los valores de la variación diurna, se realiza una comparación entre las dos bases de datos para verificar la veracidad del dato (14.27 °C), se observa que el dato

repcionado mediante el sistema Argos difiere del almacenado en el Datalogger, es un dato errado posiblemente producto de alguna falla aun no determinada que amerita un trabajo aparte, en la Figura 5 se demuestra esta diferencia, se procede a eliminar el dato.

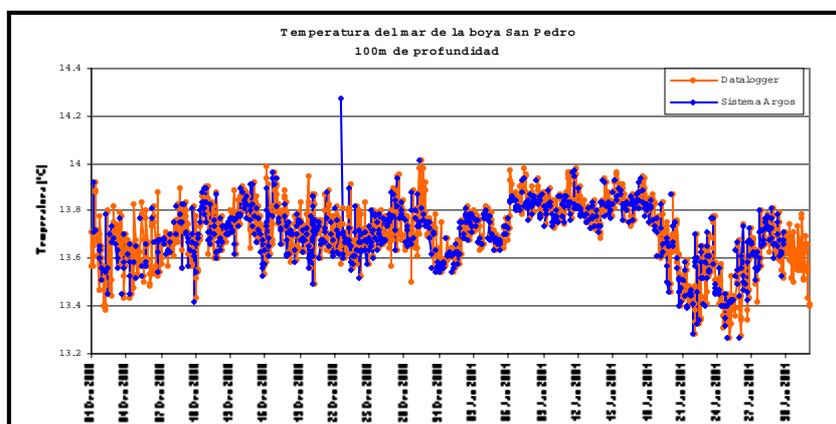


Figura 5. Comparación de los datos del Sistema Argos y Datalogger para verificar la veracidad de los registros

Una vez terminado este proceso y si se observa que los registros se encuentran dentro de las restricciones establecidas, el análisis termina, la Figura 6 muestra los datos corregidos del Sistema Argos, no se

hicieron interpolaciones de ninguna clase, para la recuperación de datos, porque eran demasiados los datos ausentes en un periodo de tiempo.

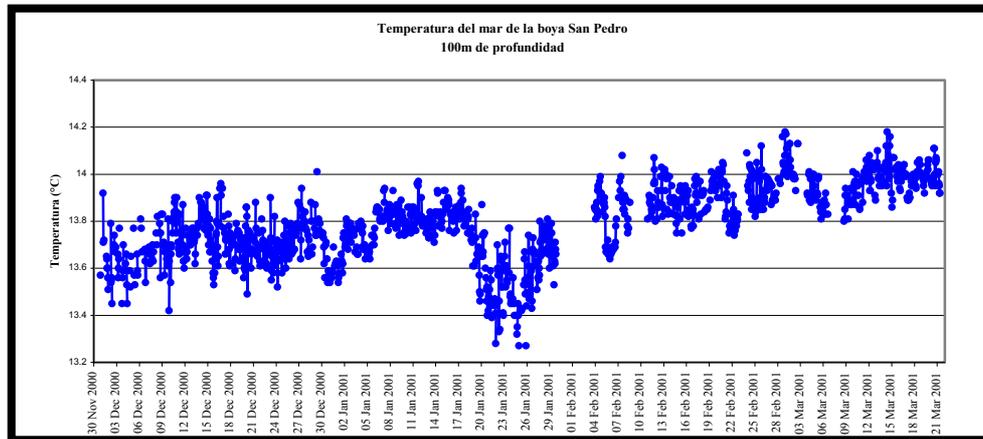


Figura 6. Datos del Sistema Argos, resultado del tratamiento de control de calidad

Datos adquiridos a través del Datalogger

El sistema de almacenamiento Datalogger, recepciona datos cada 10 minutos, luego hace un promedio de 6 registros y obtiene el promedio horario, éste registro es transmitido al satélite, en la Figura 8, se observa la diferencia entre los registros almacenados en el Datalogger y los registros de transmisión del Sistema Argos.

Los datos almacenados en el Datalogger fueron analizados con el mismo

procedimiento que los datos del Sistema Argos. En la Figura 7 se observa la calidad de datos obtenidas luego del control de calidad, del Sistema Argos y Datalogger, se eligió un periodo común, como representación gráfica. Nótese que hay periodos en donde son mayores los datos faltantes del Sistema Argos, lo que nos indica una posible falla en la transmisión o recepción de datos.

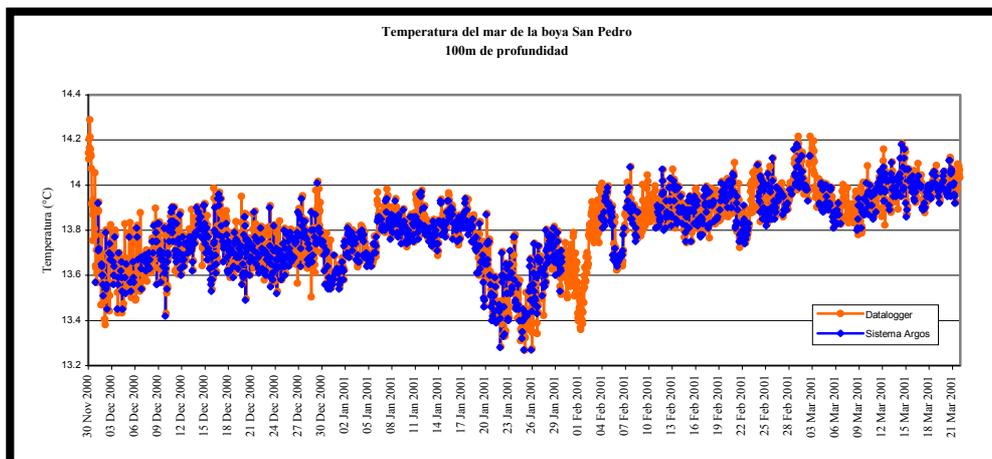


Figura 7. Calidad de datos del Sistema Argos y Datalogger, para un periodo común

Los datos de salinidad del mar del Sistema Argos fueron muy erróneos, en la Figura 8 se observa primero los datos almacenados por la boya en el Datalogger, seguidamente lo que se recibe mediante el Sistema Argos y en la parte final de la Figura la diferencia entre los registros del Sistema Argos y Datalogger para el mismo

periodo de tiempo, 16, 17 y 18 de diciembre de 2000.

El periodo de tiempo analizado de la base de datos de almacenamiento Datalogger, se presenta en la Tabla 4.

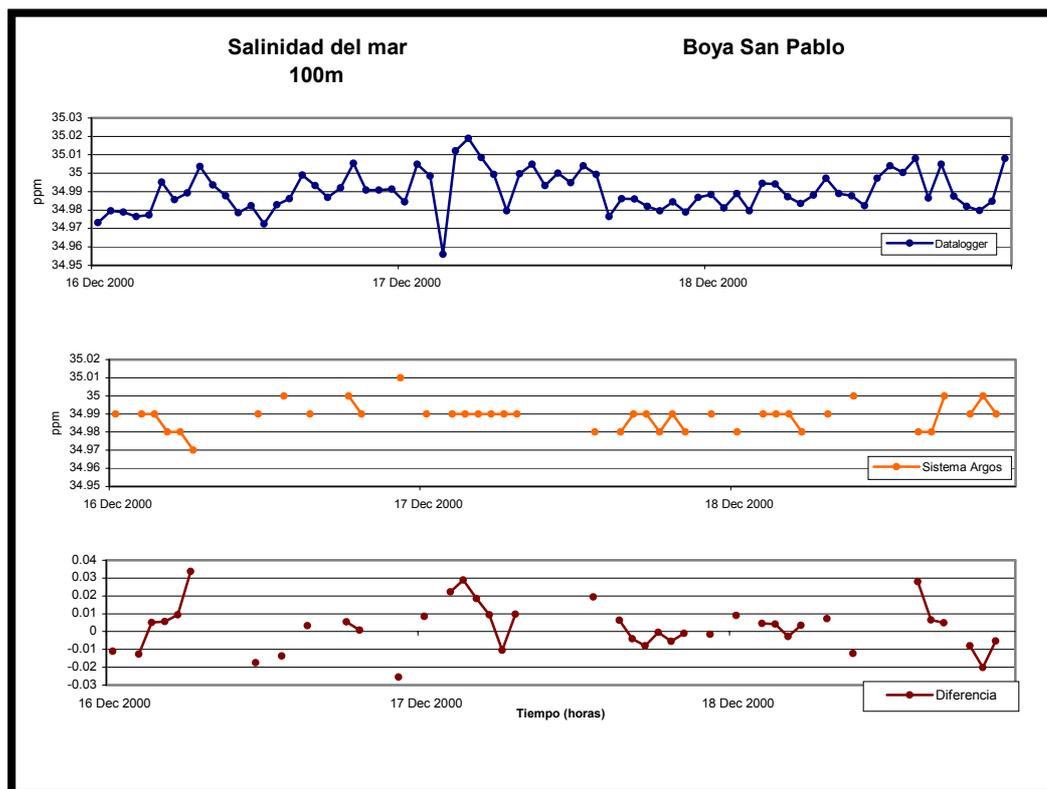


Figura 8. Diferencia de calidad de datos, luego del control de calidad, entre el Sistema Argos y Datalogger

Tabla 4. Variables y periodo de análisis de la base de datos almacenados en el Datalogger

Boyas/ Variables	Temperatura del mar (°C)	Salinidad del mar (ppm)	Velocidad de viento (m/s)	Dirección de viento (grados)
Virgen de las Mercedes	01/10/00 - 05/11/01	01/10/00 - 05/11/01	01/10/00 - 31/12/00	01/10/00 - 31/12/00
Virgen del Carmen	01/10/00 - 30/11/00	01/10/00 - 30/11/00	01/10/00 - 27/11/00	01/10/00 - 27/11/00
San Pablo	01/10/00 - 14/05/01	01/10/00 - 14/05/01	01/10/00 - 30/06/01	01/10/00 - 30/06/01
San Pedro	01/10/00 - 11/11/01	01/10/00 - 31/10/01	01/10/00 - 24/02/01	01/10/00 - 24/02/01

Comparación entre las boyas peruanas y las del proyecto TAO TRITON

A continuación se hace un análisis de los datos de las boyas de TAO TRITON y las peruanas, con el fin de comparar la consistencia de los datos. La comparación entre las boyas del proyecto Naylamp y las correspondientes al proyecto TAO TRITON se observa en la Figura 9, la climatología fue obtenida haciendo un

promedio del mes de enero de los años 1994 – 2001, periodo de operación de la boya localizada en 5°s 95°w, se eligió esta fecha debido a que 3 de las 4 boyas peruanas tienen un registro de la variable Temperatura de mar para este periodo, como se aprecian en la Figura los valores no difieren mucho del valor climatológico, siendo las más cercanas la de mejor aproximación.

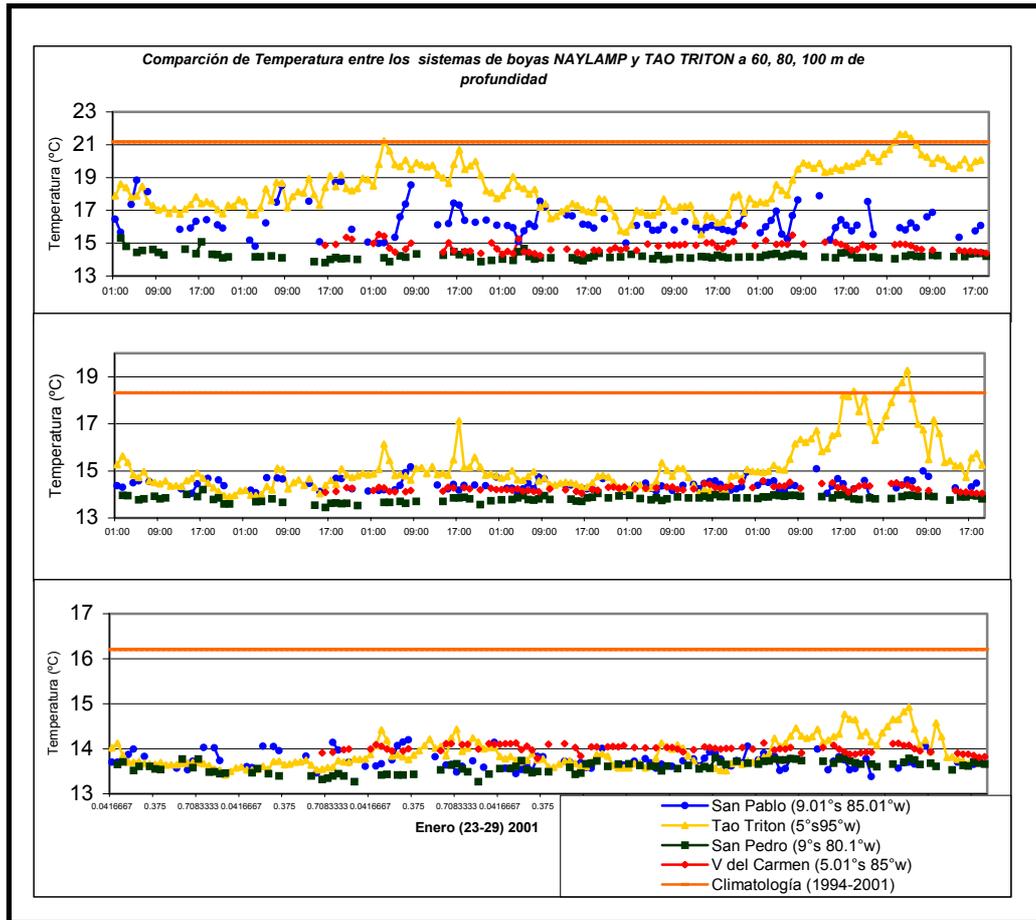


Figura 9. Comparación del sistema de boyas NAYLAMP y TAO TRITON, de la variable temperatura del mar a 60, 80 y 100 metros de profundidad respectivamente

El periodo de funcionamiento de la boya TAO TRITON en el punto 5°s95°w es relativamente corto para establecer una climatología confiable, por esta razón se comparó también con los valores climatológicos de Levitus y Boyer [8]. En este caso se observa que los valores de las boyas peruanas se aproximan a los valores de la climatología de Levitus y Boyer, considerando que estos datos provienen de

un año frío. Ver Figura 10. La climatología de la gráfica A se utilizó para la comparación con las boyas Virgen de las Mercedes y Virgen del Carmen; la gráfica B para la comparación con las boyas San Pedro y San Pablo; las gráficas C y D, para ser comparadas con las correspondientes a las de TAO TRITON.

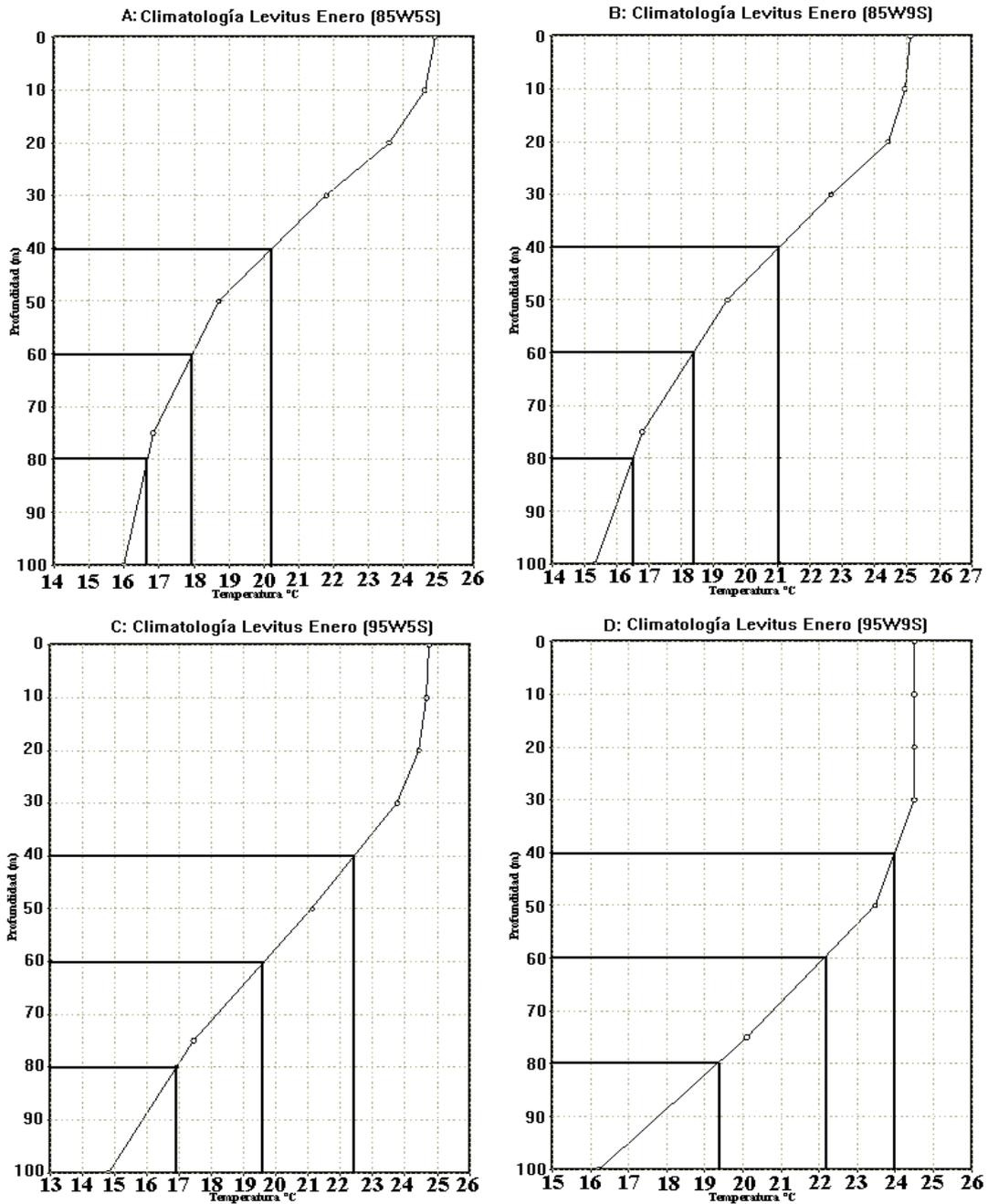


Figura 10. Climatologías de LEVITUS para las coordenadas correspondientes a las boyas TAO TRITON y NAYLAMP

CONCLUSIONES

La finalidad del control de calidad es detectar datos errados y, si es posible corregirlos; emplear el análisis manual es una buena técnica, porque permite detectar en los registros errores sutiles o que escapan a las pruebas normales de control de calidad automatizadas.

El periodo de tiempo de registros del Sistema Argos es menor respecto al

periodo de tiempo del sistema de almacenamiento de datos Datalogger.

Se observa que los datos recepcionados mediante el Sistema Argos difiere de los datos almacenados en el Datalogger, esto es posiblemente producto de alguna falla de transmisión o recepción de datos, aun no se ha determinado.

Los registros de Salinidad del mar en el Sistema Argos, presentaron mayor cantidad de datos erróneos y ausentes en

comparación con las demás variables registradas.

Como resultado de este trabajo se obtuvo una base de datos confiable para el desarrollo de futuros trabajos de investigación. Se obtuvieron registros gráficos temporales de las variables, de fácil manejo y accesibilidad.

AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Geofísico del Perú, por contribuir al desarrollo de la investigación científica. Al Director del Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima, Dr. Pablo Lagos por brindarme la oportunidad de desarrollarme profesionalmente. Al MSc. Nicolás Cruz por su apoyo y asesoramiento en el desarrollo de este proyecto. También mi agradecimiento a la Dra. Yamina Silva por la orientación correspondiente y a todos los integrantes del CPNTC por brindarme su amistad y apoyo incondicional.

BIBLIOGRAFÍA

[1] ARGOS <http://www.argos.sinc.com/documents/sysdesc.pdf>

[2] Organización Meteorológica Mundial, Guía del sistema Mundial de Proceso de Datos, OMM-Nro 305, edición de 1993.

[3] Pan, J-J., Bonnin, G., Motl, R., Friedeman, H. (1998): Recent Developments in Data Analysis Quality Control and Data Browsing at the National Weather Service Office of Hydrology. <http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/papers/ams/ams98-4.htm>

[4] MADIS Meteorological Surface Quality Control. http://www.sdd.fsl.noaa.gov/MADIS/madis_sfc_qc.html

[5] The Tao project: Data Quality Control. http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/qc.html

[6] DATA delivery http://www.pmel.noaa.gov/tao/data_deliv

[7] Index of / Data /Archive / syn <http://www.met.fsu.edu/DATA/archive/syn/>

[8] Levitus, S. y Boyer, T. (1994C). World ocean atlas 1994 Volume 4; Temperatura. NOAA ATLAS NESDIS 4. 117 PP.

COMPARACIÓN ENTRE LA PRECIPITACIÓN MEDIDA POR SATELITE Y ESTACIONES DE SUPERFICIE EN LA COSTA NORTE DEL PERU

JORGE ENRIQUE FLORES ROJAS

*Facultad de Ciencias
Universidad Nacional Agraria La Molina
Jorgef@huascarán.igp.gbo.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dra. Yamina Silva Vidal
Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima*

ABSTRACT

Con la finalidad de obtener una mejor estimación de la distribución espacial y temporal de la precipitación, se ha realizado una comparación entre la precipitación medida por el satélite Tropical Research Measurement Mision (TRMM) y la observada en seis estaciones meteorológicas, ubicadas en la costa norte del Perú. El estudio se realizó para los meses de marzo-abril del 2002, mediante la correlación de las series temporales de precipitación diaria, en un periodo de 44 días. Los resultados indican una baja correlación asociado a un alto grado de dispersión, sin embargo las estimaciones de satélite siguen la tendencia de la variación temporal de los datos de superficie. Estos deben ser considerados como resultados preliminares para determinar las diferencias entre la precipitación obtenida por estimaciones de satélite y los datos de superficie.

INTRODUCCIÓN

En el Perú la precipitación se caracteriza por presentar episodios intensos condicionados por factores permanentes y variables; tales como la cordillera de los Andes, las perturbaciones de la circulación atmosférica, las corrientes oceánicas, y otros factores locales, lo cual resulta en una gran variabilidad espacial y temporal. Razón por la cual la mitigación de los impactos causados por episodios lluviosos intensos, por ejemplo, durante un evento “El Niño” obligan a que los pronósticos de lluvias sean acertados, Para lo cual se usan técnicas sofisticadas como son los Modelos Numéricos de predicción del Tiempo (NWP, siglas en ingles). Sin embargo, estos modelos se encuentran en desarrollo y requieren una adecuada validación de los pronósticos; y esta debe hacerse por regiones. Para la validación de los modelos se requiere contar con información observada de las variables pronosticadas, tales como temperatura, humedad, precipitación, presión atmosférica, etc. Debido a que la red de estaciones meteorológicas no es muy densa, se hace muy dificultoso contar con una buena distribución espacial de las variables, siendo el mas complejo la precipitación por ser una

variable discreta. Por ello, es imprescindible el uso de la información meteorológica obtenida mediante los satélites, tales como el GOES y el TRMM, los cuales ofrecen productos ampliamente empleados en la actualidad para obtener registros de precipitación.

En el presente trabajo se realiza la comparación entre la precipitación medida por el satélite TRMM y los datos registrados en estaciones de superficie. Como región piloto se tomará solo la costa norte, durante el periodo de lluvias (marzo - abril del 2002). Los resultados del presente estudio, nos permitirá determinar la utilidad de la información satelital para posteriormente validar el modelo MM5 (Modelo de Meso escala de 5ª generación). Desarrollado por la *Pennsylvania State University* y el *Nacional Center for Atmospheric Research (PSU/NCAR)*, que actualmente es corrido operacionalmente en el Instituto Geofísico del Perú.

ANTECEDENTES

El desarrollo de modelos numéricos durante las últimas décadas ha llevado a una mejora considerable en la habilidad de previsión del tiempo y clima. Este adelanto se ve reflejado

en al aumento de cantidad de productos como herramientas para la elaboración de pronósticos, sin embargo, estos requieren ser analizados, validados, y calibrados para una región específica. De particular importancia para el modelamiento del tiempo y clima son los errores de naturaleza sistemática (o casos independientes), tales deficiencias dan lugar a tendencias erróneas en los pronósticos del tiempo, generando condiciones atmosféricas diferentes a las observadas.

El pronóstico numérico de la precipitación es esencial para muchos o casi todos los estudios de episodios de intensa precipitación. El número de estimaciones para obtener una distribución espacial de precipitación es variado; Algunas de estas son derivadas de estaciones de observaciones en superficie, las cuales son generalmente consideradas adecuadas en tierra y para regiones con una densa red de estaciones; otras son derivadas de mediciones por satélite obtenidas a través de radiación en onda larga (Arkin y Meisner, 1987; Arkin y Ardanuy, 1989), mientras que en el océano provienen de observaciones del tiempo en cruceros oceanográficos, acoplados con estimaciones de precipitación realizadas a través de mediciones de radiación infrarroja de los satélites. Las diferencias entre la precipitación estimada por satélite y la medida en superficie, no son despreciables, pero son generalmente más pequeñas que las diferencias entre la precipitación medida y los simulados o pronosticados por los modelos de simulación. Mientras todos los modelos simulan ampliamente el patrón de las precipitaciones a escala sinóptica, es difícil obtenerlos con suficientes detalles como para ser útiles en algunas regiones al nivel de cuencas o valles. Un problema con la validación usando estaciones de observación en superficie es su gran dispersión, Asociado a esto es que la precipitación puede ser un fenómeno muy local, las observaciones en una estación determinada pueden no ser representativas para regiones con escalas horizontales menores a la resolución de los modelos. Por ello se ha establecido utilizar estimaciones de precipitación basadas en satélite que permiten tener amplia cobertura de información espacial para una región determinada (Silva y Takahashi, 2000).

METODOLOGIA

Para realizar la comparación se ha utilizado la información de precipitación observada por el satélite TRMM, haciendo uso del producto: 3B42. el cual provee de datos diarios mediante tasas de precipitación en mm/h, con una resolución de 1°x1°. Con respecto a los datos observados en superficie, estas provienen de estaciones automáticas del tipo Data Collection Platform (DCPs) instaladas mediante el proyecto “Mejoramiento de la Capacidad del Pronóstico y Evaluación del Fenómeno El Niño para la Prevención y Mitigación de Desastres en el Perú”¹. Como trabajo piloto se usaron solo los datos de las estaciones ubicadas en la costa Norte (ver Figura 1a), cuyas coordenadas se muestran en la Tabla 1.

Tabla 1. Características de las Estaciones

ESTACIÓN	TIPO	LAT	Lon.	MSNM
Ayabaca	meteorológica	-4° 63	-79° 72	2700
el Tigre	hidrológica	-3° 77	-80° 45	45
Huarmaca	meteorológica	-5° 57	-79° 52	2810
Caleta la Cruz	costera	-3° 62	-80° 58	0
Paita	costera	-5° 07	-81° 10	0
Piura	meteorológica	-5° 18	-80° 60	---



Figura 1a. Ubicación del área de estudio, incluyendo la ubicación de las estaciones



¹ Proyecto a cargo del ENFEN (Estudio Nacional del Fenómeno El Niño), ejecutado por la DHN, SENAMHI, IMARPE e IGP.

Se considero un periodo de 43 días durante la temporada de lluvias en esta región, a partir del primero de marzo del 2002 hasta el 13 de abril del mismo año. La primera fase del trabajo constituyó en la adquisición de los datos de las DCPs y las imágenes del TRMM para cada estación. Los datos así obtenidos corresponden a la grilla del área de estudio (ver Figura 1b), La segunda fase del trabajo se realiza usando el software Graphyc Análisis Display System (GRADS v1.5.1.12). Se elaboraron las graficas de la información en escalas de tiempo adecuadas que permiten visualizar las diferencias entre los valores de precipitación, Es necesario que las variables en estudio se obtengan en unidades equivalentes para el caso de la información satelital la tasa de precipitación fue llevada a unidades equivalentes multiplicando por 24 horas. El análisis se realiza mediante la correlación de las series temporales; este índice nos muestra el grado de relación entre las variables en estudio. Según Córdoba (1995) una alta correlación no es una condición suficiente para un análisis satisfactorio. Por ello será necesario además determinar la magnitud de las diferencias entre los elementos los datos obtenidos de las DCPs y los datos del TRMM.

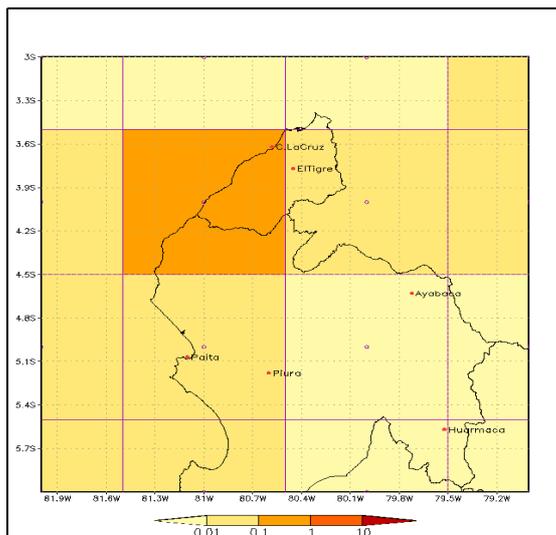


Figura 1b. La grilla que utiliza el satélite en el área de estudio

Así como el grado de dispersión el cual puede hacerse mediante el calculo de la desviación estándar. No se ha realizado un análisis espacial debido a la escasa densidad de estaciones ubicadas en el área de estudio. En los casos que mas de 1 estación se encontraba en la misma grilla se procedió a asociar dichas estaciones promediándose la data como es el caso de Paita y Piura (asociación 1), la cual será correlacionada con los datos del TRMM para esa grilla , igualmente para las estaciones Caleta la Cruz y El tigre (asociación 2), a pesar de estar en grillas diferentes debido a su proximidad se correlaciona con la data del TRMM para ambas estaciones .

Para el calculo de los coeficientes mostrados en la Tabla 2 se utilizaron las formulas cuyo esquema general es a continuación mostrado:

Formulas Utilizadas

$$S_x = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}$$

$$r_{xy} = \frac{COV(x,y)}{S_x S_y}$$

$$\Delta = \bar{X}_{ob.} - \bar{X}_{reg}$$

Donde

COV(x,y) es la covarianza de las variables en estudio , S_x y S_y son las desviaciones estándar de las variables,

\bar{X}_{reg} media de la variable registrada

\bar{X}_{ob} media de la variable observada

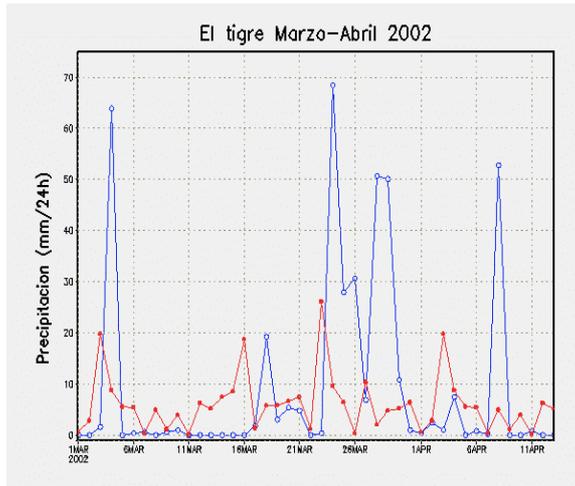


Figura 2. El Tigre
3°77S / 80°45W

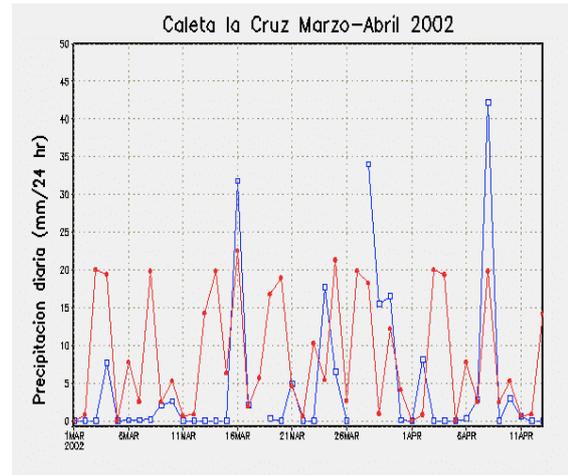


Figura 4a. Caleta la Cruz
3°62S / 80°58W

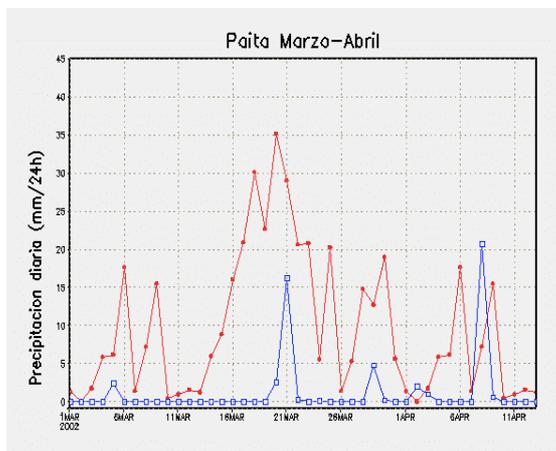


Figura 3a. Paita
5°07S / 8°10W

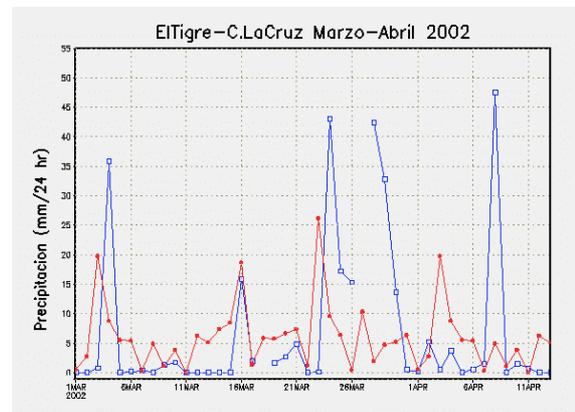


Figura 4b. Asociación 2

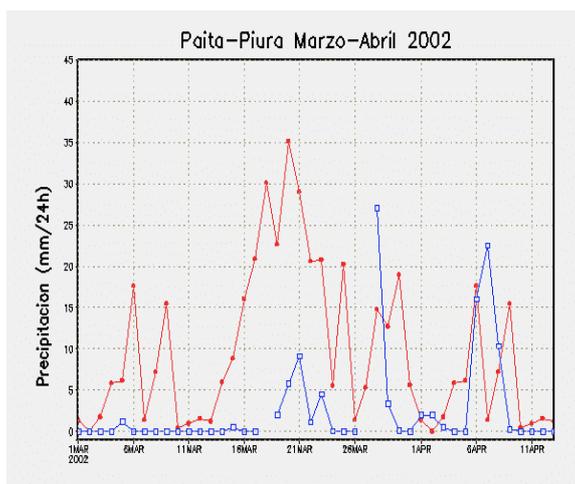


Figura 3b. Asociación 1

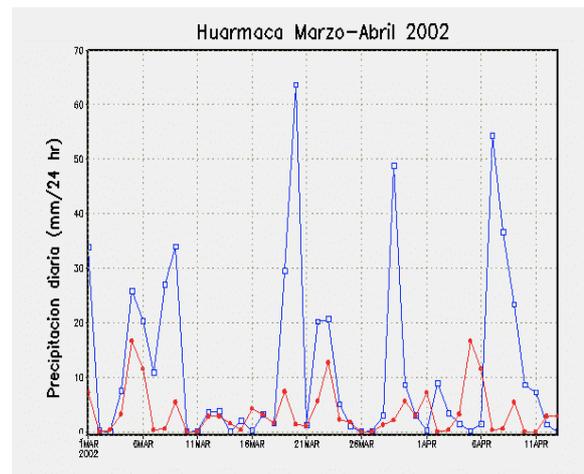


Figura 5. Huarmaca
5°57S / 79°52W

Comparación entre la precipitación medida por satélite en el Norte de Perú

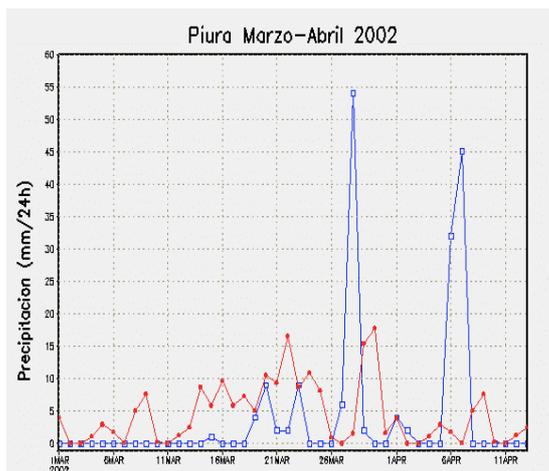


Figura 6. Piura 5°18S/ 80°60 W

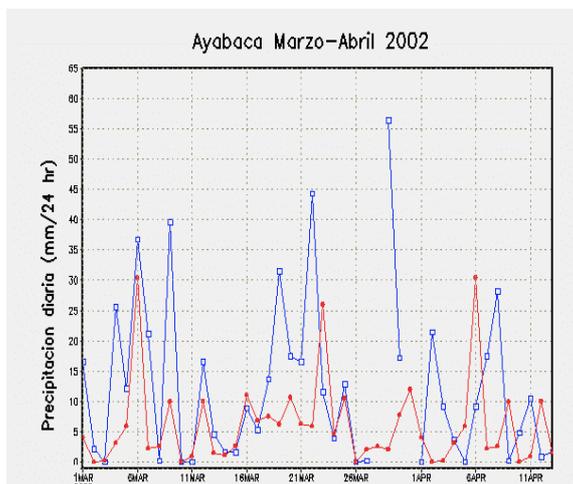


Figura 7. Estación de Ayabaca
4°63S /79°72W

RESULTADOS

El análisis de la variación temporal de la precipitación obtenida por el satélite TRMM comparada con las estaciones de superficie DCPs (ver las figuras 2 a 7), muestra que la medición por satélite tiende a sub. estimar la precipitación, excepto para la estación Paita. Tampoco es posible descartar errores inherentes a los equipos lo cual puede influir en la calidad de la información. Los coeficientes de correlación mostrados en la Tabla 2 indican bajo grado de asociación entre estas dos series. Además del corto periodo de estudio en el que no es posible determinar un comportamiento característico. La magnitud de las

diferencias oscilan entre 2.96 y 9.47 mm, siendo las estaciones de Paita y El Tigre las que presentan los valores mas altos y bajos respectivamente. La desviación estándar muestra valores elevados, asociados a un alto grado de dispersión. En cuanto a las asociaciones 1 (Paita y Piura) y 2 (Caleta la Cruz y El tigre). se determino que estas incrementan la correlación comparada con la obtenida para 1 sola estación dentro de la misma grilla, aunque estos índices aun son muy bajos. Estos resultados sugieren que con una mayor numero de estaciones asociadas es posible mejorar el grado de correlación. Los gráficos 8a al 8h muestran la dispersión de los datos de precipitación registrados en superficie (abscisa) y en el satélite (ordenada).

Tabla 2. Coeficientes Encontrados

Índices	Coef. corr.	Diferencia	Desv. Estándar
Ayabaca	0.229	4.97	13.88
El tigre	0.001	2.96	18.11
Paita.	0.202	9.47	9.47
Caleta la cruz	0.335	-3.72	10.1
Huarmaca	0.115	6.97	15.60
Piura	0.112	-7.257	5.978
Asociacion 1	0.223	6.723	12.221
Asocacion 2	0.039	2.117	9.784

CONCLUSIONES

Los resultados preliminares obtenidos para el periodo de estudio, indican que para las estaciones analizadas hay una baja correlación asociada a un alto grado de dispersión, sin embargo los valores registrados por el satélite siguen la tendencia de la variación temporal de los datos de superficie. Sin embargo estos deben considerados como resultados preliminares para determinar las diferencias entre la precipitación obtenida por mediciones de satélite y los datos de superficie. La información de datos medidos por satélite representan un opción viable técnica y económicamente, para realizar la validación de modelos

numéricos para el pronóstico del tiempo y clima. Basándonos en lo expuesto, es necesario caracterizar los patrones de

variación espacio temporal para determinar el grado de confiabilidad de la información.

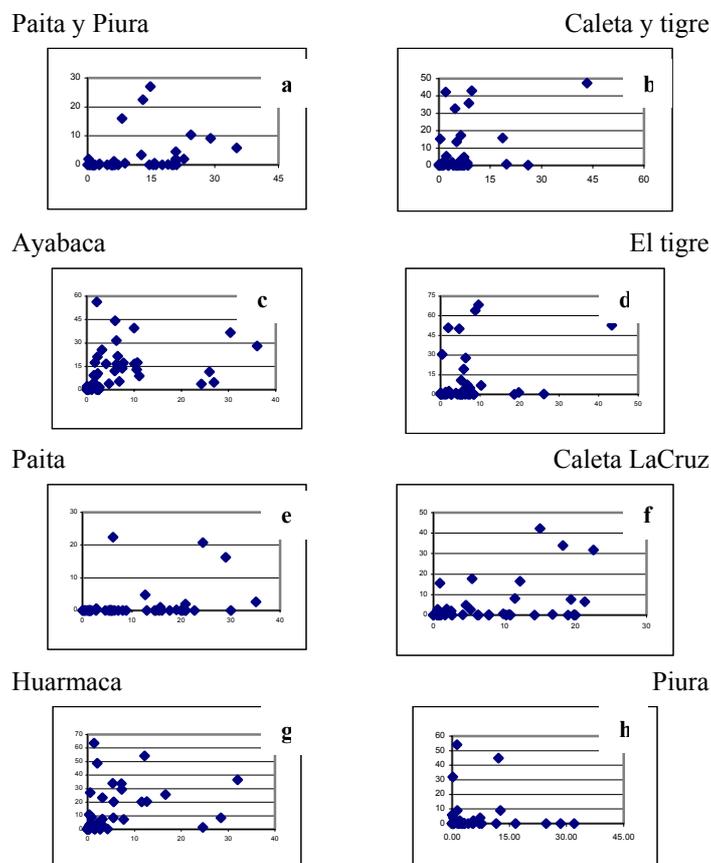


Figura 8. Dispersión de datos de precipitación. En la superficie (abscisa) y de satélite (ordenadas).

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer al Instituto Geofísico del Perú, por haberme brindado la oportunidad de desarrollar mis prácticas pre profesional en modelamiento Numérico. De manera especial al Dr. Pablo Lagos y a la Dra. Yamina Silva, así como ha todo el equipo del Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima por su constante e invaluable apoyo.

BIBLIOGRAFIA

Arkin. A., y Ardanuy E., (1989): Estimating Climatic-scale precipitation from space: a review. *J. Clim.*, 2, 1229-1238

Arkin. A., y Meisner N., (1987): The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-1984, *Mon. Weath. Rev.*, 115, 51-74.

Córdova M., (1995). Estadística Descripyiva e Inferencial. Ed. Mosquera. pp75 –90.

Silva Y., y Takhashi K., (2000): Comparación entre los esquemas de parametrizacion de Cúmulos de Grell y Kuho. Preprint of the Tenth PSU/NCAR “Mesoscale Modeling System Users” Workshop, June, 21-23. Lima – Perú.

DETERMINACIÓN DE LA ZONA DE WADATI – BENIOFF EN EL BORDE OCCIDENTAL DE SUDAMÉRICA

RODRIGO RUBEN QUISPE CHURA

*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
rod_qc@axil.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Ing. Isabel Bernal
Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología*

RESUMEN

En este estudio se describe las principales características geodinámicas y la distribución de la sismicidad en el borde Occidental de Sudamérica, con la finalidad de definir las zonas de mayor potencial sísmico y el modo de subducción de la placa de Nazca. Para tal fin, se hace uso de la base de datos sísmicos extraída del catálogo del National Earthquake Information Center (NEIC) para el periodo comprendido entre los años 1980-2001 ($m_b \geq 4.0$). La geometría de la zona de Wadati - Benioff es analizada para las regiones I (Colombia y Ecuador), II (Perú) y III (Chile) a partir de las tendencias medias de la sismicidad observada en una serie de secciones perpendiculares a la fosa Perú-Chile. Los resultados indican que la geometría de la zona de Wadati - Benioff es heterogénea y se caracteriza por la presencia alternada de dos modos de subducción: una *normal* y otra *subhorizontal*; a largo del borde Occidental de Sudamérica.

INTRODUCCIÓN

El borde Occidental de Sudamérica es una de las regiones sísmicas de mayor actividad del mundo, debido al proceso de subducción de la placa de Nazca (litosfera oceánica) bajo la Sudamericana (litosfera continental). Este proceso origina sismos a diferentes niveles de profundidad y con magnitudes tan elevadas que pueden llegar a producir grandes catástrofes con cuantiosos daños materiales y pérdidas de vidas humanas. Los primeros estudios realizados para conocer la geometría de las placas subducentes fueron realizados por Wadati y Benioff (1935), los mismos que propusieron que la geometría de la placa dentro del proceso de subducción, tendría su origen, en la presencia de una gigantesca falla de penetración entre dos cuerpos rígidos. Esta hipótesis es muy cercana a la que actualmente define a una zona de subducción y es conocida como zona de Wadati-Benioff.

La geometría de la placa de Nazca bajo la Sudamericana ha sido ampliamente analizada y evaluada por diversos autores

a partir de la distribución de la sismicidad mundial (Barazangi y Isacks, 1976; Hasegawa y Sacks, 1981; Grange, 1984; Cooper et al, 1987; Cahill y Isacks, 1992; Fuenzalida et al, 1992; Taboada et al; 1998; Tavera y Buform, 1998; Madariaga, 1998, Bernal, 2002, etc). utilizando datos extraídos del National Earthquake Information Center (NEIC) o de redes regionales. En general, todos estos estudios sugieren la presencia de una placa de Nazca con una geometría muy heterogénea y caracterizada principalmente, por presentar diferentes modos de subducción por debajo del continente: una subducción normal y otra subhorizontal.

En el presente estudio se hace uso de una base de datos de 21 años (1980-2001) extraída del catálogo del NEIC a fin de analizar y evaluar la distribución espacial de los sismos en el borde Occidental de Sudamérica y configurar la geometría de la zona de Wadati-Benioff a partir de las tendencias medias de la distribución en profundidad de los focos sísmicos.

CARACTERÍSTICAS GEODINÁMICAS

El entorno geodinámico del Borde Occidental de Sudamérica es muy complejo y tiene su origen en la convergencia de las placas de Nazca y Sudamérica dentro del proceso de subducción (Figura 1). Este proceso ha dado origen a diferentes niveles de deformación en la corteza continental hasta la formación de la Cordillera de los Andes y la consecuente formación de sistemas de fallas, cadenas de volcanes, etc. Asimismo la convergencia de placas ha dado origen a la formación de importantes rasgos estructurales que en la actualidad controlan el proceso de deformación en el borde Occidental de Sudamérica. Entre estos rasgos estructurales se puede mencionar los siguientes:

La Fosa Perú-Chile marca el inicio del proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana desde Colombia hasta la Tierra del Fuego en Chile. La fosa Perú-Chile se presenta paralela al borde Occidental de Sudamérica y alcanza profundidades máximas de 6000m (Heras, 2002). La fosa presenta diversas orientaciones, NE-SW en Ecuador y Colombia, NNW-SSE en el Norte y Centro de Perú, NW-SE en la región Sur de Perú y finalmente, N-S en Chile.

La Fractura de Mendaña se localiza en el extremo NW de la región central de Perú entre 10° y 12° de Latitud Sur, y presenta un ancho de 150 km aproximadamente con una orientación N62° (Kulm et al. 1983). Esta fractura sería una antigua zona de divergencia de placas.

Las Dorsales Oceánicas son cordilleras submarinas que se elevan sobre el fondo oceánico y tienen su origen en antiguas zonas de generación de corteza. En el área de estudio se encuentran las dorsales de Carnegie, Nazca y Juan Fernández.

La Cordillera de los Andes es una cadena montañosa que se extiende a lo largo del borde Occidental de Sudamérica, desde

Venezuela hasta la Tierra del fuego en Chile, sobre una longitud de 8000 km y espesores que fluctúan entre 50 a 70 km (James 1971). Esta cordillera, determina y condiciona territorios en 7 países: Chile Argentina, Bolivia, Perú, Ecuador, Colombia y Venezuela.

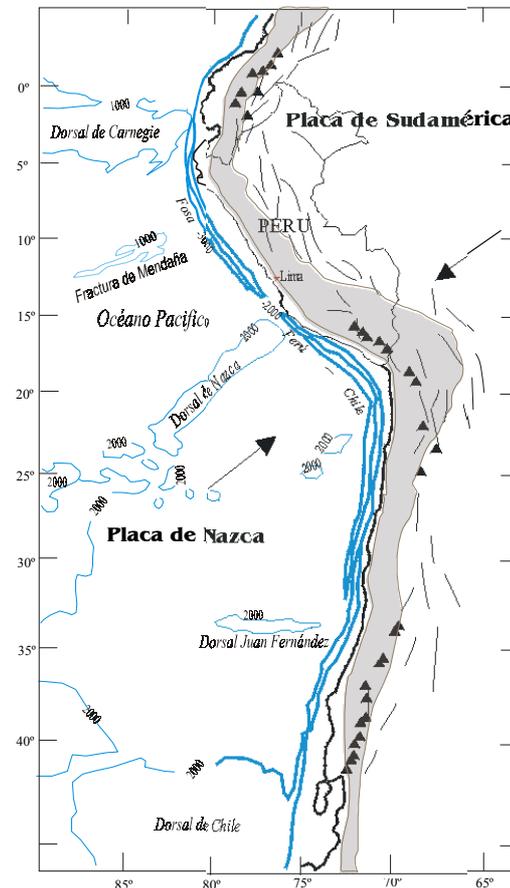


Figura 1. Esquema que muestra los principales rasgos tectónicos presentes en la placa de Nazca y en el borde Occidental de Sudamérica. Los triángulos indican la localización de los volcanes y las líneas representan a los principales sistemas de fallas. El área sombreada corresponde a la Cordillera de los Andes y las flechas la dirección de convergencia de placas (DeMets et al,1990). La Figura interior representa el esquema del proceso de subducción.

La Cadena Volcánica debe su origen al proceso de subducción, y se distribuye formando tres agrupamientos (Figura 1): el primero sobre Colombia y Ecuador entre las latitudes 5°N y -2°S, el segundo en la zona Sur de Perú y Norte de Chile entre -16°S y -27°S con una orientación NE-SE y el tercero, al Sur de Chile por debajo de los -33°S hasta la Tierra del Fuego.

Los Sistemas de Fallas presentes en el borde Occidental de Sudamérica, deben su origen a la continua deformación de la Cordillera de los Andes y en general, se distribuyen paralelos a la misma con diferentes longitudes y características. Entre los principales sistemas de fallas se puede mencionar los siguientes: en *Colombia*, el Romeral, Cauca, Farallones, Buenaventura, Golfo de Tortugas, río Magdalena, (OSSO,1998); en *Ecuador*, las fallas de Guayaquil, Babahoyo, Santo Domingo, Toisán, Maldonado, Jama, (Suárez, 1983); en *Perú*, fallas de Moyobamba, Satipo, Madre de Dios, Cordillera Blanca, Tambomachay, Huaytapallana (Bernal, 2002) y en *Chile*, Andina, Atacama, Domeyko, Pucuro, Chacabuco, Liquiñe y Ofqui (Muñoz et al, 1996).

Todos los elementos geodinámicos descritos anteriormente, son causantes del importante índice de sismicidad presente en el borde Occidental de Sudamérica.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA SISMICIDAD

Para realizar un análisis detallado de la distribución espacial de los sismos en el borde Occidental de Sudamérica, se procede a elaborar mapas de sismicidad en función de la profundidad de sus focos siguiendo el criterio establecido por Tavera y Buforn (1998); y Bernal (2002): sismos con foco superficial ($h \leq 60\text{km}$), intermedio ($60 < h \leq 300\text{km}$) y profundo ($h > 300\text{km}$), Figura 2.

Sismos con foco superficial

En la Figura 2a, se observa que los sismos con foco superficial se distribuyen, en mayoría, entre la fosa y la línea de costa, siendo esta zona donde se producen los sismos de magnitud elevada con relativa frecuencia (Arequipa, 2001). Asimismo, en la figura 2a se observa algunas concentraciones de sismos sobre las latitudes 2°N , -3°S , -15°S y -33°S coincidiendo, las tres últimas, con la incidencia de las dorsales oceánicas al continente. Asimismo, se nota la presencia de algunas áreas con un menor índice de

sismos (Ls1 , Ls2 y Ls3) y estas pueden ser asociadas a la presencia de algunas zonas de laguna sísmica. Otros grupos de sismos con foco superficial se distribuyen en el interior del continente sobre los principales sistemas de fallas activas. En general, la sismicidad con foco superficial esta asociada directamente al proceso de subducción en sus niveles iniciales (fricción de placas) y a la deformación cortical presente en el interior del continente.

Sismos con foco intermedio

En la Figura 2b se observa que la sismicidad con foco intermedio se distribuye de manera general en el interior del continente formando diferentes agrupamientos. El primer grupo se localiza por encima de los 2°N (Colombia), el segundo entre -2°S y -11°S (Ecuador y Perú). El tercer agrupamiento se encuentra entre -14°S y -25°S (Perú-Chile) y considera un mayor número de sismos con respecto a los anteriores. Un último agrupamiento se localiza entre las latitudes 27°S y 37°S (Chile). En general, la distribución espacial de los sismos con foco intermedio muestra la presencia de importantes áreas con ausencia de sismicidad pudiendo ser asociadas a áreas que no han sufrido ruptura (I1 , I2 , I3 , I4). La sismicidad con foco intermedio está relacionada con los procesos de fricción y deformación de la placa subducente y es el indicador directo de la geometría de la placa de Nazca por debajo del continente.

Sismos con foco profundo

Los sismos con foco profundo, se distribuyen formando tres grupos bien definidos (Figura 2b); el primero se localiza en el límite Perú-Brasil entre -6°S y -11°S con una orientación N-S, y el segundo próximo al límite Perú-Bolivia entre -13°S y -14°S de latitud con una orientación predominante E-W. Un tercer grupo, se ubica entre 21°S y 29°S latitud Sur con un rumbo predominante N-S sobre territorio argentino y boliviano. La naturaleza del origen de estos sismos aun sigue siendo tema de investigación.

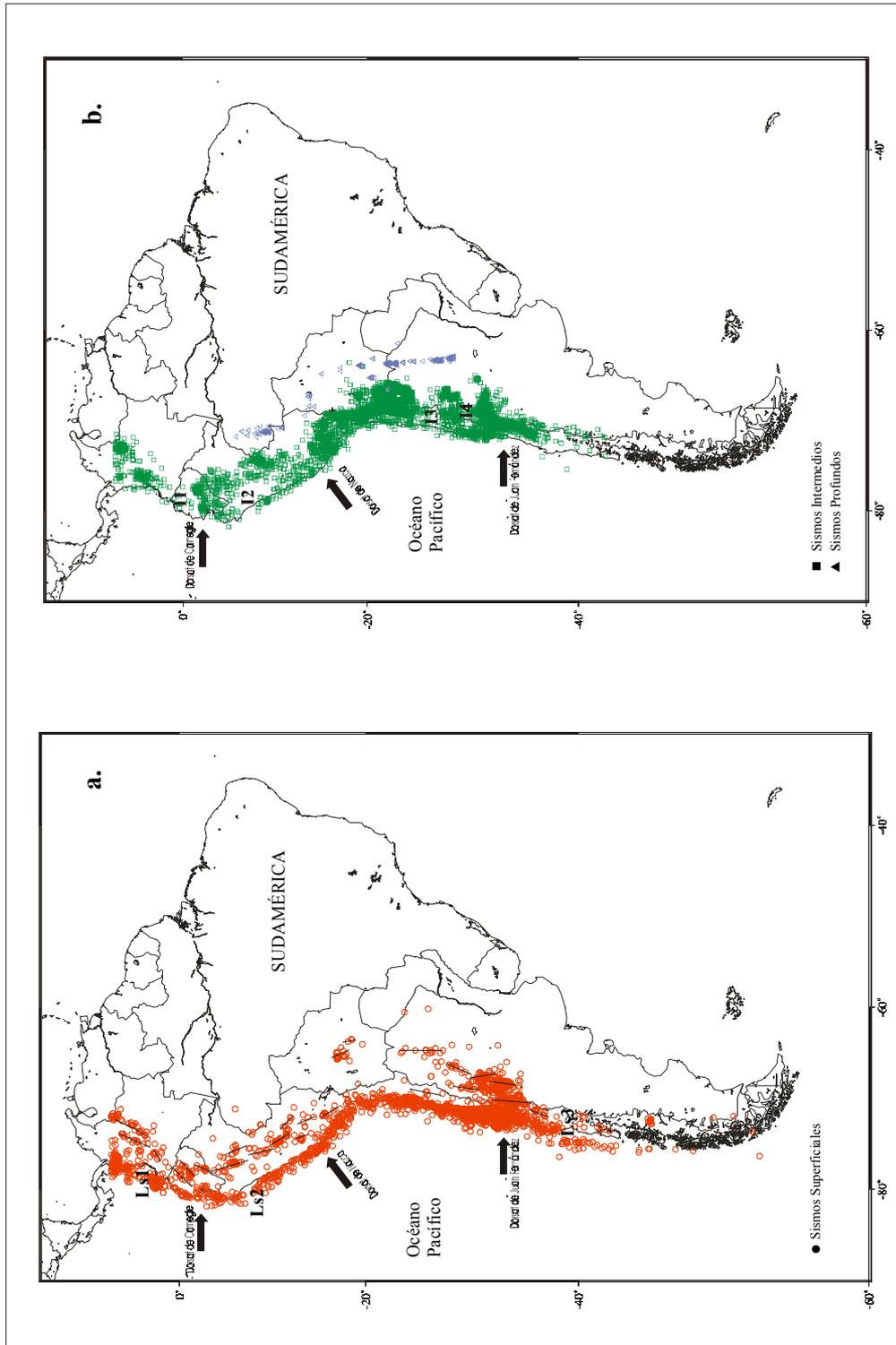


Figura 2. Mapa de sismicidad para Sudamérica, periodo 1980-2001 ($mb \geq 4.0$). a) Sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km) y b) Sismos con foco intermedio ($60 < h \leq 300$ km) y profundo ($h > 300$ km).

Distribución en Profundidad de los Sismos

La distribución en profundidad de los sismos es analizada partir de 59 secciones verticales de sismicidad (Figura 3) construidos y enumerados de Norte a Sur. Las secciones han sido elaboradas con una orientación perpendicular a la línea de fosa

con anchos y longitudes que varían de acuerdo a la densidad de sismos en cada región, y por el cambio en la orientación de la línea de fosa. A fin de realizar un mejor análisis de los datos, se ha visto por conveniente dividir el borde Occidental de Sudamérica en tres regiones: Región I (Colombia y Ecuador), Región II (Perú) y Región III (Chile).

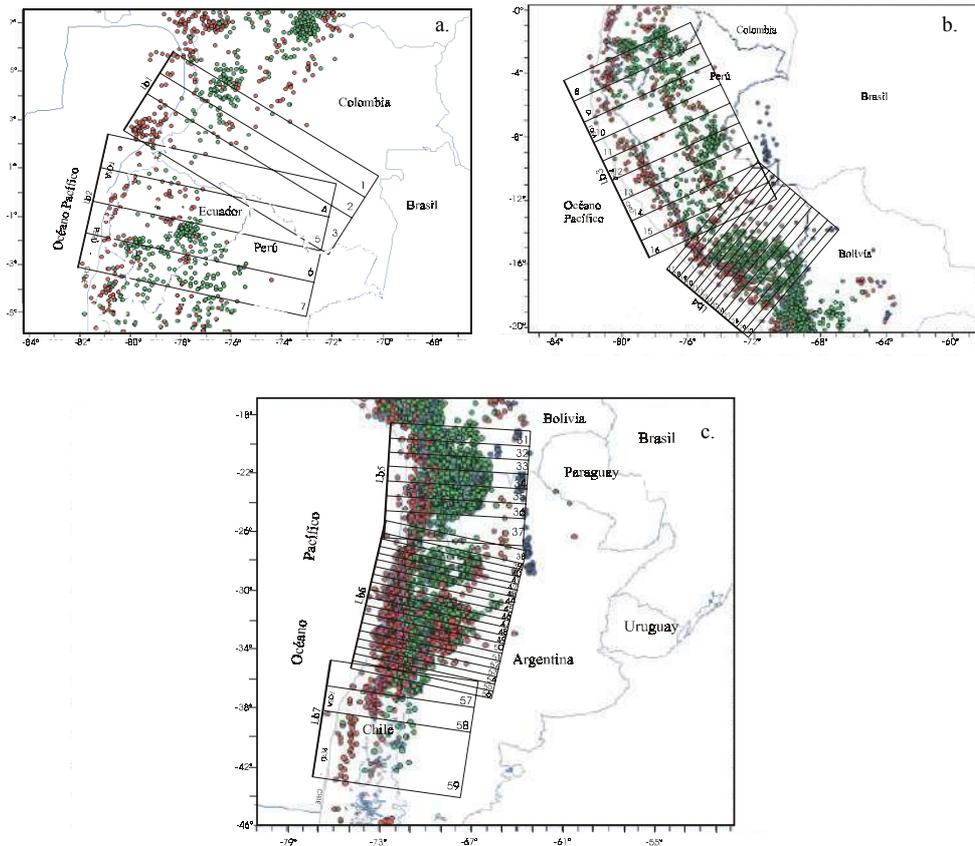


Figura 3. Mapa de sismicidad para la Región I (a), Región II (b) y Región III (c); periodo 1980-2001 ($m_b \geq 4.0$). Las áreas corresponden a las secciones verticales de sismicidad perpendiculares a la línea de fosa. Lbi indican la orientación de las líneas base.

Región I

Para esta región se ha elaborado 7 secciones sísmicas divididas en dos grupos con longitudes de 1000 km desde de la línea de fosa y anchos de 100 a 150 km (Figura 3a).

En la Figura 4, se puede observar que en las secciones 1 y 2, los sismos siguen una distribución lineal con una pendiente del

orden de 30° , hasta una profundidad no mayor a 200 km y distancias de 350 km desde la línea Lb1. En las secciones 3, 4 y 5, los sismos se encuentran más dispersos pero siguen un lineamiento con una pendiente del orden de 25° hasta una profundidad de 150 km y distancias en superficie del orden de 300 km desde la línea base (Lb1 y Lb2). En la sección 6 el número de sismos se incrementa y sigue un alineamiento con un ángulo de 20°

hasta una profundidad de 170 km, para luego presentar una aparente horizontalidad hasta una distancia en superficie del orden de 700 km desde Lb2. Por último, en la sección 7 la distribución de los sismos se presenta de manera casi homogénea con una pendiente de 15° hasta profundidades de 130 km, para luego presentarse de manera casi horizontal hasta distancias de 750 km desde Lb2. Asimismo, se observa importantes agrupamientos de sismos con foco superficial en el interior del continente y a distancias entre 300-500 km desde la línea base, los cuales estarían asociados a sistemas de fallas activas presentes en la zona Andina de Colombia y Ecuador.

Región II

Para la Región II se ha elaborado 23 secciones (8 a 29 , en la Figura 4) separadas en dos grupos (Figura 3b). Todas las secciones presentan longitudes de 1000 km desde la línea base (Lb3 y Lb4) y anchos del orden de 150 km (Norte y Centro de Perú) y 100 km (Sur de Perú). En las secciones 8 y 9 los sismos se distribuyen en profundidad con una pendiente del orden de 15° y 20° hasta una profundidad de 110 km para luego presentarse de forma casi horizontal hasta distancias de 650 y 850 km respecto a Lb3. En las secciones 10, 11, 12 y 13 se observa que los sismos se distribuyen siguiendo una pendiente de 20° hasta una profundidad de 200 km. En las secciones 12 y 13 la ausencia de sismos es notoria a distancias entre 300 y 500 km para presentarse de manera continua en todas las secciones hasta distancias de 800 km desde Lb3. En la sección 13 y a una distancia de 670 y 800 km se observa un agrupamiento significativo de sismos que sugieren un ligero cambio en la tendencia de sismos. En las secciones 14, 15 y 16 se observa que los sismos tienden a presentarse de manera más homogénea que las anteriores y sigue un lineamiento con una pendiente del orden de 25° hasta profundidades de 130 km para luego presentar una aparente horizontalidad en su distribución. En las secciones 17 al 20 el número de sismos disminuye en

relación a las secciones anteriores y la sismicidad se distribuye siguiendo un lineamiento con una pendiente de 25° desde la línea de fosa hasta profundidades de 100 km y distancias de 400 a 500 km desde Lb2. En las secciones 21 al 24 se observa que los sismos alcanzan una profundidad de 150 km con una pendiente de 30° para luego continuar de manera horizontal hasta distancias de 400 km sobre la superficie, en la sección 24 se observa un incremento en la profundidad sugiriendo la presencia de un cambio en la distribución de los sismos. Finalmente, en las secciones 25 a 30 se observa un patrón diferente al de las secciones anteriores, ya que la horizontalidad desaparece y los sismos alcanzan profundidades del orden de 250 km con un ángulo de inclinación constante. Asimismo se observa sismicidad superficial sobre el continente sobre distancias que varían entre 400 y 700 km la cual tendría su origen en la presencia de fallas activas.

Región III

En la Figura 3c, se presenta la orientación de las secciones correspondientes a la Región III (secciones 31 a 59 en la Figura 4). El total de las secciones fueron divididas en tres grupos y cada una presenta una longitud de 1000 km a partir de las líneas base Lb5, Lb6 y Lb7, y anchos de 100 km (grupo 1), 50 km (grupo 2) y 150 km (grupo 3). En las secciones 31 a la 36, los sismos se distribuyen de manera similar, siendo la característica más resaltante el ángulo de inclinación que se encuentra entre 20° y 30° para un rango máximo de profundidad de 300 km y distancias en superficie de 730 km. En las secciones 37 al 43 se observa una disminución en el número de sismos, pero estos se distribuyen sobre una pendiente de 10°-20° continua hasta alcanzar una profundidad máxima de 150 km a partir de la cual se observa una aparente horizontalidad en la distribución de los sismos que se hace más notoria en las secciones 41, 42 y 43 hasta una distancia de 730 km desde la línea base.

Determinación de la zona de Wadati - Benioff en el borde occidental de Sudamérica

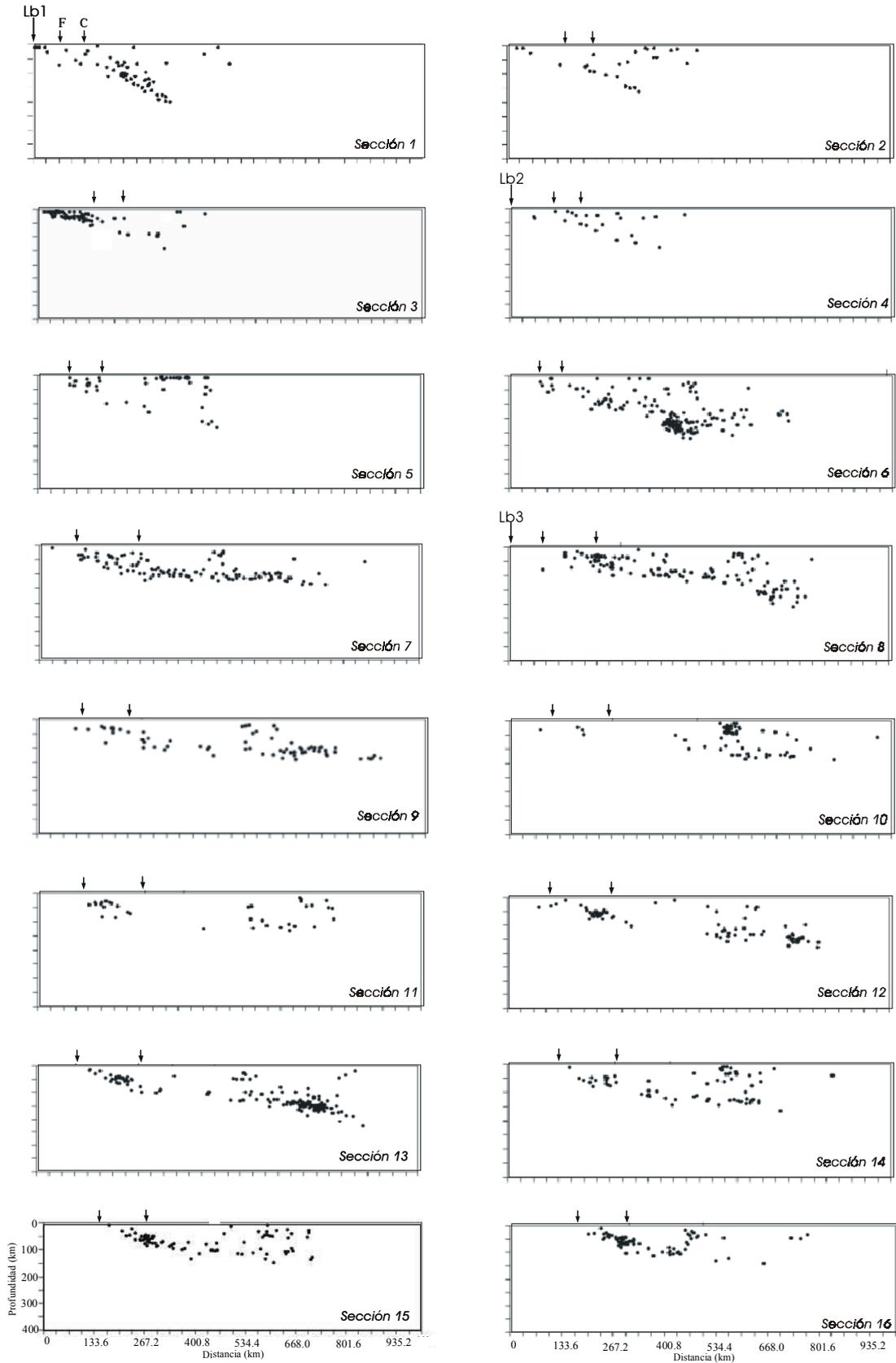


Figura 4. Secciones verticales de sismicidad perpendiculares a la línea de fosa Perú-Chile. La ubicación de cada sección sísmica es indicada en las Figuras 3. Las letras indican: C= Línea de Costa, F=Línea de Fosa. Lbi indica la línea base para cada región (ver texto).

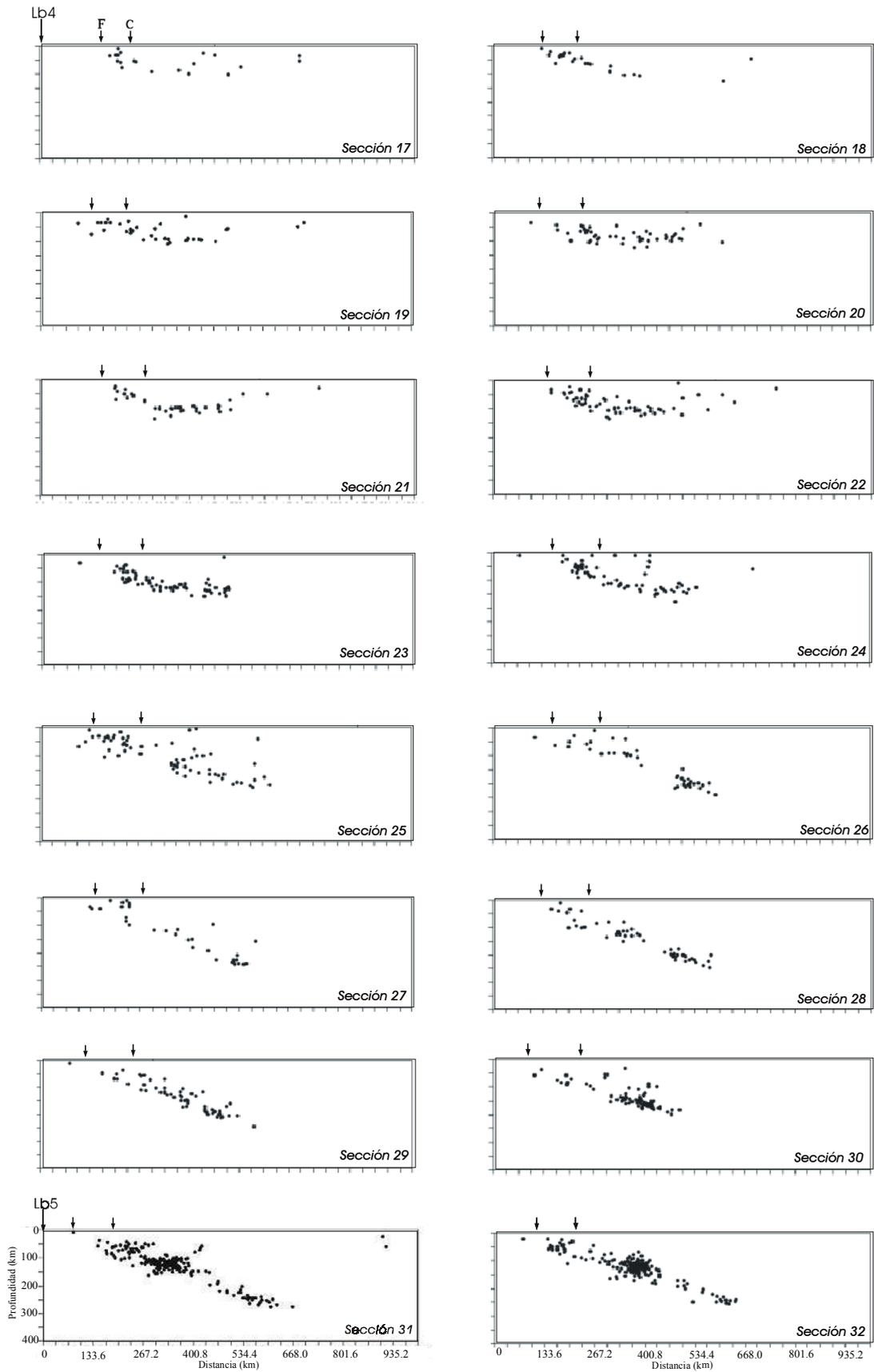


Figura 4. Continua

Determinación de la zona de Wadati - Benioff en el borde occidental de Sudamérica

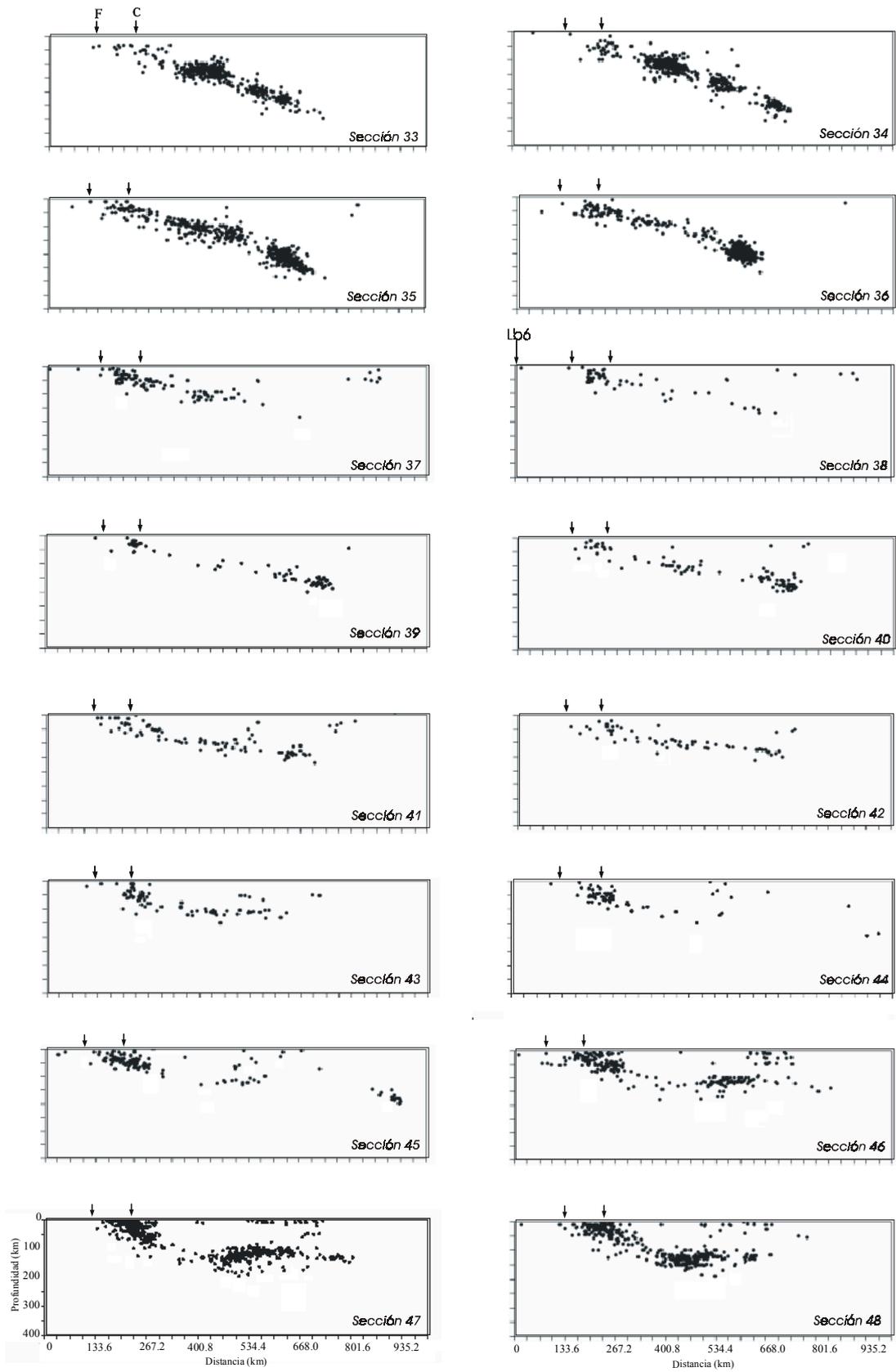


Figura 4. Continua

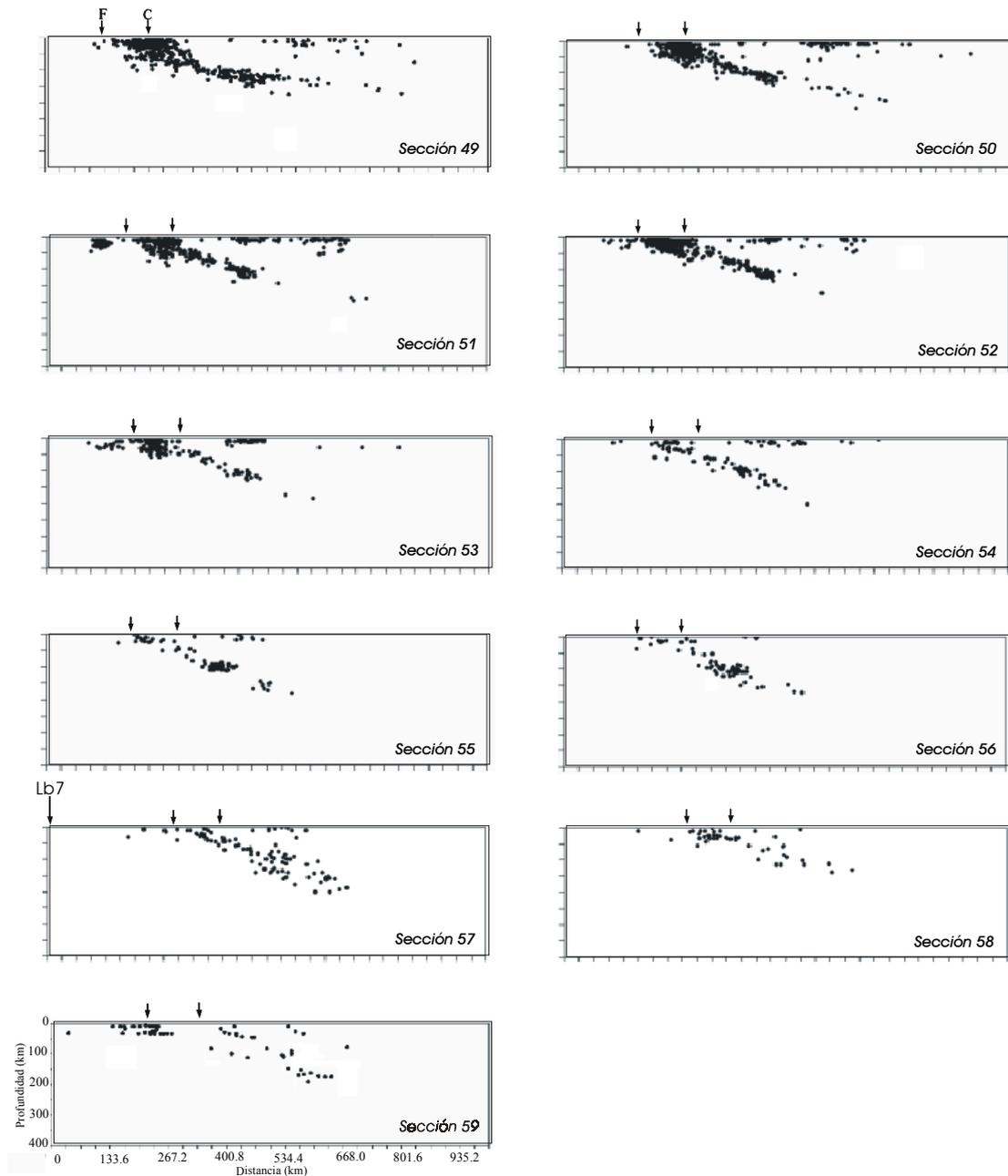


Figura 4. Continua

En las secciones 44 y 45, el número de sismos disminuye considerablemente para reagruparse muy cerca de la línea de fosa, además de indicar la presencia de dos áreas ubicadas entre 280-330km y 600-800 km desde la fosa, con total ausencia de sismos. En las secciones 46 a la 49 se observa un aumento considerable en el número de sismos, así como en el ángulo de inclinación (20°) hasta alcanzar una profundidad del orden de 130 a 150 km para luego distribuirse de manera casi horizontal hasta una distancia máxima del orden de 800 km desde la línea base Lb6.

En las secciones 48 y 49 la distribución de los sismos muestra un incremento en la profundidad de sus focos sugiriendo la presencia de una zona de transición entre la subducción suhorizontal y la normal. Las secciones 50 a 53, muestran la presencia de una subducción normal con sismos que se distribuyen con una pendiente de 20° a 30° constante hasta alcanzar profundidades máximas del orden de 200 km, siendo la distancia máxima en superficie del orden 600 y 700 km desde la línea base Lb6. Finalmente, en las

secciones 54 al 59 se observa que los sismos, en menor número, siguen un patrón similar en su distribución con una pendiente del orden de 25° - 30° , constante hasta una profundidad máxima del orden de 200 km. Asimismo, entre las secciones 44 y 55 se observa la presencia de un importante número de sismos con foco superficial en el interior del continente, los mismos que tendrían su origen en los importantes sistemas de fallas que se distribuyen de Norte a Sur en el territorio chileno.

El análisis de la distribución en profundidad de los sismos ha permitido observar que estos se presentan de manera heterogénea. Asimismo, se ha identificado la presencia de áreas con total ausencia de sismos que sugieren la presencia de probables lagunas sísmicas. La variación en el ángulo de inclinación, de la superficie de fricción entre las placas sugiere que la placa de Nazca presenta dos modos de subducción o geometrías: una *subhorizontal* con profundidades máximas de 120 km aproximadamente y distancias que varían entre 500 y 800 km desde la línea base, y una subducción *normal* caracterizada por un alineamiento continuo de los sismos hasta una profundidad del orden de 300 km y distancias en superficie menores a 500 km.

En la distribución de la sismicidad, también se ha observado la presencia de importantes agrupaciones de sismos a diferentes niveles de profundidad que sugieren la presencia de áreas de mayor deformación en el interior de la placa de Nazca.

ZONA DE WADATI-BENIOFF

Para definir la geometría de la zona de Wadati-benioff (ZWB) en el borde Occidental de Sudamérica, se ha analizado cada una de las 59 secciones verticales de sismicidad a fin de ajustar la distribución de los sismos a una tendencia media característica.

Tendencias medias de Sismicidad: Región I

Para la Región I se ha elaborado 2 gráficos de tendencias medias. En la Figura 5a se observa que la ZWB se presenta siguiendo una pendiente del orden de 30° hasta una profundidad del orden de 200 km y distancias en superficie de 280 km desde la línea de fosa (subducción normal).

Según la Figura 5b, las tendencias medias sugieren una ligera disminución en el ángulo de subducción (10° a 20°) y un cambio en la posible forma de la ZWB con profundidades del orden de 110 km y distancias, desde la fosa, de 400 y 600 km dentro de una subducción de tipo subhorizontal. Las tendencias medias de las secciones 4, 5 y 6 estarían sugiriendo la contorsión de la ZWB entre los dos modos de subducción observados en este grupo.

Tendencias medias de Sismicidad: Region II

Para esta región se ha elaborado 3 gráficos de tendencias medias de sismicidad para las zonas Norte, Centro y Sur de Perú. El primer gráfico (Figura 5c) corresponde a la zona Norte de Perú. En esta figura se observa que las tendencias de las secciones 8 a la 13 muestran que la ZWB presenta ángulo de inclinación del orden de 15° a 25° hasta una profundidad de 100–150 km a partir de la cual se observa una horizontalidad hasta distancias de 550 y 750 km como máximo. Un segundo grupo considera las secciones para la zona Centro de Perú (secciones 14 - 19) y tal como se observa en la Figura 5d, las tendencias muestran que la ZWB presenta un ángulo de inclinación de 30° hasta una profundidad de 100 km para luego presentarse de manera horizontal hasta distancias que varían entre 270 y 520 km desde la fosa. Para la zona Sur de Perú (Figura 5e), la ZWB se inicia en promedio con un ángulo de 30° . En las secciones 20, 21 y 22 la ZWB es casi horizontal hasta distancias de 400 km; mientras que, las tendencias de las secciones 23, 24 y 25 muestran un aumento gradual en profundidad sugiriendo la contorsión de la

ZWB hasta configurar una subducción de tipo normal en las tendencias 26 a 30.

Tendencias Medias de la Sismicidad: Región III

Para la región III se ha elaborado 4 gráficos de tendencias medias de la sismicidad debido a la gran cantidad de secciones utilizadas para el análisis. El primer gráfico (Figura 6a), considera las secciones 31 a la 40 para la zona Norte de Chile y en ellas se observa que la ZWB se presenta de manera similar que en la región Sur de Perú; sin embargo, las tendencias de las secciones 35 a 40 disminuyen gradualmente su profundidad indicando que la ZWB se contorsiona para pasar de una subducción normal a otra subhorizontal. Todas las tendencias medias alcanzan distancias de 600 km por debajo del continente. Según la Figura 6b, para la zona Centro de Chile (secciones 41

a la 46), las tendencias sugieren que la ZWB se inicia con una pendiente del orden de 15° a 25° hasta profundidades que oscilan entre 100 y 120 km para luego hacerse horizontal hasta distancias en superficie de 500-700 km. Las tendencias medias representadas en la Figura 6c (secciones 47-54) indican que la ZWB presenta una pendiente de 20° - 25° hasta una profundidad de 150 km a partir de la cual se hace horizontal hasta distancias de 680 km. Las secciones 49, 50 y 51 aumentan gradualmente su profundidad mostrando la contorsión de la ZWB para pasar a una subducción de tipo normal con distancias de 280 km desde la fosa. Finalmente, las tendencias del 55 al 59, según la Figura 6d, sugieren que la ZWB presenta una inclinación con un ángulo de 25°- 30° continuo hasta una profundidad máxima de 200 km y distancias en superficie del orden de 300-450 km.

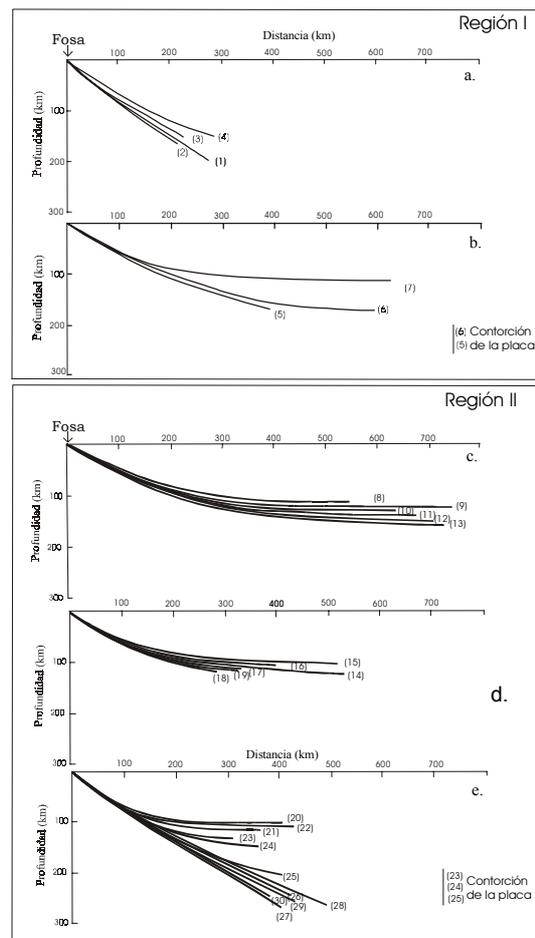


Figura 5. Tendencias medias de la sismicidad para el borde Occidental de Sudamérica: Región I y Región II.

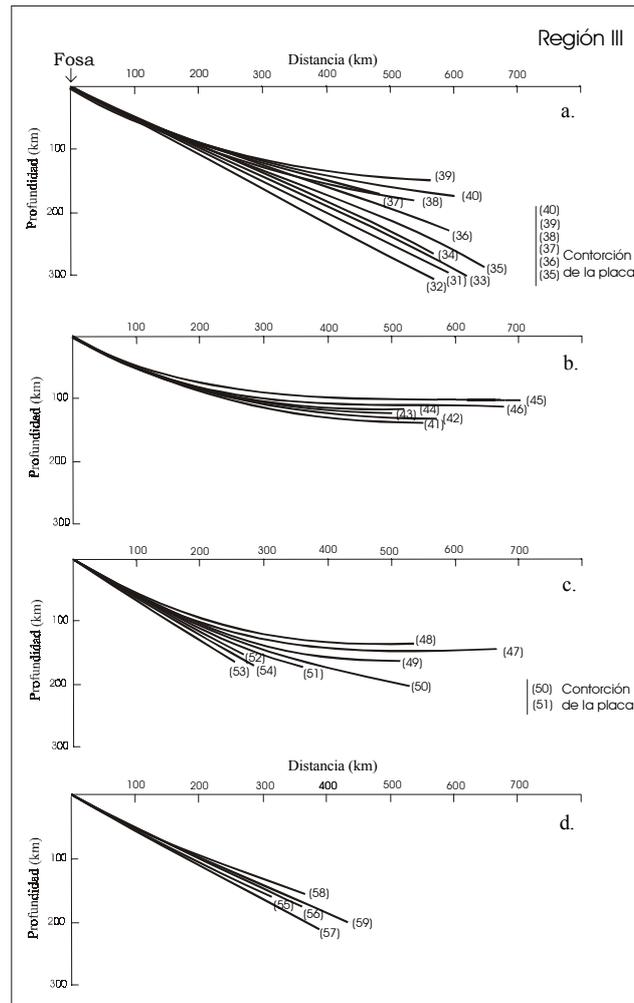


Figura 6. Tendencias medias de la sismicidad para el borde Occidental de Sudamérica: Región III.

La distribución de las tendencias medias de la sismicidad en el borde Occidental de Sudamérica sugiere que la ZWB se presenta de manera heterogénea. Asimismo se identifica dos tipos de subducción: *normal* (Colombia, Norte de Ecuador, Sur de Perú, Norte y Sur de Chile) y *subhorizontal* (Sur de Ecuador, Norte y Centro de Perú, y Centro de Chile).

CONCLUSIONES

La distribución espacial de los sismos, en el borde Occidental de Sudamérica, se presenta de manera heterogénea. Los sismos con foco superficial ($h \leq 60 \text{ km}$) se distribuyen en dos grupos: el primero entre la línea de fosa y la costa, siendo mayor el número de sismos sobre el territorio chileno y menor en Ecuador y Colombia. Estos sismos están asociados al proceso de

subducción en sus primeros niveles de profundidad (fricción entre placas). Un segundo grupo se localiza en el continente y tiene su origen en los principales sistemas de fallas activas que se distribuyen sobre o paralelas a la Cordillera de los Andes. Los sismos con foco intermedio ($60 < h \leq 300 \text{ km}$) están relacionados con el proceso de deformación interna de la placa de Nazca por debajo del continente y su distribución irregular sugiere que la placa está sujeta a diferentes regímenes de esfuerzo, siendo mayor por debajo del borde Ecuador - Perú y en la zona central de Chile. La actividad sísmica con foco profundo ($300 < h \leq 700$) se presenta en menor número sobre la parte oriental de Perú, el Altiplano Boliviano y en la región Norte de Argentina. El origen de estos sismos aún es tema de investigación.

La distribución en profundidad de los sismos y sus tendencias medias analizados en un total de 59 secciones verticales, ha permitido aproximar una posible geometría para la ZWB en el borde Occidental de Sudamérica. Los resultados sugieren la presencia de una geometría muy heterogénea pudiéndose identificar la presencia alternada de dos modos de subducción, uno *normal* (Colombia, Norte de Ecuador, Sur de Perú, Norte y Sur de Chile) y otro *subhorizontal* (Sur de Ecuador, Norte y Centro de Perú, y Centro de Chile). Entre cada tipo de subducción, las tendencias medias de la sismicidad sugieren claramente la contorsión de la ZWB en las latitudes -1°S , -15°S , -25°S y -32°S . Los cambios en el modo de subducción y las tendencias medias de la sismicidad sugieren que la ZWB soporta una contorsión que involucra áreas de 32 rentes dimensiones.

En las áreas de subducción *subhorizontal*, la placa de Nazca alcanza longitudes de hasta 800 km por debajo del continente sugiriendo que la placa aun se mantiene fría y no puede ser absorbida por el manto; mientras que, en las zonas de subducción *normal*, la placa es absorbida rápidamente a profundidades del orden de 280km. Esta característica es coherente con la presencia de volcanes en la zona de subducción *normal*.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Ing. Isabel Bernal por su apoyo y asesoramiento para la realización del presente estudio. Al Dr. Hernando Tavera, Director del CNDG – Sismología por darme la oportunidad de integrarme a su grupo de trabajo. Finalmente, al Instituto Geofísico del Perú por brindar al autor una beca para realizar practicas Pre-profesionales en el área de Sismología.

BIBLIOGRAFÍA

Barazangi, M y Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes subduction of the Nazca plate beneath América. *Geology*, 4,686-692.

Bernal, I. (2002). Aproximación a un modelo detallado de la sismicidad en el Perú. Tesis de grado. Universidad Nacional de San Agustín, 169pp.

Cahill, T. y Isacks, B. (1992). Seismicity and shape of the subduct Nazca plate. *J. Geophys. Res.*, 97, 17.503-17.529.

Cooper, P., Milholland, P. y Dunnebie, F. (1987). Seismicity of the Galapagos 95.5°W propagating rift. *J. Geophys. Res.* 87, 14.091-14.112.

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. y Stem, S. (1990). Current plate motions *Geophys J. Res.*, 101, 425-478.

Fuenzalida, A., Pardo, M., Cisternas, A., Dorbath, L., Comte, D. y Kausel, E. (1992). On the geometry of the Naz Plate subducted under Central Chile ($32-34.45^{\circ}\text{S}$) as inferred from microseismic data, *Tectonophysics*, 1-11.

Grange, F. (1984). Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. These Docteur 3er cycle, univ Scientifique et Médicale de Grenoble.

Hasegawa, A. y Sacks, S. (1981). Subduction of Nazca plate beneath Peru as determined by seismic obserbations, *J. Geophys. Res.*, 86, 4971-4980.

Heras, H. (2002) Análisis de la distribución del valor de “b” en la zona de subducción de Perú. Tesis de grado. Universidad Nacional de San Agustín, 115 pp.

James, D. (1971). Andean crustal and upper mantle structure, *J. Geophys. Res.* V76, 3246-3271.

Kulm, L., Dymond, J. y Sheidegger, K. (1983). Nazca plate and andean convergence studies. *Tectonophysics*, 83-93

Madariaga, R. (1998). en: A. Udias y E. Buforn (ed). Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, UCM. N°10, 221-258.

Determinación de la zona de Wadati - Benioff en el borde occidental de Sudamérica

Rodríguez, L. y Tavera, H. (1991). Determinación con alta resolución de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Perú central. Revista Brasileira de Geofísica. Vol9(2), 141-159.

Taboada, A. (1998). en: A. Udías y E. Buforn (ed). Sisimicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, UCM. N°10,111-146

Tavera, H. y Buforn, E. (1998) en: A. Udías y E. Buforn (ed). Sisimicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra, UCM. N°10,187-219

ESTIMACIÓN DE VELOCIDADES RELATIVAS PARA SISMOS DE GRAN MAGNITUD A PARTIR DE CURVAS DROMOCRONICAS

MARCOS RENZO VILCA VALENCIA
Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
geomaren_ing@axil.igp.gob.pe

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

RESUMEN

Utilizando los reportes sísmicos publicados por la EDR - NEIC y la USGS - NEIC, en este estudio se estiman las velocidades relativas para las ondas P y S a partir de la construcción de curvas dromocronicas. El procedimiento es aplicado a través de tres sismos de gran magnitud: sismo ocurrido en la frontera Perú – Bolivia del 9/6/94 ($m_b = 7.0$), el sismo ocurrido al SW del departamento de Lima el 3/10/74 ($m_b = 7.5$), y el sismo ocurrido a 82 Km al NW de la localidad de Ocoña - Arequipa el 23/06/01 ($m_b = 6.9$). Las curvas dromocronicas obtenidas son semejantes con las propuestas por Bullen y Bolt (1985) con excepción de la dromocrona para la onda P en el sismo de Arequipa. Las velocidades relativas obtenidas en el presente estudio presentan gran similitud con los valores teóricos propuestos por diversos autores.

INTRODUCCION

La Tierra es un planeta constituido por materiales separados y segregados en capas de acuerdo con sus propiedades físicas. Así, los menos densos se encuentran en la superficie y los más densos cerca del centro de la Tierra. Para el estudio de estas estructuras, la Geofísica ha contribuido mucho a través de la Sismología con el conocimiento de estructura interna de la Tierra y sus diferentes propiedades físicas.

Uno de los fenómenos más importantes que resulta del proceso de evolución de la Tierra son los sismos y estos pueden ser definidos como una vibración sísmica instantánea causada por el rompimiento o deslizamiento de rocas en algún lugar del interior de la Tierra (Prager, 2000). Las ondas emitidas por estas rupturas son percibidas por un instrumento sensible llamado sismómetro y registradas sobre un sismograma cuya apariencia depende de la distancia a la cual se encuentra el epicentro, su magnitud, profundidad y del tipo de instrumento usado. Las ondas sísmicas que se generan durante la ocurrencia de un sismo son muy variadas y

básicamente se tiene: *Ondas Corpóreas*, las cuales viajan o se propagan a través del interior de la Tierra pudiendo ser Compresionales u ondas P y de Cizalla u ondas S. Próximo al epicentro de un sismo, las ondas de cizalla causan la mayoría de daños a edificios y carreteras debido a que se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación de las ondas, por lo que están asociadas con las deformaciones del terreno. *Las Ondas Superficiales*, conocidas como Ondas de Love y Rayleigh, se propagan a lo largo de la superficie de la Tierra y sus amplitudes decrecen con la profundidad.

Aparte de las ondas P y S, en los sismogramas también se puede distinguir diferentes fases asociados a los efectos de reflexión y refracción de las ondas corpóreas, siendo estas denominadas como PP, PKP, PPP, PKKP, SS, SSS, SKS, SKKS, entre otras; las cuales tienen un comportamiento particular en su recorrido por el interior de la Tierra permitiendo conocer así sus diferentes estructuras. Una manera de representar la forma de las ondas sísmicas durante su recorrido por el interior de la Tierra, es construyendo las

denominadas “curvas dromocronicas” en función del tiempo de llegada de cada onda a la estación de registro y de su distancia epicentral. En este estudio se construye las curvas dromocronicas para las fases P, S y Superficiales correspondientes a los sismos ocurridos el 3 de Octubre de 1974 ($m_b=7.5$), el 23 de Junio del 2002 ($m_b=6.9$) ambos de foco superficial y el ocurrido el 9 de Junio de 1994 ($m_b=7.0$) con foco profundo. Así mismo a partir de las pendientes medias de cada curva dromocronica se pretende estimar la velocidad relativa de cada fase sísmica.

LA TIERRA

El modelo actual del interior de la Tierra se ha obtenido primordialmente del estudio de las ondas sísmicas; es decir, del análisis de las variaciones en la velocidad de las ondas sísmicas al propagarse por su interior. Como todas las ondas, éstas tienden a viajar en línea recta y a velocidad constante conforme pasan a través de un medio homogéneo (a temperatura y presión constante); sin embargo, la comparación de datos registrados en diferentes estaciones sísmicas alrededor de la Tierra muestra que las ondas sísmicas ocasionalmente disminuyen o aumentan su velocidad. Estos cambios sugieren la presencia de materiales de composición y estructura diversa, sujetos a temperaturas y presiones diferentes; por lo tanto, se puede inferir que el interior de la Tierra no es homogéneo, o sea que su temperatura y presión varían con la profundidad.

En la actualidad, con la enorme cantidad de datos registrados en las estaciones sismológicas existentes en todo el mundo, los sismólogos han estimado la densidad, espesor, composición, estructura y estado físico del interior de la Tierra. Esta información ha permitido establecer que la Tierra está compuesta de tres estratos principales concéntricos: una delgada corteza terrestre, un enorme manto subyacente y un núcleo central (Udias, 1977). En la Figura 1 se presenta un esquema de la estructura interna de la Tierra así como la variación de la

velocidad de las ondas P y S en relación con la profundidad.

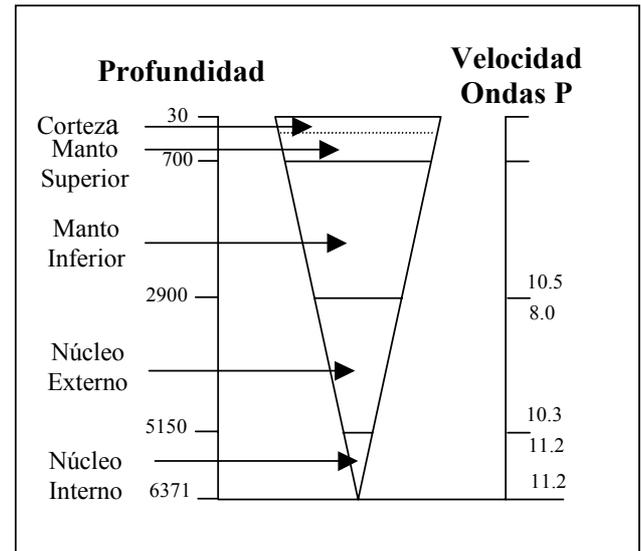


Figura 1. Esquema de la estructura interna de la Tierra y la variación de la velocidad de las ondas P

¿QUÉ ES UNA ONDA?

Una definición general establece que una onda es una perturbación que se propaga con una determinada dependencia (espacio y tiempo); es decir, representa la propagación de una vibración originada en un punto a través de los diferentes medios existentes entre un punto y otro. Ahora, la perturbación que viaja a través de un medio elástico se llama onda elástica y cuando el medio a través de la cual se desplaza es la Tierra, se llama onda sísmica.

Las ondas sísmicas según Kulhanek (1990) pueden ser clasificadas en dos grupos: Ondas Corpóreas y Ondas Superficiales.

Ondas corpóreas. Son ondas elásticas que viajan a través de la Tierra, y son conocidas como ondas de cuerpo u ondas internas, pudiendo ser ondas compresionales y transversales o de cizalla.

Ondas compresionales u ondas longitudinales (Ondas P). Se transmiten cuando las partículas del medio se

desplazan en la dirección de propagación, produciendo compresiones y dilataciones en el medio, como se observa en la Figura 2.

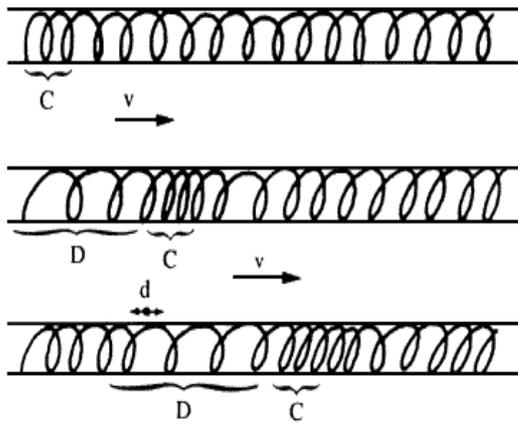


Figura 2. Onda compresional propagándose a lo largo de un resorte con velocidad v .

Ondas de corte o de cizalla, llamadas también ondas transversales (Ondas S). Son aquellas donde las partículas del medio se desplazan perpendicularmente a la dirección de propagación, por lo que están asociadas con las deformaciones del terreno. Como los líquidos no pueden soportar esfuerzos cortantes, las ondas S no se propagan a través de ellos. En la Figura 3 se puede esquematizar la propagación de las ondas S.

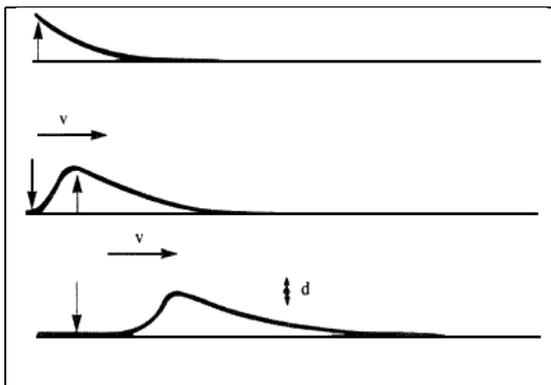


Figura 3. Onda de cizalla propagándose con velocidad v a lo largo de una cuerda.

Ondas Superficiales. Además de las ondas que viajan a través del interior de la Tierra, existen otras que lo hacen por la superficie, estas ondas son más lentas que las ondas corpóreas. En el caso de los telesismos los cuales ocurren a más de 1000 km de distancia del observador las

ondas superficiales llegan mucho tiempo después que las ondas corpóreas.

Ondas de Rayleigh. Ondas denotadas usualmente por R o LR (Figura 4) y se propagan cerca de la superficie de la Tierra. El movimiento de cada partícula de la superficie del terreno al paso de la onda LR se da en forma elíptica retrógrada, tal como se muestra en la Figura 4a. Las amplitudes de las ondas Rayleigh decrecen rápidamente con el incremento de la profundidad (Figura 4b).

Ondas de Love. Ondas denotadas usualmente por L, G o LQ y se caracterizan por su movimiento solo horizontal de corte normal a la dirección de propagación. Las ondas L son de baja frecuencia y longitud larga. Aunque más lentas que las ondas corpóreas, las ondas de L tienen velocidades de 1 a 4.43 km/s, siendo más veloces que las Rayleigh; por lo tanto estas se registran antes, tal como se muestra en la Figura 4b.

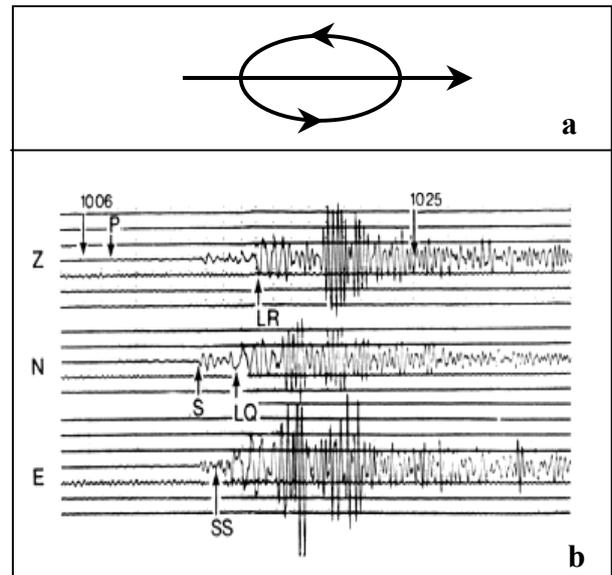


Figura 4. (a) Movimiento de la onda Rayleigh. (b) Telesismo registrado por un sismómetro de tres componentes. LQ y LR indican el tiempo de llegada de las ondas Rayleigh y Love.

CURVAS DROMOCRONICAS.

Para identificar las diferentes fases sísmicas presentes en un sismograma, se hace uso de la relación tiempo – distancia y cuyos gráficos son conocidos como

curvas dromocronicas. Estas gráficas resultan de plotear el tiempo de llegada de la señal sísmica (minutos) vs la distancia recorrida por las ondas sísmicas (grados). En la siguiente clasificación se indica como se comportan las ondas sísmicas en función a la distancia que recorren.

Ondas Sísmicas en la distancia de 0° a 10° . En este rango de distancias aparecen las fases: P* o Pn, que se refracta críticamente en la parte superior del manto, Pg que se transmite por la capa superior de la corteza, P_MP que se refleja en la discontinuidad entre la corteza y el manto; además existe también la presencia de las fases S*, Sn o Sg las cuales generalmente repiten los mismos recorridos que la onda P pero a velocidades menores. La velocidad de la onda P oscila entre 6 y 8 km/s; mientras que la velocidad de la onda S generalmente es 0.58 veces menor (Neumann, 1970). En distancias pequeñas no se puede distinguir las ondas S de las ondas LQ por tener la misma velocidad. Las ondas S, LQ y LR, están tan cerca que impiden su separación en distancias epicentrales pequeñas.

Ondas Sísmicas en la distancia de 10° a 81° . Entre estas distancias se registran con claridad las ondas P y S reflejadas una o dos veces en la superficie de la Tierra. Al registrarse una onda reflejada PP, significa que la onda elemental P ha tocado la superficie de la Tierra en un punto a medio camino entre el foco y la estación continuando desde allí a la estación como una onda reflejada, lo mismo ocurre cuando se registra una onda SS. En las fases PcP, ScS el símbolo “c” se refiere a la palabra inglesa *core* (núcleo) y es usada para indicar que una onda P o S se ha reflejado por el núcleo y se propaga por el manto de la Tierra, en esta zona se evidencia la transformación de las ondas P y S las cuales tocan la superficie de la Tierra y son parcialmente transformadas en ondas del tipo opuesto, tal es el caso de las fases PcS y ScP. A estas distancias las ondas superficiales muestran considerables

cambios de velocidad debido a la variedad de capas en la corteza, los registros muestran a menudo la evidencia de mas de una fase LQ y LR indicándose así la transmisión de energía por dos o más capas en las cuales se tiene distintas velocidades.

Ondas Sísmicas a distancias mayores a 81° . A partir de los 105° de distancia se observa una brusca desaparición tanto de la onda P y S, para luego aparecer nuevamente la onda P a 143° . En las curvas dromocronicas aparece una zona de sombra entre la ultima llegada de la onda P y la primera llegada de la fase PKP. La llegada de ondas en esta zona de sombra con demasiada energía para ser difractadas en la superficie del núcleo, llevo a Lehman (1936) al descubrimiento del núcleo interno. Así, las fases PKP, PKS, SKS y SKP son ondas P y S que penetran y viajan a través del núcleo externo y luego emergen a la superficie de la Tierra. La letra K se refiere a la palabra Kern (núcleo en Alemán).

En el núcleo externo solo se propagan ondas P lo que indica que su material se encuentra en forma liquida. La onda SKS que llega al núcleo externo no puede propagarse como tal por ser liquido y se propaga como onda compresional y al pasar al manto vuelve a transformarse en onda S. Las fases de las ondas P y S que llegan a atravesar el núcleo interno de la Tierra se interpretan como ondas reflejadas y refractadas y son denotadas por PKiKP y PKIKP para las ondas P; mientras que, las ondas S son denominadas PKJKP, siendo dificiles de observar debido a su poca energía. En la Figura 5 se muestran las curvas dromocrónicas para diferentes tipos de ondas sísmicas que han viajado en el interior de la Tierra.

Según Payo (1986), los diferentes tipos de fases u ondas que pueden ser identificadas en el registro de un sismo se aprecian en la Tabla 1.

CONSTRUCCIÓN DE CURVAS DROMOCRONICAS.

La información requerida para la construcción de las curvas dromocronicas fue extraída de los reportes brindados por la U.S. Geological Survey – National Earthquake Information Center (USGS – NEIC) para el sismo de Arequipa del 23 de Junio del 2001 y de la Earthquake Disaster Report - National Earthquake Information Center (EDR – NEIC) para los sismos de Bolivia del 9 de Junio de 1994 y Lima del 3 de Octubre de 1974. Las principales características de los sismos considerados en este estudio se detalla a continuación (Figura 6).

Sismo del 3 Octubre de 1974. Este sismo ocurrió al SW del departamento de Lima a las 14h 21m 29.12s, siendo su epicentro localizado a 75 km frente a la localidad de Mala con las siguientes coordenadas 12.265° Latitud Sur y 77.795° Longitud Oeste. La profundidad del sismo fue de 13 km, una magnitud mb de 7.5 y una intensidad máxima de VII (MM) afectando principalmente a Lima Metropolitana y las localidades de Lurin, Chilca, Mala, Imperial, Cañete, Chíncha y Pisco, situadas al sur de la capital.

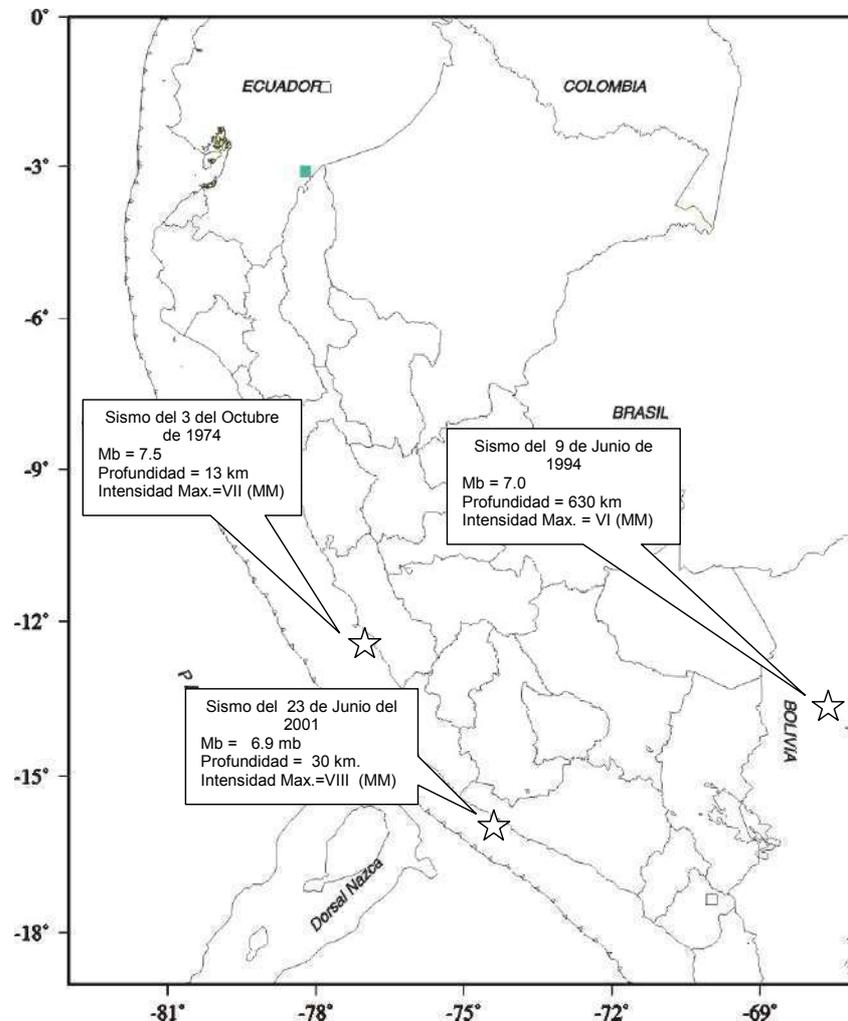


Figura 6. Mapa de ubicación epicentral de los sismos utilizados en el presente estudio.

SISMO DEL 9 DE JUNIO DE 1994. El sismo ocurrió en la frontera Perú - Bolivia, a las 00h 33m 16.23s siendo su epicentro

ubicado en las siguientes coordenadas 13.841° Latitud Sur y 67.553° Longitud Oeste. La profundidad del sismo fue de

630 km, su magnitud de 7.0 mb y produjo intensidades entre III y VI (MM) en las ciudades de Cuzco, Arequipa y Moquegua.

SISMO DEL 23 DE JUNIO DEL 2001.

El sismo ocurrió a las 20h 33m 14.14s, siendo localizado su epicentro a 82 km al NW de la localidad de Ocoña en las siguientes coordenadas 16.08° Latitud Sur y 73.77° Longitud Oeste (Arequipa). La magnitud mb del sismo fue de 6.9 y su profundidad del orden de 30 km. El sismo generó intensidades máximas de VII y VIII (MM) sobre un área de 180 km² que considera principalmente a las localidades de Ocoña, Camaná, Mollendo, Arequipa, Chala y Caraveli.

Para la construcción de las dromocronas, se procede a identificar en los reportes de la EDR y NEIC se identifica los tiempos de llegada de las diferentes fases sísmicas

a cada una de las estaciones de la red mundial. Con los tiempos de llegada y el tiempo origen del sismo se calcula Δt , restando el tiempo de arribo de la fase menos el tiempo origen del sismo.

$$\Delta t = \text{Tiempo de Arribo de la fase} - \text{Tiempo Origen del Sismo}$$

$$\Delta t = 00\ 34\ 36.84 - 00\ 33\ 45.4 = 0.85 \text{ (min)}$$

El ejemplo corresponde a la estación ZOBO que registró el sismo del 9 de Junio de 1994. Este valor y el correspondiente a otras fases sísmicas se muestra en la Tabla 2. La dromocronas para cada sismo son construidas considerando la distancia "d" recorrida por la onda sísmica desde el foco a la estación (ordenadas) y los Δt obtenidos (abscisas) para cada fase sísmica.

Tabla 2. Estaciones sísmicas que registraron el sismo del 9 de Junio de 1994 (frontera Perú -Bolivia) se indica el tiempo origen del sismo, tiempo de arribo de la señal sísmica, los Δt y la distancia recorrida por las ondas sísmicas.

ESTACIONES SISMICAS	FASES	TIEMPO ORIGEN	TIEMPO DE ARRIBO	Δt (minutos)	DISTANCIA "d" (grados)
ZOBO	P	00 33 45.4	34 36.84	0.85	2.48
LPAZ	Pd	00 33 45.4	34 36.60	0.85	2.50
	S	00 33 45.4	35 38.20	1.88	2.50
LPB	iPd	00 33 45.4	34 37.60	0.87	2.73
CCH	iPd	00 33 45.4	34 45.40	1.00	3.78
ARE	iPd	00 33 45.4	34 48.50	1.05	4.61
CALV	P	00 33 45.4	36 36.19	2.85	15.96
RTPR	P	00 33 45.4	36 36.20	2.85	16.41
FLOC	Ep	00 33 45.4	36 45.34	3.00	17.23
ZON	iPc	00 33 45.4	36 48.50	3.05	17.65
	Es	00 33 45.4	39 48.50	6.05	17.65
	ScS	00 33 45.4	46 48.50	13.05	17.65

DROMOCRONAS PARA EL SISMO DEL 3 DE OCTUBRE DE 1974

En las Figuras 7 y 8 se presentan las dromocronas correspondientes al grupo de las ondas P y S del sismo del 3 de Octubre de 1974. En la Figura 7, se observa que la onda P aparece desde los 0° hasta una distancia máxima de 120°, la onda PP aparece a partir de los 50° hasta los 130° y finalmente, la onda PKP aparece a los

110° hasta una distancia máxima de 140°. La presencia de la onda PKP indica que la onda sísmica a atravesado el núcleo externo de la Tierra. En la Figura 8 se presentan las dromocronas obtenidas para las ondas S. La onda S es visible a partir de los 10° hasta una distancia de 100°, esto debido a que a distancias menores la señal sísmica se encuentran muy saturada y no es posible identificarla claramente. La onda SKS aparece entre los 90° y 120°.

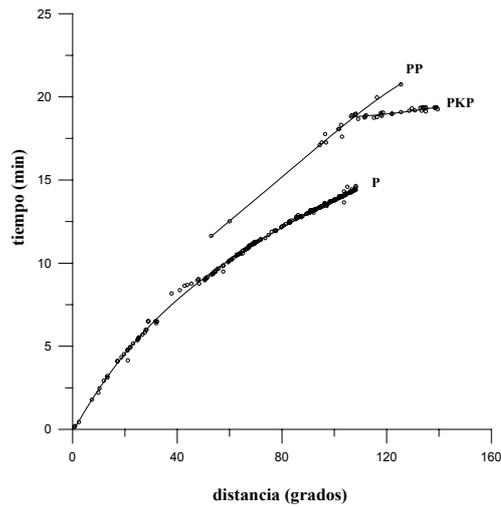


Figura 7. Dromocronas de la onda P para el Sismo de Lima del 3 de Octubre de 1974.

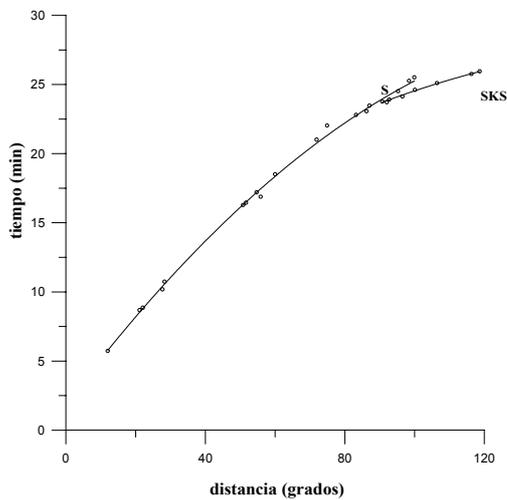


Figura 8. Dromocronas de la onda S para el Sismo de Lima del 3 de Octubre de 1974

DROMOCRONAS PARA EL SISMO DEL 9 DE JUNIO DE 1994.

Para el sismo del 9 de Junio de 1994, tal como se muestra en las Figuras 9 y 10 se ha obtenido un mayor numero de dromocronas en relación con el sismo anterior, esto debido a que el sismo del 9 de Junio ocurrió a una profundidad de 630 km, lo cual permite observar como se comportan las ondas sísmicas al recorrer grandes distancias. En la Figura 9, la onda P es registrada por la primera estación a los 5° hasta una distancia de 100°, la onda pP se encuentra entre los 30° y los 120°, además la onda PP entre 50° y 160°, la onda PPP entre 70° y 120°

aproximadamente, la onda PKP entre 100° y 170°. Así mismo, en la Figura 12, se observa que las dromocronas de la onda PKKP y P'P' tienen una tendencia diferente a las otras dromocronas presentes, apareciendo la onda PKKP a partir de 140° hasta los 280° y la onda P'P' aparece a los 260° hasta los 290°. Las dromocronas obtenidas para la onda S (Figura 10), indican que la onda S es visible a partir de los 5° hasta una distancia de 110°, la onda SS aparece a 70° hasta una distancia máxima de 150°, la onda sP esta presente a partir de 50° hasta 95° y la onda ScS va desde 70° hasta 80°.

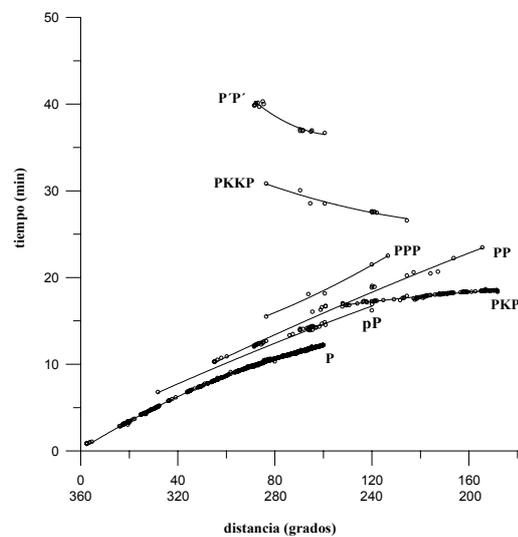


Figura 9. Dromocronas de la onda P para el Sismo de Bolivia del 9 de Junio de 1994.

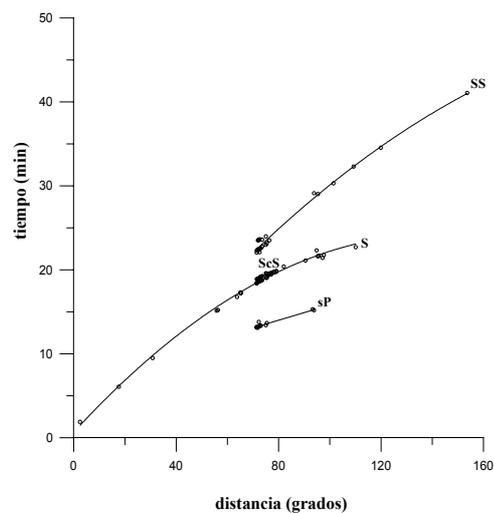


Figura 10. Dromocronas de la Onda S para el Sismo de Bolivia del 9 de Junio de 1994.

DROMOCRONAS PARA EL SISMO DEL 23 DE JUNIO DEL 2001.

En la Figura 11 se presenta las dromocronas obtenidas para el sismo del 23 de Junio del 2001 con el total de la información proporcionada por el NEIC. En esta Figura se observa que la onda P es registrada por la primera estación a la distancia de los 10⁰ hasta los 90⁰, esto debido a que no se cuenta con mayor información. Así mismo, se observa la onda Rayleigh a partir de los 10⁰ y sigue una línea constante hasta los 180⁰

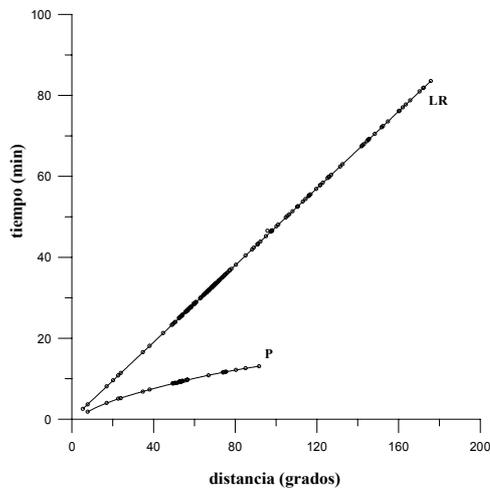


Figura 11. Dromocronas de la onda P y LR para el Sismo de Arequipa del 23 de Junio del 2001.

VELOCIDADES RELATIVAS.

Con las dromocronas obtenidas, se estima la variación de la velocidad de cada fase para diferentes rangos de distancia

epicentral a partir del trazado, sobre la dromocrona, de líneas tangentes que permitan construir una recta cuya inversa de su pendiente definirá la velocidad relativa de cada fase.

$V = 1/m$, donde m = pendiente de la curva.

Así, las velocidades obtenidas para diferentes corresponde a los sismos de 1994, 1974 y 2001 se presentan en las Tablas 3, 4 y 5.

En la Tabla 3 se observa que la velocidad de las ondas P para el sismo del 9 de Junio de 1994 varía entre 11 y 13 km/s para distancias correspondientes entre 3⁰ y 60⁰. La velocidad de la onda S varía entre 5 y 7 km/s para distancias entre 4⁰ y 80⁰. Estos valores son coherentes con los propuestos en la teoría para sismos ocurridos a 630 km de profundidad, lo que permite afirmar que a mayor profundidad aumentan los valores de velocidad de las diferentes fases u ondas sísmicas.

La Tabla 4 muestra los valores de velocidad para las ondas P y S del sismo del 3 de octubre de 1974, las mismas que varían entre 6 y 7 km/s, para distancias que van entre 0⁰ y 50⁰ para el caso de la onda P. La onda S presenta velocidades entre 6 y 7 km/s para distancias entre 12⁰ y 100⁰. Dichos valores son coherentes con los propuestos en teoría considerando que el sismo fue de foco superficial.

Tabla 3. Velocidades relativas obtenidas de la onda P y S para el sismo ocurrido el 9 de Junio de 1994 (frontera Perú – Bolivia).

Sismo del 9 de Junio de 1994		
d (grados)	Onda P	
	Vp (km/s)	Vs (km/s)
3 - 25	11.01	
25 - 62	13.7	
4 - 20		5.90
20 - 50		6.17

Tabla 4. Velocidades relativas obtenidas de la onda P y S para el sismo ocurrido el 3 de Octubre de 1974 (al SW del departamento de Lima).

Sismo del 3 de Octubre de 1974		
d (grados)	Onda P	Onda S
	Vp (km/s)	Vs (km/s)
1 - 10	6.02	
10 - 20	6.4	
20 - 34	6.73	
34 - 50	7.25	
12 - 28		6.44
28 - 44		6.89
44 - 59		6.94
59 - 74		7.12

Tabla 5. Velocidades relativas obtenidas de la onda P y LR para el sismo ocurrido el 23 de Junio del 2001 (al NW de la localidad de Ocoña – Arequipa).

Sismo del 23 de Junio del 2001		
d (grados)	Onda P	Onda LR
	Vp (km/s)	VLR (km/s)
3 - 25	11.01	
25 - 60	11.37	
6 - 176		3.90

En la Tabla 5 se presenta las velocidades para la onda P y LR obtenidas para el sismo del 23 de Junio del 2001 y en ella se observa que la onda P presenta una velocidad de 11 km/s para una distancia entre 3^0 y 60^0 ; mientras que, para la onda Rayleigh se obtiene una velocidad constante de 3.9 km/s para una distancia comprendida entre los 6^0 y 180^0 . Se debe mencionar que los valores de velocidad obtenidos para la onda P son altos si se considera que el sismo presenta un foco superficial, sin embargo, se debe considerar que estos valores pueden ser debido a la complejidad del proceso de ruptura de dicho sismo (Tavera et al 2002), o que esta forma sencilla de calcular la velocidad relativa de las ondas no es adecuada para sismos de foco muy superficial. La presencia de la onda LR se debe a que en sismos de foco superficial estas quedan atrapadas en la capa superficial en el medio en el cual se desplazan por tal motivo la velocidad de estas ondas es constante.

CONCLUSIONES

Los tiempos de llegada de las diferentes fases sísmicas para un determinado sismo proporcionados por la USGS - NEIC (U. S. Geological Survey – National Earthquake Information Center) y la EDR - NEIC (Earthquake Disaster Report – National Earthquake Information Center) han permitido construir las curvas dromocronicas para las diferentes fases registradas en los sismos del 3 de Octubre de 1974, del 9 de Junio de 1994 y 23 de Junio del 2001.

Las dromocronas para la onda P, S y LR son coherentes con las propuestas por Bullen y Bolt (1985), considerando un modelo de Tierra homogénea. Sin embargo, se ha observado que la dromocrona para la onda P del sismo del 23 de Junio del 2001, aun considerando que ambos presentan su foco a profundidades superficiales. Estas diferencias pueden ser atribuidas a los diferentes modos de propagación de la ruptura y la duración de la mismo (ver Figura 12).

Asi mismo, las velocidades relativas obtenidas para cada tipo de onda a partir del trazado de tangentes sobre las dromocronas, proporciona valores similares a los modelos ya establecidos.

AGRADECIMIENTOS

Al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG), Dr. Hernando Tavera, por brindarme la oportunidad de realizar mis practicas pre-profesionales. Con su ayuda y paciencia estas practicas han tenido buen termino. Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme una beca integral para realizar mis practicas pre-profesionales y permitirme continuar con la elaboración de mi Tesis.

BIBLIOGRAFÍA

Bullen K. and Bolt B. A. (1985). An Introduction to the Seismology. Cambridge Univ. Press, New York., 78 p.

Kulhanek, O. (1990). Anatomy of Seismograms, IASPEI. Editores ELSEVIER., 13-19, 24-43p.

Neumann, F. (1970). Principios Fundamentales para la Interpretación de Sismogramas. Traducción de la 3^{ra} Edición Inglesa. Lima – Perú, 9-12p.

Payo, G. (1986). Introducción al Análisis de Sismogramas. Instituto Geográfico Nacional. Madrid – España, 7-9, 11-13p.

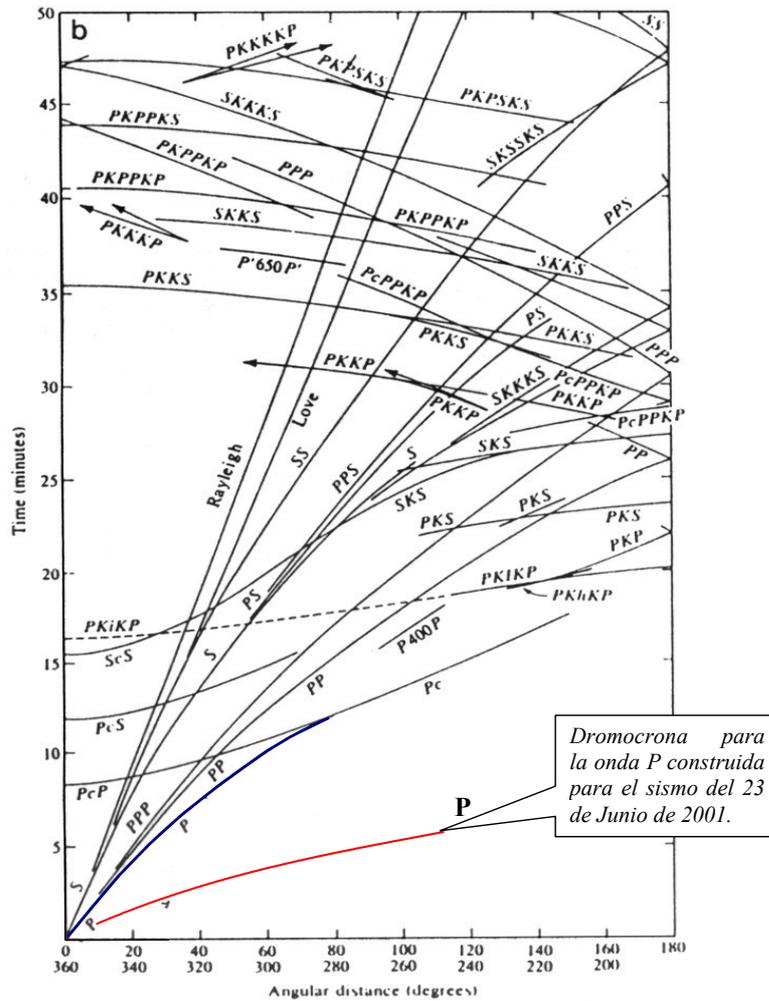


Figura 12. Curvas dromocronicas para las diferentes fases sísmicas según Bullen y Bolt (1985). La línea en rojo representa la dromocrona de la onda P obtenida en este estudio para el sismo del 2001 (foco superficial y ruptura compleja) en comparación con la dromocrona propuesta por los autores antes mencionados.

Prager, E. (2000). *Furious Earth. The Science and Nature of Earthquakes, Volcanoes, and Tsunamis*, Ediciones McGraw-Hill. 39p.

Udías, A. (1977). *Fundamentos de Sismología*. Ediciones UCA. Segunda Edición, 51-57, 156p.

Tavera H., Buforn E., Bernal I., Antayhua Y., Vilcapoma L. (2002). *El Terremoto de Arequipa (Perú) Del 23 de Junio del 2001 (8.2 Mw)*. Instituto Geofísico del Peru. Lima-Perú. 15 p.

ESTIMACIÓN DEL ESPESOR DE LA CORTEZA CONTINENTAL EN CENTRO Y SUR DE PERÚ APARTIR DE FASES PmP

MARÍA ODELINDA MANRIQUE RIVERA

*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
maryodemr@axil.igp.gob.pe*

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

RESUMEN

En el presente estudio se hace uso de las fases PmP para estimar el espesor de la corteza continental en las regiones Centro y Sur de Perú. Para tal fin, de un grupo de 22 sismos ocurridos en el Perú entre enero del 2000 y diciembre del 2001, se seleccionaron cuatro sismos ubicados a distancias epicentrales comprendidas entre 60 y 140 km, y profundidades menores a 30 km, asegurando de esta manera el correcto registro de la fase PmP. De estos sismos, 2 ocurrieron en la región central y 2 en la región sur de Perú. Estos sismos fueron registrados por las estaciones de San Gregorio, Huaylas y Huancayo, todas pertenecientes a la Red Sísmica Nacional. Los resultados indican que en la región central, cerca de la línea de costa, la corteza tiene un espesor de 37 km y bajo la cordillera Oriental de 54 km, En la región sur, cerca de la costa la corteza tendría un espesor de 31 km y de 41 km por debajo de la cordillera. Estos resultados son coherentes con los calculados por otros autores utilizando diferentes métodos geofísicos.

INTRODUCCION

El estudio del espesor de la corteza continental, es de gran importancia para comprender su deformación y evolución, y una de las fuentes de información útil con que se cuenta, la constituye las propiedades físicas de las ondas sísmicas al viajar por su interior. La determinación del espesor de la corteza, a partir del tiempo de arribo de las diferentes ondas sísmicas en el campo cercano, ha sido objeto de varios estudios en el mundo; y cuyos resultados sugieren que la corteza presenta espesores de 5 – 10 km en el fondo oceánico y de hasta 70 km. en las zonas continentales como la Cordillera de los Andes. En el Perú sólo se conoce los trabajos realizados por Ocola (1967), James (1971) y Tavera (1990), a partir de estudios de refracción sísmica y tiempos de recorrido de las ondas P; mientras que, los tiempos de arribo de ondas PmP no han sido usados.

En este estudio, se realiza un ensayo para determinar el espesor de la corteza usando los tiempos de recorrido de las ondas PmP.

Este tipo de ondas se caracteriza por reflejarse en el límite entre la corteza y el manto; es decir, en la Discontinuidad de Mohorovicic (Moho). Se sabe que las ondas o fases PmP al reflejarse en el Moho pueden proporcionar directamente información sobre el espesor de la corteza.

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

En la actualidad, con la enorme cantidad de datos registrados en las estaciones sísmicas existentes en todo el mundo se ha estimado la densidad, espesor, composición, estructura y estado físico del interior de la Tierra.

En resumen, se ha establecido que la Tierra está formada por tres capas concéntricas: corteza, manto (interno y externo) y núcleo (interno y externo), con propiedades físicas distintas (Figura 1).

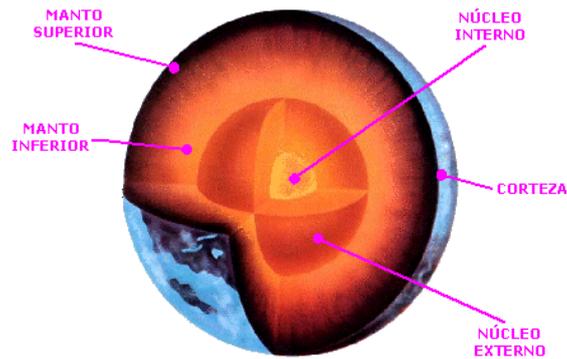


Figura 1. Estructura Interna de la Tierra

El medio que separa cada una de las capas que constituyen a la Tierra, recibe el nombre de “discontinuidad”, debido a que es en este medio donde las ondas sísmicas son afectadas considerablemente. Las principales discontinuidades son:

Conrad, divide la corteza en dos en corteza granítica y basáltica.

Mohorovicic, esta sería el límite inferior de la corteza terrestre; es decir, que se encuentra dividiendo la corteza del manto.

Gutenberg, se encuentra dividiendo el manto del núcleo.

de Repetti, permite dividir el manto en dos zonas: superior e inferior.

de Weichert, permite diferenciar el núcleo interno del externo.

La Corteza Terrestre

La parte más superficial de la Tierra se denomina corteza y está compuesta principalmente de rocas ígneas ricas en silicatos, la corteza es separada del manto por la Discontinuidad de Mohorovicic, o simplemente Moho. Puede ser dividida en:

Corteza oceánica: De estructura sólida, con predominio de basalto. En general se considera que en este tipo de corteza se asientan los océanos.

Corteza continental: De estructura sólida, con abundancia de granito; por lo tanto, en la composición de la corteza predominan los feldespatos y el cuarzo. Como contraposición a la corteza oceánica, la continental es la que se tiene bajo nuestros pies en los continentes.

Discontinuidad De Moho

En 1909, Mohovicic, sismólogo yugoslavo, analizando los registros de las ondas de un fuerte sismo que se produce en Croacia, infiere que a cierta profundidad debiera existir rocas a través de las cuales, las ondas sísmicas se propagan a mayor velocidad que cuando lo hacen junto a la superficie. Mohorovicic observó que las ondas sísmicas tenían un comportamiento diferente, determinando así, con el uso de modelos matemáticos y bajo los supuestos de una tierra plana y una velocidad del medio constante, que el espesor de la corteza es de aproximadamente 50 Km. Tras este descubrimiento, desde esa época se ha llamado superficie de discontinuidad de Mohorovicic o simplemente Moho en honor a su descubridor. Por convección, se ha admitido que el Moho define a la base de la corteza que la separa del manto, tal como lo muestra la Figura 2.

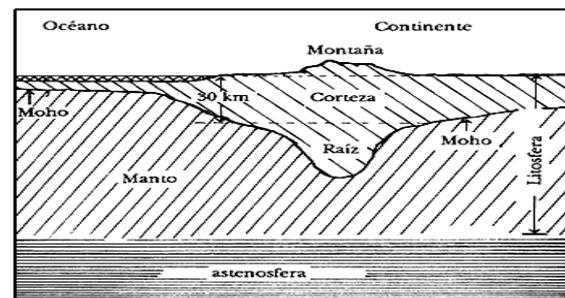


Figura 2 Esquema que muestra la forma de la Corteza Terrestre y la Discontinuidad de Moho.

LOS SISMOS

Un sismo es en esencia una vibración de la corteza terrestre, que se propaga mediante ondas concéntricas desde un punto en el interior de la Tierra, donde debe haberse producido una ruptura del equilibrio entre las masas rocosas allí existentes. El punto o región donde se ha producido el la ruptura recibe el nombre de hipocentro y su proyección en la superficie terrestre es el epicentro, tal como se muestra en la Figura 3:

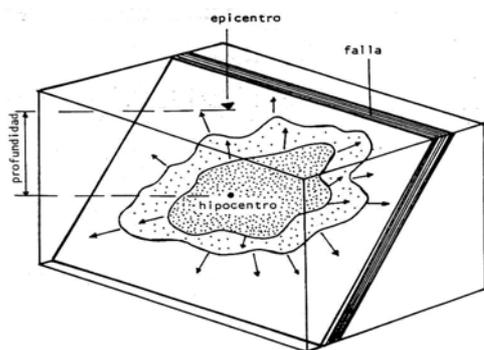


Figura 3. Vista de una parte de la corteza terrestre mostrando la ruptura que se propaga desde el hipocentro a lo largo del plano inclinado de falla. Se muestran dos etapas de la ruptura. Las flechas indican la dirección en que se propaga la ruptura. (Wallace 1995)

En general, los sismos pueden ser clasificados en función de su origen, distancia a cual ocurren y por la profundidad a la cual se ubica su hipocentro:

Clasificación según su origen:

Sismos de colapso. Son sismos de baja intensidad originados en cavidades subterráneas, y son originados por el colapso de las mismas.

Sismos de origen volcánico. La explosión de gases en las erupciones volcánicas pueden originar sismos que en general, son de baja intensidad y afectan a superficies pequeñas.

Sismos tectónicos. Son los de mayor intensidad y frecuencia, y están originados por la ruptura violenta de las masas rocosas a lo largo de las fallas o superficies de fractura.

Sismos Inducidos. Están asociados a esfuerzos generados artificialmente por interacción humana (pruebas nucleares, represas, explosiones, explotación minera, etc.).

Clasificación según su distancia epicentral

Sismos Locales. Considera a los eventos ocurridos a distancias epicentrales no mayores a 10° .

Sismos Regionales. Considera a los sismos registrados a una distancia epicentral entre 10° y cerca de los 103° .

Telesismos. Agrupa a los sismos que ocurren a una distancia epicentral de mayor a 103° .

Clasificación según la Profundidad del Foco:

Sismos Superficiales: Considera a los sismos con un foco ubicado a profundidades menores a 60 o 70 km.

Sismos Intermedios: En este tipo de sismos se considera a aquellos que ocurren a profundidades comprendidas entre 70 y 300 km.

Sismos profundos: La profundidad de estos sismos está comprendida entre los 300 y 700 km.

CLASES DE ONDAS SÍSMICAS

Los sismos producen ondas de varios tipos que se propagan a partir del foco en todas las direcciones. Un registro de ondas sísmicas refleja el efecto combinado del mecanismo de ruptura en el foco, de la trayectoria de propagación, de las características del instrumento registrador y de las condiciones de ruido ambiental en el lugar de registro. Los tipos de ondas que se producen se pueden clasificar en dos, las ondas internas, llamadas así, precisamente porque pueden viajar por el interior de la Tierra; y las ondas superficiales, que se caracterizan por viajar por la superficie de la Tierra.

Ondas Internas.

En el hipocentro se originan sólo dos tipos de ondas, una onda longitudinal o de compresión (P) y una onda transversal o de corte (S).

Ondas P. Conocidas también como ondas compresionales, porque se transmite produciendo compresiones y rarefacciones. En este caso, el movimiento de las partículas se realiza en el mismo

sentido en que se propaga la onda, tal

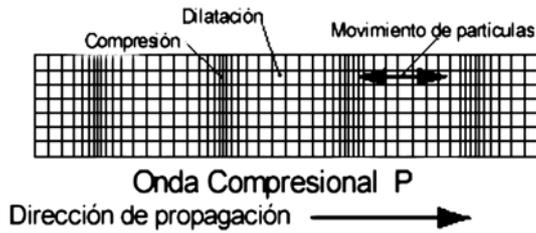


Figura 4 Movimiento de la Onda P

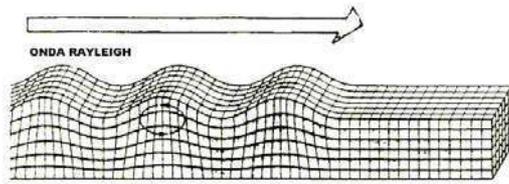


Figura 6. Movimiento de la Onda Rayleigh

Ondas S. Conocidas como ondas transversales o de cizallamiento, y en este caso las partículas se mueven en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda, (Figura 5).

Ondas Superficiales.

La interacción de las ondas internas con el medio da origen a las Ondas Superficiales. Estas corresponden a sumas de ondas internas, con energía atrapada cerca de la superficie y amplitud que decrece con la profundidad. Ha estas ondas se es ha denominado con el nombre de los científicos que demostraron teóricamente su existencia.

Ondas Rayleigh. El movimiento de las partículas que producen este tipo de onda, es compresional y de cizalla, contenido en el plano de propagación de la onda. Este movimiento es elíptico y retrógrado (ver Figura 6).

Ondas Love. El movimiento de partículas asociado a este tipo de ondas es de cizalla, normal al plano de propagación de ondas (ver Figura 7)

como se muestra en la Figura 4.

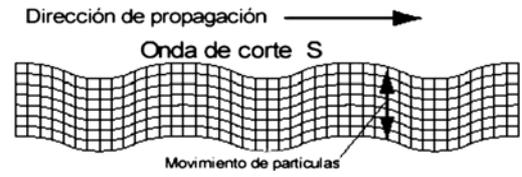


Figura 5. Movimiento de la Onda S.

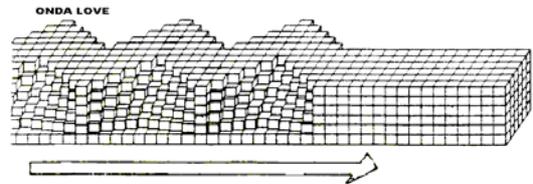


Figura 7. Movimiento de la Onda de Love

Ondas registradas entre 0° Y 10°

Para explicar la estructura de los registros sísmicos hechos a distancias epicentrales comprendidas entre 0° y 10°, se asumirá un modelo estructural simplificado de la corteza, (Figura 8). Hay que notar que las distancias consideradas en el ejemplo, obvian los efectos de la curvatura de la superficie de la tierra.

Considerando ondas P y S que se originan en el foco *F* y que llegan a las estaciones registradoras *S₁*, *S₂* y *S₃*, dispuestas en la superficie a diferentes distancias epicentrales, se puede construir rutas para los rayos, tal como *FS₂* conocidas como *Pg* y *Sg* o algunas veces como *P* y *S* simplemente. Un rayo reflejado en la Discontinuidad de Mohorovicic corresponde a reflexiones de las ondas *P* y *S*, llamadas *PmP* y *SmS*, respectivamente. Hay que notar que en este caso, esto es sólo una parte de la energía incidente que se refleja en el Moho dentro de la corteza y registrado en *S₁*, el resto de la energía es refractada dentro del manto y no podría mostrarse sobre los registros hechos en *S₁*.

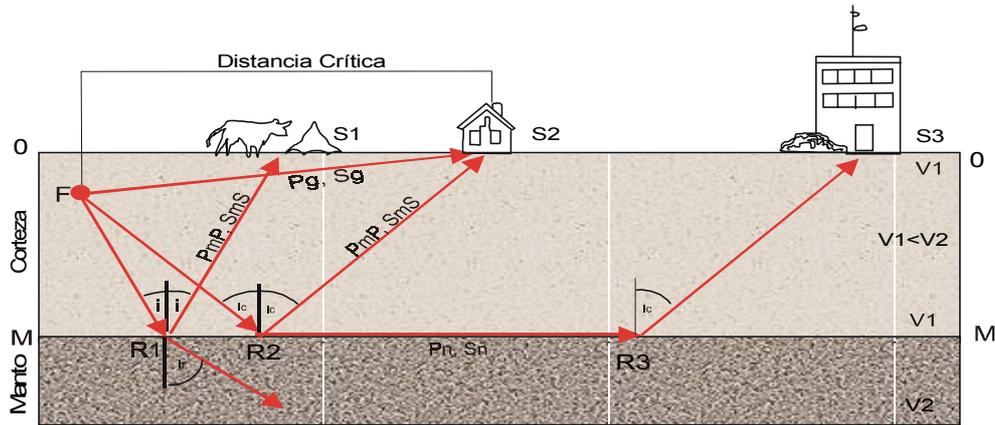


Figura 8. Principios de la propagación de las ondas desde el foco de un sismo F a través de un modelo de corteza de una sola capa. (Kulháněk, 1990)

Siguiendo la Figura 8, se observa que conforme las distancias epicentrales aumentan, el ángulo de incidencia i y el ángulo de refracción i_r también aumenta. A distancias epicentrales críticas, ($i_r = 90^\circ$), la energía del rayo refractado no ingresa al manto pero si viaja a lo largo de la discontinuidad de Moho, para registrarse en S_3 . Estas ondas son llamadas P_n y S_n , respectivamente. Como puede verse en la misma Figura 8, las fases P_g y S_g pueden ser registradas a cualquier distancia, mientras que, las P_n y S_n no son observadas a distancias menores que, la correspondiente a la estación S_2 .

Fases Reflejadas PmP.

Las ondas P reflejadas en el Moho, son conocidas como fases PmP, y en general, pueden ser mejor registradas a distancias muy cortas y para la cual, la contaminación por fases P_g y P_n no es severa. La práctica ha mostrado que estas ondas pueden ser bien identificadas sobre registros obtenidos a distancias epicentrales comprendidas en un rango de 60 a 140 kms. Se debe tener en consideración que dependiendo del lugar este rango puede variar, así por ejemplo, para la región de Estados Unidos de Norteamérica las fases PmP han sido mejor identificadas a distancias comprendidas entre los 90 y 210 km. Para facilitar la identificación de la fase PmP, mas que considerar las distancias epicentrales, se puede hacer uso de las diferencias del tiempo de arribo teórico de

varias fases. Analizando los sismogramas se puede observar que el tiempo de arribo de las ondas PmP es casi constante. Con una cierta diferencia de tiempo de las fases de P , proporcionales a la distancia epicentral, las ondas S de la corteza arriban en el mismo orden que las ondas P .

CALCULO DEL ESPESOR DE LA CORTEZA CONTINENTAL

Metodología Empleada.

A fin de calcular el espesor de la corteza utilizando los tiempos de recorrido de las fases PmP, es necesario tener en cuenta varias consideraciones, entre ellas: los tiempos de recorrido de la fases P directa y el tiempo de recorrido de la fases reflejadas y refractadas en el Moho, los hipocentros de los sismos que denben estar ubicados a una profundidad (h) menor al espesor de la corteza (según teoría); asumir una tierra plana y una velocidad constante.

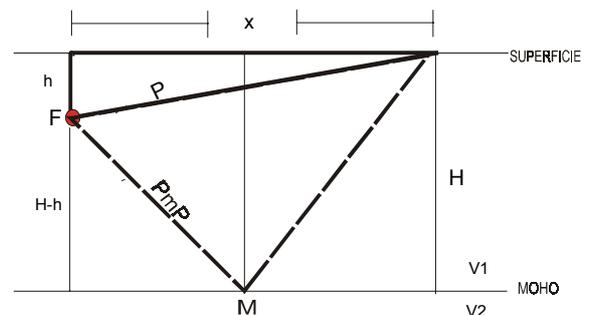


Figura 9. Trayectorias de las Ondas P y Ondas PmP.

Con estas consideraciones y de acuerdo a la Figura 9, se puede observar que el interés es determinar la profundidad del punto M que viene a ser la superficie del contacto corteza – manto (Discontinuidad de Moho) sobre el cual se refleja la onda P.

El trazo de recorrido de la onda descrita puede ser estudiada mediante las siguientes relaciones:

$$t_1 = \frac{\sqrt{h^2 + x^2}}{v_1}$$

$$t_3 = \frac{x}{v_2} + \frac{(2H - h)\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_2 v_1}$$

de acuerdo a estas ecuaciones:

t_1 representa el tiempo de la onda directa.

t_3 representa el tiempo de la onda reflejada.

h representa la profundidad entre la superficie y el hipocentro.

x representa la distancia epicentral.

v_1 y v_2 representa la velocidad de la onda P.

H representa la profundidad que deseamos hallar.

Para el cálculo del tiempo de recorrido de la onda PmP, es necesario reconstruir el tiempo de recorrido de la onda P (t_1), para poder eliminarlo del tiempo de la onda PmP (t_3), para tal efecto se diferencian los tiempos de recorrido de ambos ($PmP - P$), obteniendo la profundidad deseada, con la siguiente ecuación:

$$H = \frac{1}{2} \left[h + \sqrt{\left[(\delta t * v) + \sqrt{h^2 + x^2} \right]^2 - x^2} \right]$$

ADQUISICIÓN DE DATOS

De todos los sismos ocurridos en Perú durante el periodo de Enero de 2000 y Diciembre de 2001, se ha seleccionado aquellos que presentan profundidades menores a 30 km, y distancias comprendidas entre 60 y 140 km. Según este criterio, se ha tomado 4 para realizar el presente estudio, y sus parámetros epicentrales de estos sismos se muestran en la Tabla 1. De estos sismos, 2 ocurrieron en la región sur y 2 en la región norte, coincidentemente para ambas regiones se tiene un sismo con epicentro en el océano y otro en el continente (Figura 10).

Los datos o formas de onda correspondientes a los sismos utilizados, han sido recuperados de las estaciones Huaylas y Huancayo (Banda Ancha), y de San Gregorio (Periodo Corto), todas pertenecientes a la Red Sísmica Nacional.

En la Tabla 2 se muestra las coordenadas de cada una de las estaciones usadas en este estudio.

Identificación de Fases Sísmicas

Seleccionados los sismos con las características descritas anteriormente, se procede a identificar las principales fases presentes en los sismogramas (en este caso los sismogramas correspondientes a la componente z). Además de conocer el tiempo de arribo de la ondas Pg y Sg, se ha identificado los tiempos de arribo de la onda PmP que serán utilizados para el propósito de este estudio. A continuación en las Figuras 11, 12, 13 y 14 se presentan los sismogramas utilizados y con flechas se indica la llegada de las fases Pg, PmP y Sg. En la Tabla 3 se presenta los tiempos de llegada de dichas fases en cada estación registradora.

Tabla 1. Parámetros hipocentrales de los sismos utilizados en este estudio

	Fecha	Hora Origen-GMT	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud (Mb)	Código de Estación Registradora
1	22/02/01	13:55:38	-11.43	-74.43	25.0	3.9	HUA
2	09/07/01	14:59:00	-17.31	-72.75	7.0	4.1	SNG
3	12/10/01	00:04:43	-9.71	-78.57	12.0	4.3	HLS
4	04/12/01	05:57:14	-15.45	-72.86	16.0	5.2	SNG

Tabla 2. Coordenadas de las estaciones sísmicas utilizadas en este estudio.

Nombre de la Estación	Código	Latitud	Longitud	Elevación (msnm)
Huaylas	HLS	-8.847	-77.889	3230
Huancayo	HUA	-12.038	-75.322	3330
San Gregorio	SNG	-16.570	-72.715	161

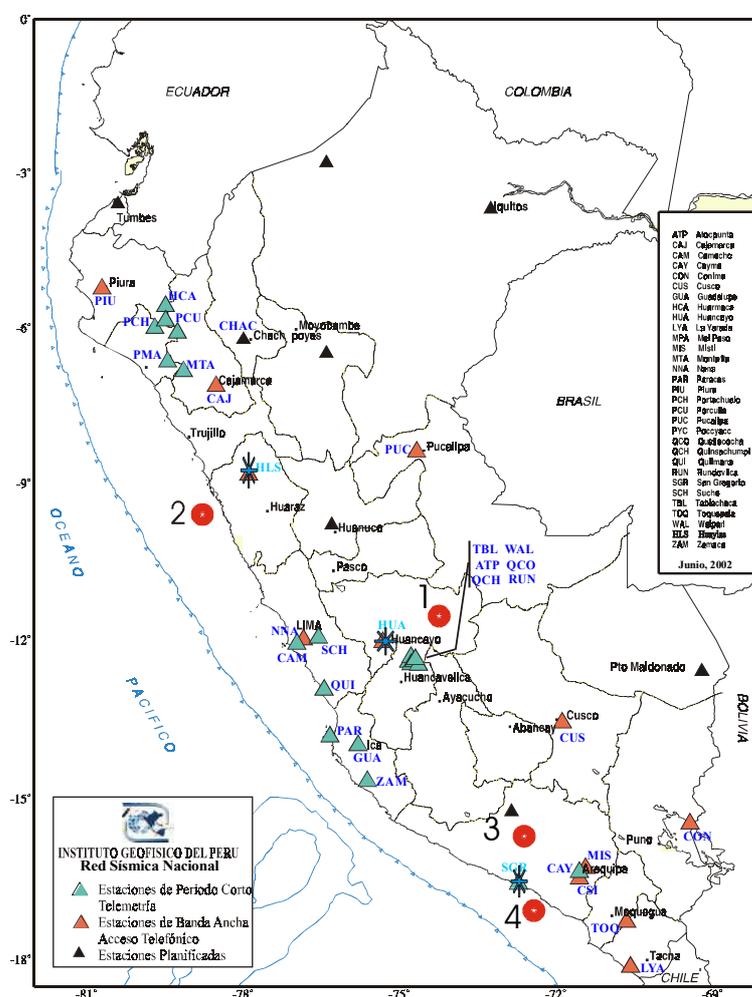


Figura 10. Mapa de la Red Sísmica Nacional. Los asteriscos dentro de los triángulos indican la ubicación de las estaciones que registraron los sismos utilizados en este estudio. Los sismos son indicados con los números 1, 2, 3 y 4.

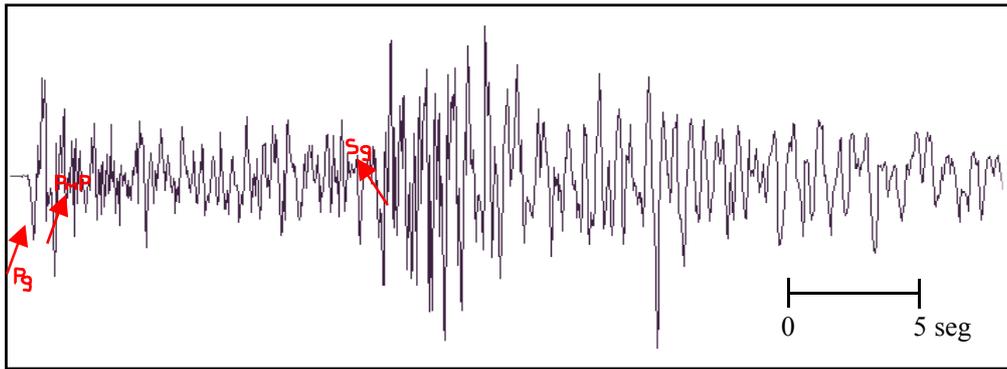


Figura 11. Sismograma correspondiente al sismo ocurrido el día 22 de febrero del 2001. Estación Sísmica de Huancayo (HUA).

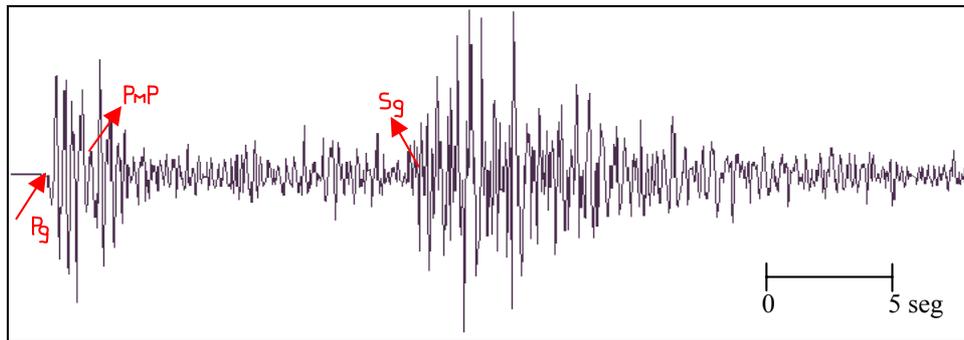


Figura 12. Sismograma correspondiente al sismo ocurrido el día 12 de octubre del 2001. Estación Sísmica de Huaylas (YLA).

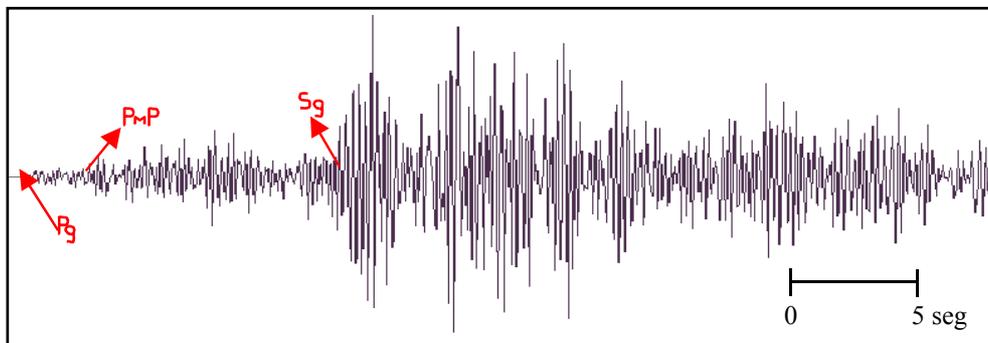


Figura 13. Sismograma correspondiente al sismo ocurrido el día 09 de julio del 2001. Estación Sísmica de San Gregorio (SGR).

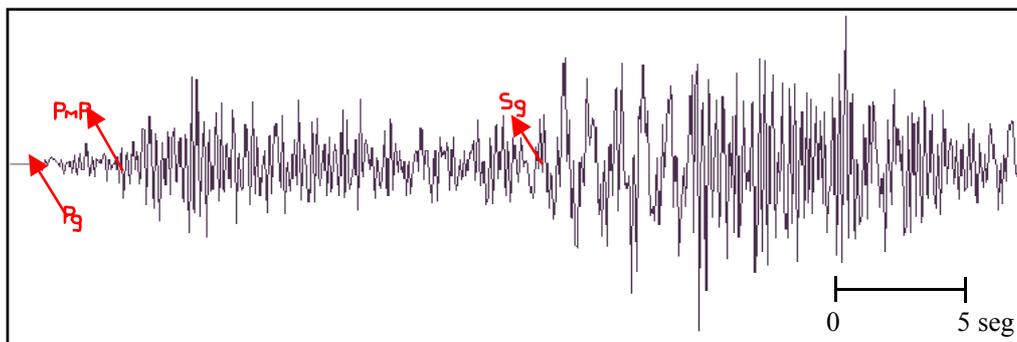


Figura 14. Sismograma correspondiente al sismo ocurrido el día 04 de diciembre del 2001. Estación Sísmica de San Gregorio (SGR)

Tabla 3. *Tiempos de llegada de las ondas Pg, PmP y Sg para cada sismo utilizado en el presente estudio T_L indica tiempo de llegada de la fase a cada estación.*

Estación	Sismo	Tiempo de Arribo de la Onda Pg ($T_L - Pg$)	Tiempo de arribo de la Onda PmP ($T_L - PmP$)	Tiempo de Arribo de la Onda Sg ($T_L - Sg$)
Huancayo	22/02/2001	13:55:58.7	13:56:01.9	13:56:12.7
San Gregorio	09/07/2001	14:59:17.7	14:59:19.2	14:59:26.2
Huaylas	12/10/2001	00:05:04.5	00:05:06.3	00:05:20.2
San Gregorio	04/12/2001	05:57:34.8	05:57:49.5	05:57:49.5

Cálculo del Espesor de la Corteza en la Región Norte y Sur de Perú.

Siguiendo la ecuación definida anteriormente, y utilizando el tiempo de llegada de las ondas P, PmP y los parámetros hipocentrales de los sismos reportados por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), se calcula la profundidad del punto de reflexión para los cuatro sismos

considerados en el presente estudio. En la tabla 4 se presentan los resultados obtenidos para la profundidad del Moho o espesor de la corteza, además de las diferencias de tiempo $T_P - T_{PmP}$, la distancia entre el epicentro del sismo y la estación registradora, así como la velocidad de las ondas P usada, en este caso constante.

Tabla 4. *Valores de Profundidad del Moho (H) estimada para las regiones centro y sur de Perú a partir de las fases PmP.*

Sismo	$t_P - t_{PmP}$ (seg.)	Distancia (km.)	Velocidad (km/s)	Profundidad H (km.)
1	2.973	119.944	6	54.7
2	2.833	82.313	6	31.5
3	2.447	122.147	6	41.5
4	2.596	125.481	6	41.3

Conocida H, es posible proyectar el punto de reflexión en superficie a fin de determinar una localidad de referencia, para señalar la ubicación del espesor de la corteza. En este caso, se ha omitido la topografía de la zona, al igual que la elevación del lugar donde se encuentra la estación, considerando que estos valores fluctúan entre 2 y 3 kilómetros, los mismos que se encuentra dentro del rango

de error de la lectura de los tiempos de llegada de las fases PmP.

En la tabla 5 se presenta los parámetros del punto en superficie para el cual se ha determinado la profundidad del Moho, además se ha tratado de dar un lugar de referencia a fin de que estas sean ubicadas con mayor facilidad.

Tabla 5. *Coordenadas y localidades de referencia correspondientes a los puntos para los cuales se ha estimado la Profundidad del Moho*

Estación	Longitud	Latitud	Localidad de Referencia	Departamento
Huaylas	-78.258	-9.346	35km W de Buena Vista Alta	Ancash
Huancayo	-75.243	-11.745	22km NW de San Antonio de Ocopa	Junín
San Gregorio	-72.811	-16.004	28km W de Aplao	Arequipa
San Gregorio	-72.763	-16.983	31km SW de Mollendo	Arequipa

En la Figura 15, se presenta dos esquemas que muestran la forma de la Discontinuidad de Mohorovicic en la región Centro y Sur de Perú, y sobre las cuales se indican los valores obtenidos en este estudio para el espesor de la corteza o profundidad del Moho. En la Figura 15a, se observa que para la región Central y a una distancia de 33 km desde la línea de costa, la corteza continental tendría un espesor de 31.5 km; mientras que, a 200

km aproximadamente sobre la línea de costa el espesor sería de 41.3 km. Para la región sur (Figura 15b), se observa que a una distancia de 50 Km aproximadamente, mar adentro a partir de la línea de costa, la corteza tendría un espesor de 41.5km y a una distancia de 80 km al interior del continente, la profundidad o espesor de la corteza se incrementaría a 54.7 km.

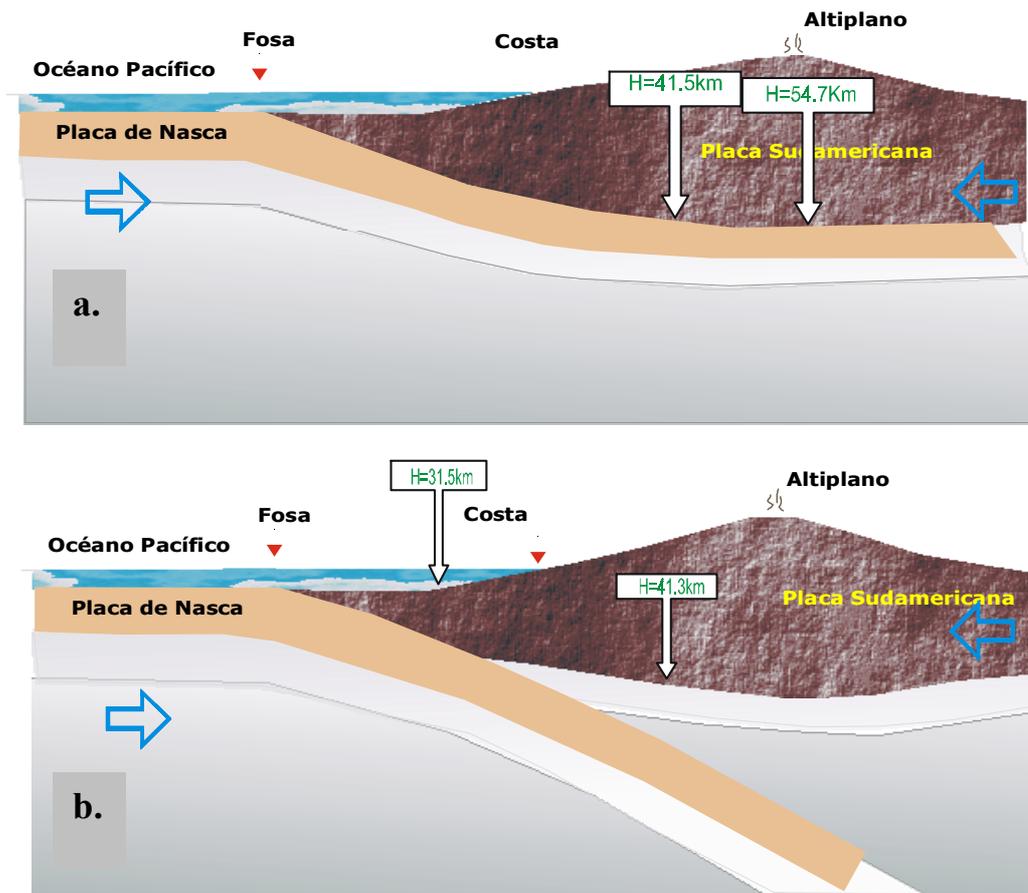


Figura 15. Esquemas para el modo de subducción presentes en las regiones centro (a) y sur(b) de Perú, según Bernal y Tavera(2002). Las flechas indican los espesores de la corteza o profundidad del Moho obtenido en este estudio.

CONCLUSIONES.

El uso de las ondas PmP para estimar el espesor de la Corteza en la región central y Sur de Perú, ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

En la región Central el espesor de la corteza es del orden de los 54.7 km por debajo de las cercanías de la localidad de

San Antonio de Ocopa en el Departamento de Huancayo; y de 41.5 cerca de la localidad de Buena Vista Alta en el ca al Departamento de Ancash.

En la región Sur, la corteza tiene un espesor de 41.3 km, cerca a la localidad de Aplao en el Departamento de Arequipa y de 31.5 km mar adentro, frente a la

localidad de Islay en el departamento de Arequipa.

Estos resultados son coherentes con los propuestos por otros autores para ambos casos utilizando metodologías diferentes.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento especial al Dr. Hernando Tavera, Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG – Sismología) por sus enseñanzas, consejos y sobretodo por su paciencia para conmigo. Asimismo, mi agradecimiento a todo el personal de CNDG por sus consejos y ayuda desinteresada en la elaboración del presente informe. Finalmente, mi agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú, por haberme otorgado la oportunidad, a través de una beca, de realizarme profesionalmente.

BIBLIOGRAFIA

Bernal I. y Tavera H.(2002): Sismicidad y Energía. Monografía. CNDG (en preparación).

James, (1971): Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes. Geol. Soc. Am. Bull., 82,12, 3325-3346.

Kulhanek, O. (1990): Anatomy of Seismograms, IASPEI, 172p.

Megard, F. (1978): Etude Géologique des Andes du Pérou Central, ORSTOM Paris, p 261.

Neumann, F. (1970): Principios Fundamentales para la Interpretación de Sismogramas. Traducción de la 3^{ra} Edición Inglesa. Lima – Perú, p 74.

Ocola L. y Meyer R. (1973): Crustal Structure from the pacific basin to the Brasilien shield between 12° and 30° S latitude. Geol. Soc. Am. Bull. 84, 3387 – 3404.

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

Tavera, H. (1990): Interpretación de las anomalías de estación a partir de fases P y PKIKP para la Región del Perú Central, Bol. Soc. Geológica del Perú, 81, 47 – 54.

Udias, A.y Mézcua, J. (1986): Fundamentos de Geofísica, Ed. Alhambra, Madrid, p. 419.

Wallace, (1995): Modern Global Seismology, Academic Press, INC. Estados Unidos de Norteamérica. p 521.

MONITOREO Y ANALISIS PRELIMINAR DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA DEL VOLCÁN SABANCAYA (AREQUIPA) DURANTE EL PERIODO COMPRENDIDO ENTRE EL 1 y 15 DE JULIO DEL 2002

SOPHIE CRAVOISIER y VINCENT MAURER

Escuela de Física del Globo

Universidad Louis Pasteur-Estrasburgo-Francia

phisocp@yahoo.com

peuf23@yahoo.com

Prácticas dirigidas por: Ing. Yanet Antayhua

Centro Nacional de Datos Geofísicos-Sismología

RESUMEN

En el presente estudio se realiza la clasificación y análisis preliminar de las señales sísmicas registradas por una Red Sísmica Temporal compuesta por 4 estaciones de banda ancha instaladas en las proximidades del volcán Sabancaya durante el periodo comprendido entre el 1 y 15 de Julio del 2002. La clasificación ha sido realizada utilizando el modelo propuesto por Minakami (1974). Durante el periodo de operatividad de la red sísmica se ha registrado señales de Tipo-A, Tipo-B, Periodo largo (LP), Tremores y Explosiones.

INTRODUCCION

Los estudios sismológicos realizados sobre diferentes volcanes activos del mundo han permitido registrar y analizar una diversidad de señales sísmicas, los mismos que podrían estar relacionados con los procesos físicos, químicos y tectónicos que ocurren durante su evolución volcánica. En general, las causas para que se registren una gran variedad de señales volcánicas pueden ser atribuidos a dos procesos: el primero a procesos físicos de la fuente sísmica, el registro de las señales brindan información de la ruptura de la roca sólida que rodea al volcán, traslado o acumulación de magma, circulación de fluidos, gases y en superficie la emisión de fumarolas; el segundo proceso, esta relacionado con la trayectoria que sigue la onda sísmica a través de las diversas estructuras que constituyen el volcán las mismas que se reflejan después en la forma del registro de la señal, observándose frecuentemente una superposición de varias fases. Sin embargo, el análisis de las características del registro de cada una de las señales sísmicas dependerá básicamente de la evolución eruptiva de cada volcán en particular. Estas características han permitido que varios autores realicen

diversas clasificaciones para los diferentes tipos de registros (Minakami, 1974; Latter, 1979; Gil-Cruz y Chouet, 1999). Sin embargo, la clasificación más general obedece al esquema elaborado por Minakami (1974) basándose en su experiencia con muchas erupciones ocurridos en volcanes japoneses con características similares a los volcanes de la región Sur de Perú. Así, Minakami clasifica las señales sísmicas en 6 tipos: señales Tipo-A, Tipo-B, Tipo-C, Período Largo (LP), Explosión y Tremor. Sin embargo, algunos observatorios vulcanológicos han extendido esta clasificación de acuerdo a las características observadas en el proceso eruptivo de sus volcanes, ya sea de manera descriptiva o a partir del análisis del contenido de frecuencias típicas en cada señal sísmica.

El volcán Sabancaya, con una altura de 5978 m.s.n.m. forma parte del extremo Norte de la Zona Volcánica de los Andes Centrales (ZVAC) (Francis y Silva, 1990) y se encuentra ubicado en la parte central del gran Complejo Volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca, el mismo que se ubica a 80 km de la ciudad de Arequipa. Este volcán inicia una importante actividad eruptiva en 1986 con abundante emisión de fumarolas y actividad sísmica,

motivo por el cual el Instituto Geofísico del Perú (IGP) en 1990, instaló una red sísmica temporal compuesta por 6 estaciones. En 1993 esta red es reemplazada por una Red Sísmica Telemétrica compuesta por 3 estaciones instaladas alrededor del volcán Sabancaya (RSTS), la misma que estuvo operando durante el periodo 1993-1995. En la actualidad, el Instituto Geofísico del Perú cuenta con información importante que corresponde al periodo 1990-1995 y cuyo análisis ha permitido identificar y postular algunas hipótesis sobre el origen de la gran diversidad de señales sísmicas del volcán Sabancaya (Tavera, et al., 2000, Antayhua, 2002).

En Julio de 2002, el Instituto Geofísico del Perú decide realizar la instalación de 4 estaciones sísmicas de banda ancha (SABA-1, SABA-2, SABA-3 y SABA-4), todas ellas ubicadas en las proximidades al cráter del volcán Sabancaya con la participación de los autores del presente estudio (Universidad Louis Pasteur de Estrasburgo-Francia) con la finalidad de monitorear e investigar el estado actual de la actividad sísmica de dicho volcán. En esta primera fase de estudio, la información sísmica obtenida de estas 4 estaciones es analizada y clasificada desde el punto de vista descriptivo utilizando como base la clasificación general propuesta por Minakami (1974).

ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL VOLCÁN SABANCAYA

El volcán Sabancaya, se encuentra localizado en las coordenadas 15°47'S y 71°32'W y presenta una altura de 5970 m.s.n.m. Este volcán es un típico estratovolcán andesítico de edad Holocénica Reciente y forma parte del Complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca. Geográficamente, este volcán está ubicado a 30 km al S-W de la localidad de Chivay y a 80 km en dirección NNW de la ciudad de Arequipa y su accesibilidad, desde esta ciudad, se realiza a través de la carretera que conduce a la localidad de Chivay, Cajamarca y la Hacienda Sallalli.

La actividad eruptiva de este volcán se remonta a los años 1750 y 1784-1785, desde entonces no se ha tenido noticia alguna del volcán. Luego de un periodo de quietud de aproximadamente 200 años, el volcán pasa a otro periodo de reactivación en Noviembre de 1986, distinguiéndose una primera fase eruptiva de tipo Vulcaniana caracterizada por la frecuente emisión de fumarolas que alcanzaron alturas de 3 y 5 km aproximadamente (Rodríguez y Uribe, 1994). Este proceso eruptivo duró hasta 1990, para luego pasar a la fase explosiva caracterizada por la expulsión de cenizas, bloques pequeños de rocas y la constante emisión de fumarolas que llegaron a cubrir un área de 10 km² (Huamán, 1995). A partir de 1993, la erupción del volcán Sabancaya decrece paulatinamente, llegando a presentarse únicamente emisiones de fumarolas en forma esporádica acompañadas con sismos de magnitudes prácticamente imperceptibles. Las emisiones esporádicas de fumarolas, pueden ser observadas hasta la actualidad. Durante el proceso eruptivo del volcán, el Instituto Geofísico del Perú y la Universidad Nacional de San Agustín realizaron diversos estudios de vigilancia sísmica con periodos cortos de observación y cuyos resultados permitieron proponer diversas hipótesis para explicar el proceso evolutivo del volcán desde el punto sísmico (Rodríguez y Huamán, 1992; Kosaka, et al, 1996; González, 1996; Lazo, et al.1996, Tavera et al, 2000; Antayhua, 2002) y geológico-tectónico (Thouret, et al., 1995a y Thouret et al., 1995b). En general, el desarrollo de la actividad eruptiva del volcán Sabancaya estuvo caracterizado por el registro de una gran variedad de señales sísmicas de tipo volcánico que podrían estar relacionados al fracturamiento de rocas, circulación de fluidos, gases dentro del conducto volcánico y en superficie emisión de fumarolas, caída de cenizas y pequeños bloques de rocas (Tavera et al., 2000). Asimismo, los diferentes estudios sísmicos realizados en la región del volcán Sabancaya, muestran que la actividad sísmica registrada durante el proceso eruptivo del volcán Sabancaya se concentró mayormente al Este y NE del volcán Sabancaya; es decir, sobre los

lineamientos tectónicos presentes en la zona denominada como Pampa Sepina (Antayhua et al., 2001; Antayhua, 2002).

RED SÍSMICA TEMPORAL DEL VOLCÁN SABANCAYA

Esta Red Sísmica Temporal del Volcán Sabancaya estuvo conformada por 4 estaciones sísmicas de banda ancha, las mismas que fueron instalados en los puntos denominados como SABA-1, SABA-2, SABA-3 y SABA-4, todas a

distancias desde el cráter de 4, 2.5, 14 y 20 km respectivamente (Figura 1). Estas estaciones están constituidas de registradores REFTEK, modelo 72A-07 y sensores marca GURALP modelo CMG-40T con un ancho de banda de 30 s a 50 Hz. El control de tiempo estuvo sincronizado por GPS. Las estaciones sísmicas estuvieron operativas durante el periodo comprendido entre 1 y 15 de Julio del 2002. En la Tabla 1, se presenta las coordenadas geográficas de dichas estaciones.

Tabla 1.- Principales características de las estaciones que conforman la Red Sísmica Temporal del Volcán Sabancaya.

ESTACION	CODIGO	LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	ALTITUD (m.s.n.m)
Sabancaya-1	SABA-1	-15.812°	-71.847°	5169
Sabancaya-2	SABA-2	-15.807°	-71.841°	5271
Sabancaya-3	SABA-3	-15.788°	-71.974°	4743
Sabancaya-4	SABA-4	-15.803°	-72.029°	4527

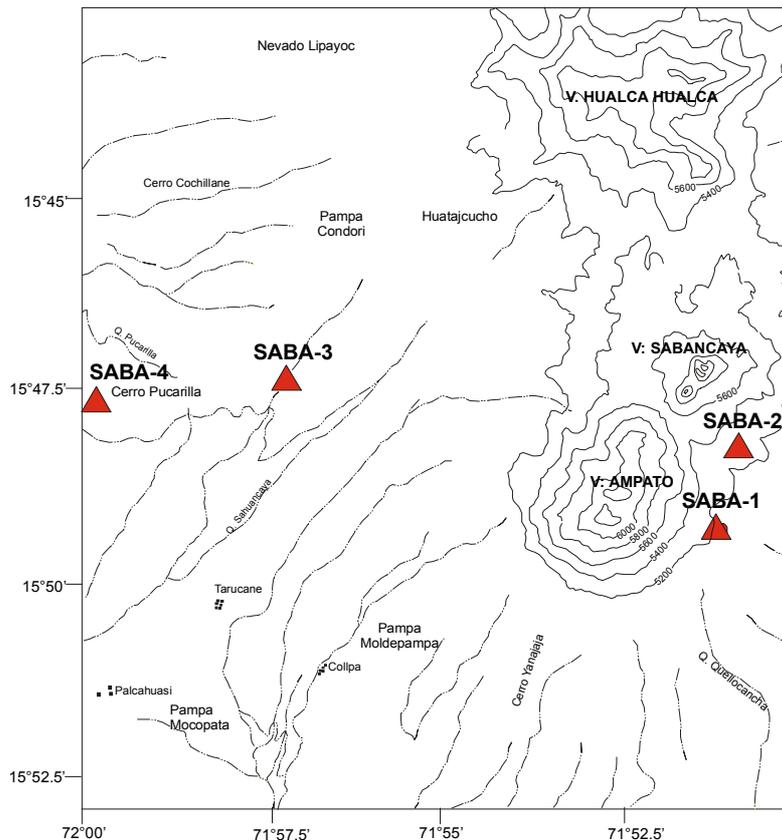


Figura 1. Distribución de la Red Sísmica Temporal del Volcán Sabancaya (periodo 1 al 15 de Julio del 2002). Los triángulos indican la ubicación de cada una de las estaciones.

TIPOS DE SEÑALES SÍSMICAS

Para realizar la clasificación de las señales sísmicas registradas por la red Sísmica Temporal del Volcán Sabancaya, se ha utilizado como base la clasificación propuesta por Minakami (1974), el mismo que distingue hasta 6 tipos de señales sísmicas de origen volcánico: señales de Tipo-A, Tipo-B, Tipo-C, Periodo Largo (LP), Explosión y Tremor (Figura 2). A continuación se realiza una breve descripción de las características de cada una de ellas.

Señales de Tipo-A.- Estas señales ocurren a profundidades menores a 10 km. Se caracterizan por presentar altas frecuencias y amplitudes, sugiriendo que deben su origen a fracturamiento de rocas en respuesta a la intrusión o migración del magma dentro del cráter del volcán. Las fases sísmicas P y S son identificables y pueden ser fácilmente confundidas con sismos producidos por procesos netamente tectónicos.

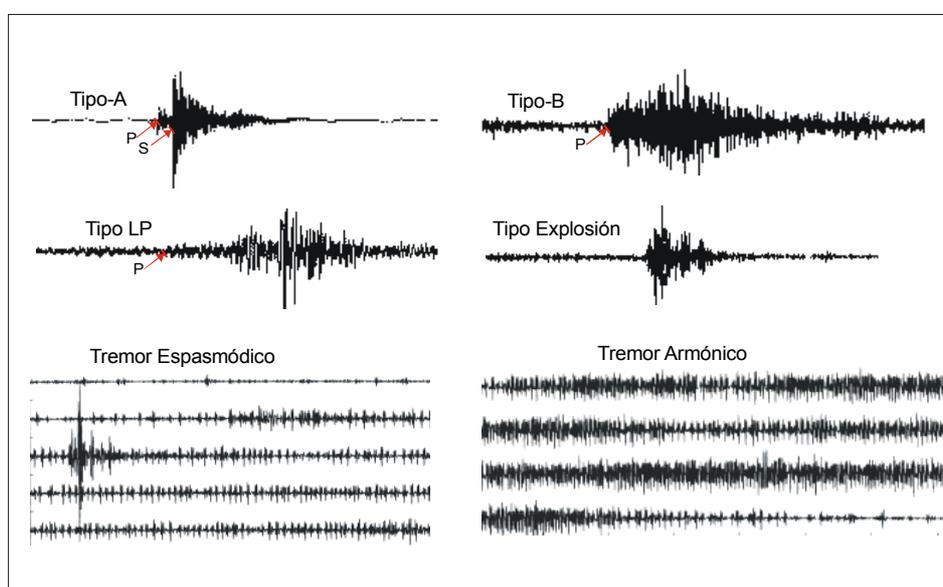


Figura 2. Clasificación general de los diversos tipos de señales sísmicas registradas en volcanes activos (Minakami, 1974). Py S son las fases sísmicas.

Señales de Tipo-B.- Este tipo de señal se caracteriza por presentar fases P y S muy emergentes y el contenido de frecuencia es menor al del Tipo-A. Estas señales pueden estar asociadas también a fracturamiento de rocas y ocurren a profundidades menores a 1 km. Algunas veces pueden presentarse como un enjambre de sismos y puede presentar el registro simultaneo de diversas fases reflejadas debido a la trayectoria que sigue la onda a través de capas heterogéneas.

Señales de Tipo-C.- Estas señales pueden ser muy similares a las de Tipo-B aunque con el registro de fases múltiples. Este tipo

de señal fue observado por primera vez, por Minakami durante el proceso eruptivo del volcán Showa y Usu (Japón), el mismo que podría estar relacionado al crecimiento del domo de lava.

Señales de Periodo Largo (LP).- En general, estas señales sísmicas se caracterizan por presentar frecuencias bajas debido a la resonancia causada por la presión esporádica de los fluidos y gases en las grietas del conducto volcánico y la posterior desgasificación en superficie.

Señales de Explosión.- Estas señales son generadas por explosiones volcánicas que

se producen durante el proceso eruptivo de un volcán. El registro de estas señales depende básicamente de la fuerza de la explosión, la misma que acondiciona su duración y frecuencia.

Señales de Tremor.- Las señales de tremores se caracterizan por presentar un tren continuo de vibraciones que pueden durar horas, días y semanas. A diferencia de las señales descritas anteriormente, los tremores proporcionan información de todo el proceso eruptivo de los volcanes, entre ellos los asociados a los procesos magmáticos en el interior del volcán ya sea por el movimiento del magma mismo, gases, ruidos, etc. y en superficie por la emisión de fumarolas, cenizas y caída de rocas. De acuerdo a la forma, amplitud y frecuencia de la señal de tremor puede ser clasificado en armónicos, periódicos, monocromáticos y espasmódicos.

SEÑALES SÍSMICAS REGISTRADAS EN EL VOLCÁN SABANCAYA

Durante el periodo de monitoreo del volcán Sabancaya, las estaciones SABA-1, SABA-2 y SABA-3, han registrado 5 tipos de señales: señales sísmicas de Tipo-A, Tipo-B, Periodo Largo (LP), Tremor y Explosiones. A fin de realizar un mejor análisis de los registros se ha visto por conveniente dividirlos en 3 grupos de acuerdo a su fineza y de su nivel de ruido. Así, el primer grupo considera a señales con registros claros y nítidos, el segundo esta conformado por señales cuyo registro presenta cierto nivel de ruido que dificulta su análisis siendo necesario utilizar un filtro y el tercer grupo, considera a las señales con mayor nivel de ruido; siendo estas demasiado elevados.

Señales Tipo A.- Durante el tiempo de operatividad de las estaciones, se ha registrado un gran número de señales Tipo-A en las estaciones SABA-1 y SABA-2 y menor en SABA-3. Estas señales hacen un total de 25 y 272 respectivamente. Asimismo, se ha observado que el incremento de actividad sísmica de Tipo-A corresponde principalmente a los dos últimos días de operatividad de las estaciones (días 14 y

15). En la Figura 3a, se muestra un ejemplo de señal Tipo-A registrada el 09/07/2002 a las 14:21 (GMT) en la estación SABA-1, el mismo que corresponde al segundo grupo de señales sísmicas. En el extremo izquierdo se presenta la señal sin filtro y en el extremo derecho la señal filtrada, siendo posible identificar a las fases P y S. En la Figura 3b, corresponde a la señal registrada el 03/07/2002 a las 01:31 (GMT) en la estación SABA-2. Debido a la buena calidad del registro, esta señal es considerada dentro del primer grupo. Otro ejemplo de señal de Tipo-A es mostrado en la Figura 3c y corresponde a la registrada el 05/07/2002 a las 03:03 (GMT) en la estación SABA-3. La buena calidad de su registro permite identificar fácilmente las fases P y S.

Señales Tipo-B.- Señales de este tipo fueron registradas durante los últimos días de operatividad de las estaciones sísmicas (días 13,14 y 15), principalmente en las estaciones SABA-1 y SABA-2 (60 y 224 señales). En la Figura 4a y 4b, se muestran las señales registradas los días 07 y 14 de Julio a las 01:12 y 12:49 (GMT) en las estaciones SABA-1 y SABA-2 respectivamente. Estas señales son mostradas en sus componentes vertical (Z), Norte-Sur (N-S) y Este-Oeste (E-W). Tal como se observa en las Figuras, estas señales se caracterizan por presentar al inicio de su registro una señal de baja frecuencia, siendo posible identificar únicamente la fase P. El tiempo de duración de ambos registros es de 15 y 14 segundos aproximadamente.

Señales de Periodo Largo (LP).- Estas señales fueron menos numerosas que las dos anteriores y han sido registrados en SABA-1 (7) y SABA-2 (13). En la Figura 5a, se presenta un ejemplo de señal LP registrado el 09/07/2002 a las 17:05 (GMT) en la estación SABA-1. Esta señal esta ha sido considerada en el segundo grupo. En esta figura, se observa una señal acompañada de ruido (extremo izquierdo) lo que no permite identificar su inicio; sin embargo, después de ser filtrada (extremo derecho) se observa la presencia de una fase P muy emergente. En la Figura 5b, se

presenta la señal registrada el 12/07/2002 a las 20:24 GMT en la estación SABA-2, que a diferencia de la Figura anterior, es considerada en el primer grupo. La particularidad que se observa en este registro es que se puede diferenciar

claramente una señal de alta frecuencia al inicio del registro y posteriormente el predominio de la señal de periodo largo. Las duraciones de dichos registros oscilan entre 30 y 60 segundos aproximadamente.

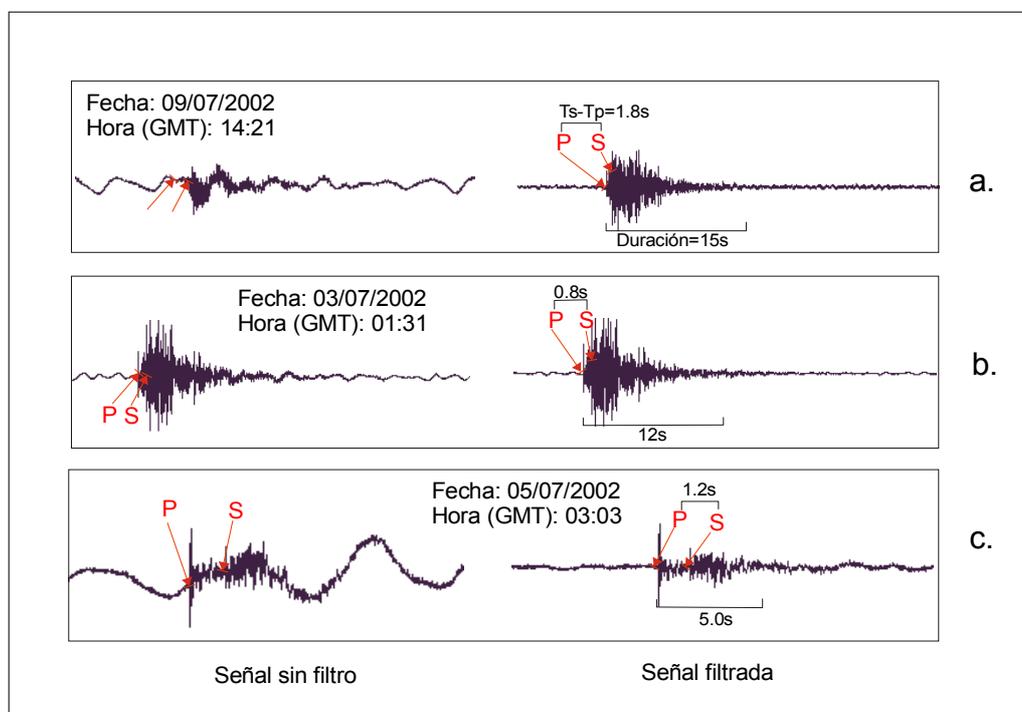


Figura 3. Ejemplos de señales sísmicas de Tipo-A registradas en las estaciones de la Red Sísmica Temporal del Volcan Sabancaya. a). Sabancaya-1 (SABA-1); b). Sabancaya-2 (SABA-2) y c). Sabancaya-3 (SABA-3). T_s-T_p es la diferencia en tiempos de llegada de las fases P y S en segundos (s).

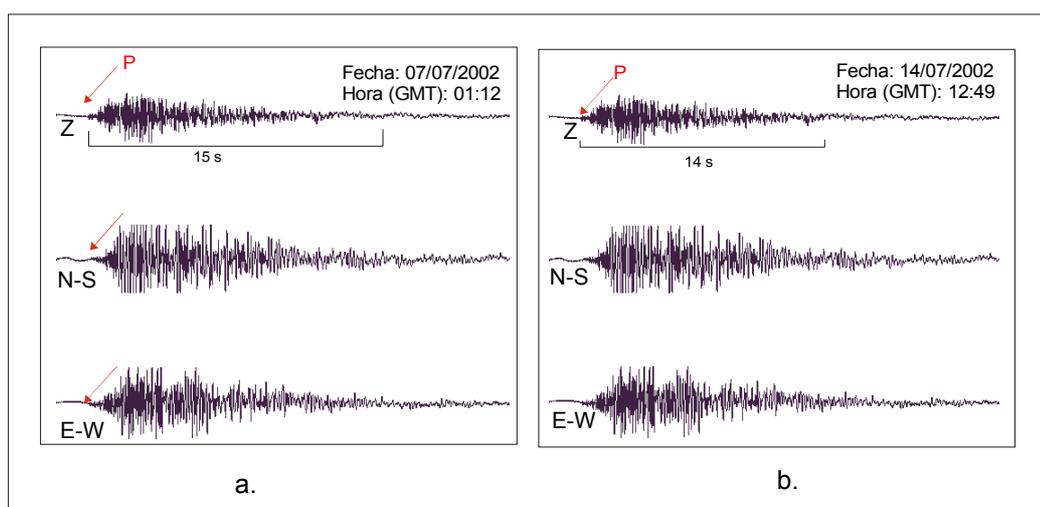


Figura 4. Ejemplos de señales sísmicas de Tipo-B registradas en las estaciones: a). SABA-1 y b). SABA-2 Z: componente vertical, N-S y E-W: componentes Norte-Sur y Este-Oeste respectivamente. Otros, ver Figura 3.

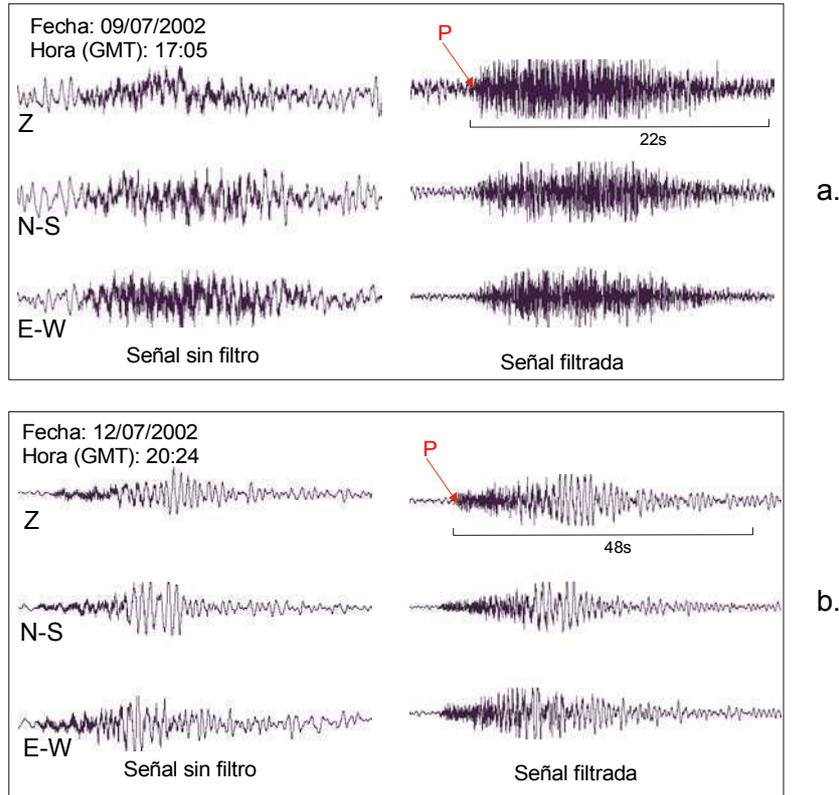


Figura 5. Ejemplos de señales sísmicas de Periodo Largo (LP) registradas en las estaciones: a). SABA-1 y b). SABA-2, Z: componente vertical, N-S y E-W: componentes Norte-Sur y Este-Oeste respectivamente. Otros, ver Figura 3.

Señales de Tipo Tremor y Explosión.-

Durante el periodo de monitoreo, el registro de señales de tipo Tremor y Explosión en las estaciones SABA-1 y SABA-2 fueron mínimos (4 y 3 señales respectivamente). En SABA-2 por ejemplo, el 12/07/2002 a las 23:03 (GMT) se registró una explosión antecedida por un pequeño tremor (Figura 6a). La duración del tremor y explosión es de 18 y 22 segundos. Debido a la buena calidad de su registro esta señal ha sido considerada en el primer grupo. En la Figura 6b, se presenta otro ejemplo de explosión antecedida por tremor registrado el 13/07/2002 a las 04:16 (GMT). Estas señales corresponden al segundo grupo debido a que presentan un cierto nivel de ruido que se confunde con la señal de tremor (extremo izquierdo). En el extremo derecho se presenta las señales filtradas y donde es posible identificar el inicio del tremor y la explosión. La duración es de 20 y 23 segundos aproximadamente. Tal

como podemos observar en las Figuras, las características de las formas de onda de las señales son muy similares.

DISCUSION Y RESULTADOS PRELIMINARES

El monitoreo sísmico del volcán Sabancaya fue realizado por el instituto Geofísico del Perú con la participación de los autores (Universidad Louis Pasteur de Estrasburgo-Francia).

El análisis preliminar de la información sísmica registrada por las estaciones de la Red Sísmica Temporal del Volcán Sabancaya, ha permitido identificar y clasificar las señales en 5 tipos: señales de Tipo-A, Tipo-B, Periodo Largo (LP) y Tremores antecedidas por Explosiones.

En general, durante el monitoreo sísmico del volcán Sabancaya se han registrado un gran número de señales de Tipo-A. Siendo

la estación SABA-2, la que presenta el mayor número de registros (272), especialmente durante los dos últimos días de operatividad (14 y 15 de Julio). Mientras que, la estación SABA-1 ha registrado 25 señales y SABA-3 20 señales. Esta diferencia en el número de señales registradas podría deberse a que las dos primeras estaciones estuvieron

instaladas en las proximidades del cráter del volcán Sabancaya. Asimismo, el tiempo de operatividad de las mismas fue mayor (15 y 10 días respectivamente) con respecto a SABA-3 (7 días). El origen de estas señales podrían estar relacionados a fracturamiento de rocas dentro del cono del volcán Sabancaya.

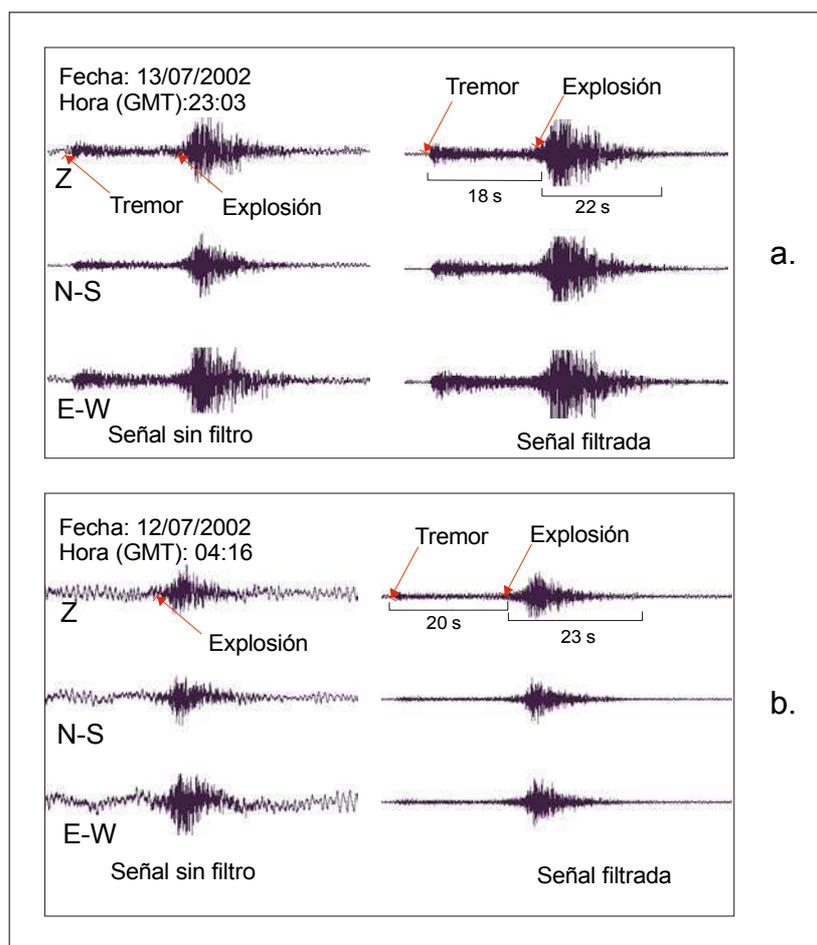


Figura 6. Ejemplos de señales sísmicas de Explosión antecedida por un pequeño Tremor, registradas en la estación SABA-1. a). Señal considerada en el primer grupo de señales y b). Segundo grupo de señales. Otros, ver Figura 3.

Las señales Tipo-B, Periodo Largo (LP), Tremores y Explosiones han sido registradas únicamente en las estaciones SABA-1 y SABA-2. Sin embargo, el mayor número corresponde a la estación SABA-2, la misma que ha registrado 224 señales de Tipo-B, 13 de Periodo Largo y 3 señales de explosiones antecedidas por tremores. Mientras que, en la estación SABA-1, se han registrado 60 señales de Tipo-A, 7 y 4 señales de LP y tremores

respectivamente. La presencia de estas señales sugieren que el volcán Sabancaya permanece activo y es recomendable continuar con su monitoreo sísmico.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a la Ing. Yanet Antayhua por haber dirigido nuestras prácticas Pre-Profesionales. Al Dr. Hernando Tavera, Director del CNDG-

IGP por haber permitido y orientado el desarrollo del presente estudio, así como haber aceptado nuestra solicitud de estancia como practicantes. Finalmente, A los Srs. Edmundo Vila y David Portugal por su apoyo en el trabajo de campo y a todo el personal del CNDG por su amistad y colaboración durante nuestra estadía en el IGP.

BIBLIOGRAFIA

Antayhua, Y., Tavera, H., Bernal, I. (2001). Análisis de la Actividad Sísmica en la Región del Volcán Sabancaya (Arequipa). Bol. Soc. Geol. v 91 p. 55-68.

Antayhua, Y. (2002). Análisis de la Actividad Sísmica en la Región del Volcán Sabancaya y los Sismos de maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998). Tesis de Ingeniero, Univ. Nac. de San Agustín (Arequipa). P. 146.

Francis, P y Silva, S. (1990). Application of the Landsat Thematic Mapper to the identification of potentially active volcanoes: a new satellite technique, Nature, 338: 144-146.

Gil-Cruz y Chouet (1999). Observations of two spacial kinds of tremor at Galeras volcano Colombia (1989-1991). Annali di Geofisica, 43,3,437-449.

González, E., Kosaka, M y Minaya, A. (1996). Sismicidad del volcán Sabancaya y el Hualca-Hualca. Segundo Seminario Latinoamericano: Volcanes, Sismos y Prevención.

Huamán, D. (1995). Métodos y aplicaciones de las imágenes de satélite en la cartografía geológica: El caso del seguimiento y evolución de la amenaza volcánica del Sabancaya (región del Colca, Arequipa). Tesis de Ingeniero, Univ. Nac. San Agustín, Arequipa. 138 p.

Kosaka, M., Gonzales, E., Minaya, A. (1996). Sismicidad del volcán Sabancaya y el Hualca-Hualca. Segundo Seminario Latinoamericano: Volcanes, Sismos y Prevención. Arequipa-Perú.

Latter, I. (1979). Types and classification of volcanic earthquakes, 1976-1978. Geophysical Division Volcanological Observations at Tongariro National Park, Department of Scientific and Industrial Research Report N°150, 60pp.

Lazo, M. (1996). Características de la actividad sísmica intraplaca continental en el sur de Perú: II Seminario Latinoamericano Volcanes Sismos y Prevención. pp. 82-84.

Minakami, T. (1974). Seismology of Volcanoes in Japan: Physical Volcanology. Elsevier, Amsterdam, 1-27p.

Rodríguez, A., Huamán, D. (1992). Teleanálisis geológico y sismicidad del sector comprendido entre el volcán Sabancaya y el poblado de Ichupampa: El Sistema de fallas Sepina. Inf. Int. IGP., 8p.

Tavera, H., y Antayhua, Y., (2000). Señales Sísmicas en Volcanes Activos: Ejemplos del Volcán Sabancaya, Arequipa (Perú). Bol. Soc. Geol. del Perú.v. 90. P. 107-119.

Thouret, J-C., Gourgaud, A., Guillande, R., Y Salas, G. (1995a). La actividad eruptiva del volcán nevado Sabancaya (Sur de Perú): geología, sensores remotos, evaluación y mapeo de zonas de riesgo. Resúmenes Extendidos. Seminario Taller: Evaluación de la Litósfera en los Andes Peruanos y sus márgenes. Programa PICG, 188. Lima Perú.

Thouret, J-C., Gourgaud, A., Uribe, M., Rodriguez, A., Guillande, R. y Salas, G. (1995b). Geomorphological and geological survey and remote sensing of the current activity of Nevado Sabancaya strato volcano (South Peru): assesment for hazard-zone mapping. Z. Geomorph. N-E., 39, 4, 515-535.

ENTORNO TECTÓNICO Y AMENAZA SÍSMICA EN PERÚ

JANICE HERNÁNDEZ TORRES
*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional de San Agustín
janicekht@axil.igp.gob.pe*

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

RESUMEN

En este estudio se describe el entorno tectónico de Perú caracterizado por la colisión y subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana. Este proceso se inicia en la fosa peruana-chilena, permitió la formación de la Cordillera Andina la deformación continental con la consecuente ocurrencia continua de sismos.

Las características geomorfológicas, geológicas, tectónicas y geofísicas de Perú permiten clasificarlo entre los países de mayor riesgo sísmico en América Latina, siendo una prueba de esto la ocurrencia del terremoto de Arequipa el 23 de Junio del 2003 (8.2 Mw).

La amenaza de terremotos se constituye como un factor externo del riesgo sísmico al cual se encuentra sometido el Perú. De ahí que los daños que los terremotos provocan dependerán del mayor evento del peligro y la capacidad de respuesta de las estructuras a los diversos grados de aceleración al cual son sometidos cuando ocurre un terremoto (velocidad). La correcta equivalencia entre estos dos factores permitirán reducir los daños causados por este tipo de desastres.

INTRODUCCIÓN

Geográficamente, el Perú está ubicado en la costa Occidental de América del Sur formando parte del denominado Círculo de Fuego del Pacífico. Asimismo, debido a la presencia en el Perú de la Cordillera Andina y a su localización en las zonas tropical y subtropical, permite que frecuentemente se encuentre expuesto a la amenaza de diversos desastres naturales generados por fenómenos geodinámicos internos y externos potencialmente destructivos (sismos, lluvias, huaycos, erupciones volcánicas, etc.).

El entorno tectónico que presenta Perú se ve fuertemente afectado por el desplazamiento y la fricción de las placas de Nazca y Sudamericana dentro del proceso conocido como Subducción, el primero que ocasiona una importante deformación cortical, produciendo de esta manera una gran cantidad de sismos de diferentes magnitudes a diversos niveles de profundidad.

La distribución espacial de los sismos con foco superficial, permite considerar como principal fuente sismogénica a los sismos

que ocurren entre la fosa y el borde oeste de Perú, siendo estos de magnitud elevada y muy fuertes, además de producir un alto grado de destrucción en las ciudades distribuidas a lo largo de la costa de Perú.

En cambio, en el interior del continente la ocurrencia de sismos es poco frecuente, siendo esta la segunda fuente sismogénica que se caracteriza por generar sismos de magnitud menor, pero por ser superficiales son tan dañinos como los debido al proceso de fricción de placas.

Desde este punto de vista, la ocurrencia de los sismos en el Perú conlleva a aceptar a este fenómeno como uno de los principales peligros latentes; por lo tanto, es necesario realizar una adecuada preparación y la puesta en marcha de planes de mitigación de dicho peligro y los daños que estos podrían ocasionar

En este estudio se realiza un análisis general del entorno tectónico con el cual se producen los sismos y la amenaza real que ellos representan para la población peruana.

ENTORNO TECTÓNICO

De acuerdo a autores como Megard (1978) y Dalmayrac (1981), el Perú soporta el desarrollo de un importante proceso geodinámico caracterizado por una etapa de deformación extensional durante el Pleistoceno, la misma que fue interrumpida por la variación de la velocidad en el movimiento de las placas, obstáculos en la zona de subducción, cambios en la densidad de la placa oceánica de acuerdo al incremento en la fricción entre las placas de Nazca y Sudamericana. Posteriormente se realiza un proceso de deformación totalmente compresivo que da como consecuencia la formación de la Cordillera de los Andes. La Cordillera Andina es una franja de corteza que esta formada por un conjunto de estructuras como montañas, volcanes, anticlinales, sinclinales, mesetas emplazados entre la línea de fosa Peruano Chilena y el Llano Amazónico. La Cordillera de los Andes, la cual se extiende desde Venezuela hasta el Sur de Chile sobre 7000 Km, presenta un ancho entre 250 Km. en la región central del Perú y 500 Km. en el limite entre Perú Chile y Bolivia

A consecuencia de la evolución de la Cordillera Andina se han formado las siguientes unidades estructurales (Audebaud et al., 1973) Figura 1.

Zona Costanera (Z. C): Estructura estrecha que se encuentra ubicado a lo largo del litoral peruano y esta constituida en su mayoría por suaves plegamientos volcánicos con rocas sedimentarias del Mesozoico. La parte Sur formada por basamentos de rocas cristalinas.

La Cordillera Occidental C. OC): Limita al Oeste con la zona Costanera y por el Este con la Cordillera Oriental, se orientan de NW a SE con elevaciones de hasta 5000 m. Constituye el batolito plutónico Andino de mayor volumen y es continuo desde Venezuela hasta Tierra de Fuego en Chile siendo la parte mas elevada de 4200

a 4500 m.s.n.m. Esta cordillera aumenta notablemente su anchura en la región Sur del Perú.

La Cordillera Oriental (C. OR): Es una prolongación de la Cordillera Occidental la cual se extiende de Norte a Sur con orientación NW a SE y con elevaciones entre 3700 a 4000 m.s.n.m. Esta unidad corresponde a un anticlinal generalmente formado por depósitos intrusivos del precámbrico.

El altiplano: Limita por el Oeste con la Cordillera Occidental y al Este con la cordillera Oriental, se extiende desde la latitud 9° S (Ancash) hasta cubrir todo el Altiplano Peruano – Boliviano con elevaciones de 3000 m.s.n.m. Esta última esta formada por estructuras volcánicas del terciario superior, depresiones (cuencas intra montañosas) y elevaciones (altas mesetas). En la Región Sur tiene un ancho de 200 Km, extendiéndose hacia el Norte donde alcanza un ancho de 50 Km. y después desaparece.

Zona Subandina (Z.S): Esta ubicada al Este de la Cordillera Oriental y caracterizada por una topografía accidentada por la presencia de sistemas de fallas, sobrecorrimientos y plegamientos. Es una zona de anchura variable donde se amortiguan las estructuras andinas. Esta zona esta formada por una cobertura de sedimentos del Mesozoico y Cenozoico afectada por pliegues de gran longitud de onda.

Todas estas geofomas resultan de la tectónica activa puesta en evidencia por un alto índice de sismicidad cuya principal fuente radica en el proceso de subducción de la Placa Continental bajo la Sudamericana.

Asimismo, desde el punto de vista tectónico, existen un gran numero de elementos que afectan en la geodinámica de Perú (Figura 2).

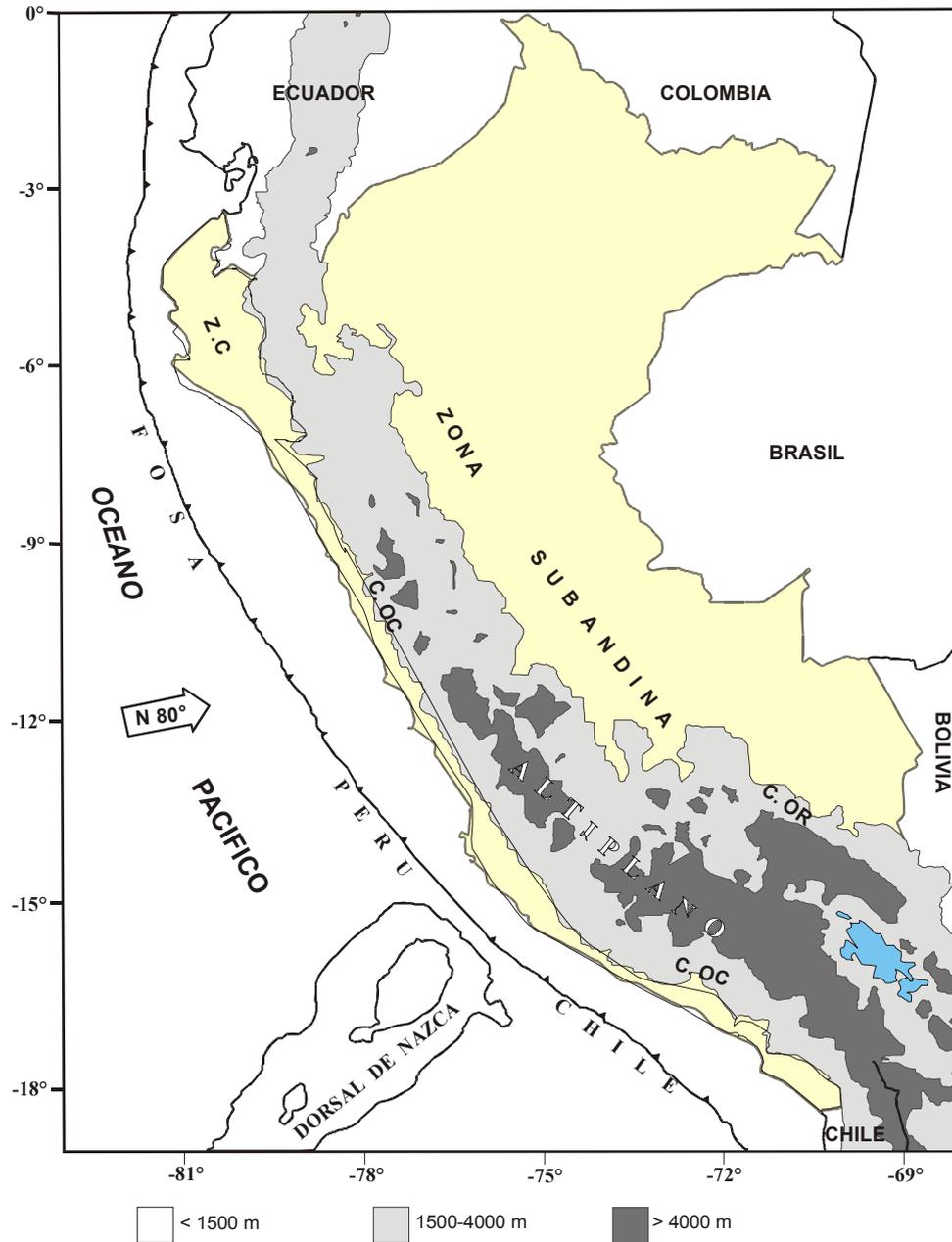


Figura 1. Principales unidades geomorfológicas del Perú, Z.C = Zona Costera ubicada desde el Norte hasta el Sur a lo largo de todo el litoral, C.O.C = Cordillera Occidental limita por el Oeste con la Zona Costera y por el Este con la Cordillera Oriental, C.O.R= Al Norte limita con la Zona Costera y en el Centro rodea a la C.O.C y hacia el Sur va limitando con la Zona Subandina Z.S = que limita por el Oeste con la C.O.C (Tavera y Buforn 1998).

La **Dorsal de Nazca**: es una Cordillera que se ubica al NW de la región Sur de Perú; es decir, frente al departamento de Ica y perpendicular a la fosa peruano-chilena, con elevaciones de aproximadamente 2000 m.s.n.m.

La **Fractura de Mendaña**: es una discontinuidad de la corteza oceánica

localizada al NW de la región central de Perú entre los 10° y 12° Sur. En la actualidad esta fractura se orienta en dirección NE-SW es decir, perpendicular a la línea de fosa con un ancho de 80 Km. aproximadamente sobre la Costa de 1000 metros. Esta estructura se localizaría a una distancia de 180 Km de la línea de fosa y de acuerdo a su geometría asimétrica,

sobre una cota de 1000 metros y presenta una longitud de 300 Km aproximadamente.

La Fosa Marina: se encuentra en el límite de contacto entre la subducción de la placa

de Nazca bajo la Sudamericana y abarca totalmente la costa de Perú y Chile, es por eso que se le denomina fosa peruana – chilena.

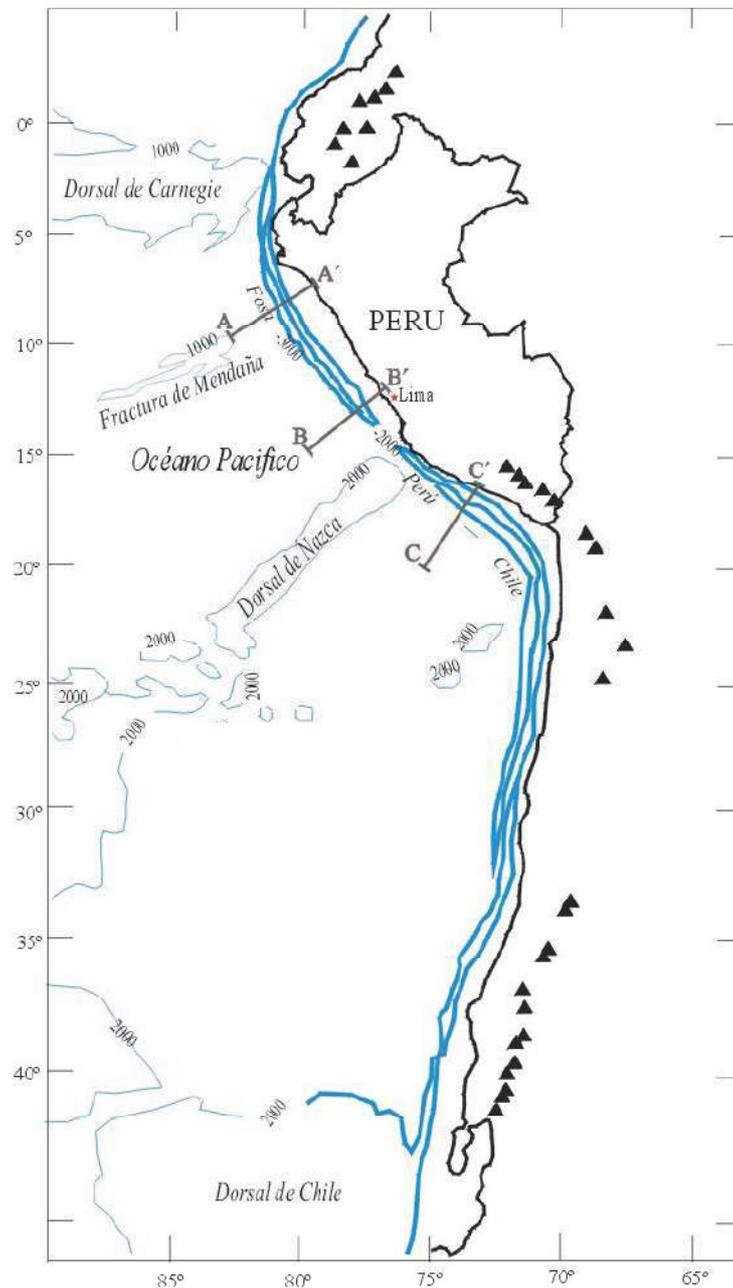


Figura. 2. Principales rasgos tectónicos presentes en la Placa de Nazca y borde Oeste de Perú

Cordillera Andina: esta bien definida de Norte a Sur sobre todo el territorio peruano, pero presenta inflexiones a la latitud de 5° y 14° S aproximadamente denominadas deflexión de Huancabamba y

Abancay. La Cordillera Andina presenta diversas unidades estructurales como la Cordillera Costanera, Zona de Costa, Cordillera Occidental, Cordillera Oriental Altiplano y Zona Subandina.

Cadena Volcánica: se pueden diferenciar tres regiones volcánicas en Sudamérica y de éstas la conocida como cadena volcánica central de los Andes se ubica en el Perú. Esta cadena volcánica se encuentra al Sur de la deflexión de Abancay siguiendo un alineamiento NW – SE sobre la cadena Occidental hasta llegar al extremo Norte de Chile. Los principales volcanes presentes en la región Sur de Perú: son el Coropuna (6425m.), Sabancaya (5795 m.), Misti (5825 m.), Ubinas (5672 m.), Chachani (3745 m.), Huaynaputina (4800 m.), Tutupaca (5806 m.), Yucamane (5508 m.). En la región Norte y Centro del Perú la actividad volcánica ha desaparecido hace 8 millones de años, probablemente debido a posibles modos de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

Sistema de Fallas: son la consecuencia de la deformación de la Cordillera Andina provocada por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Estas fallas están ubicadas sobre todo el territorio peruano formando en algunas regiones grupos con geometrías similares asociados a idénticos procesos de deformación. Estos sistemas están presentes con mayor número de Norte a Sur, sobre la zona Subandina y al pie de los principales pliegues formados por la subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera oriental y en general, deben su origen a la presencia de fuerzas compresionales (sistema de fallas de Moyobamba, Satipo, Madre de Dios, etc.) El número de estos sistemas de fallas, es menor sobre la Alta Cordillera y en el Altiplano, los mismos que se ubican principalmente al pie de algunos nevados importantes y deben su origen a procesos extensivos (sistemas de fallas de la Cordillera blanca y Tambomachay) y compresivos (sistemas de fallas del Huaytapallana)

SISMICIDAD

Sismicidad Histórica

La información, sobre la sismicidad histórica de Perú data del tiempo de la conquista y colonización del país y se encuentra esparcida en diferentes obras

inéditas, manuscritos, crónicas, narraciones, informes administrativos por parte de los clérigos y gobernantes de aquellos años. Gran parte de esta información ha sido recolectada y publicada por Polo (1904), Barriga (1939), Silgado (1978) y Dorbath et al, (1990). En general, estos autores indican que el sismo más antiguo para el cual se dispone de información data del año 1513. Es importante considerar que la calidad de estos datos dependerá de la distribución y densidad de la población en las regiones afectadas por estos movimientos sísmicos; por lo tanto, existe la posibilidad de que hayan ocurrido sismos importantes en áreas no pobladas o próximas a localidades con las cuales era difícil establecer comunicación. De ahí la ausencia de información sobre sismos que pudieran haber ocurrido en la alta Cordillera y Zona Subandina.

En la Figura 3 se muestra la localización epicentral de los sismos históricos ocurridos entre 1513 y 1959 y entre los sismos más importantes ocurridos en la región Norte de Perú se menciona a sismos de 1619 y 1953 (VIII MM), que produjeron muerte y destrucción en Trujillo y Tumbes. En la región Central sobresalen los sismos ocurridos en 1586 (IX MM), primer gran sismo para el cual se tiene documentación histórica; 1687 (VIII MM) y 1746 (X MM), los mismos que destruyeron casi completamente a la ciudad de Lima. El sismo de 1746 generó un tsunami con olas de 15-20 metros de altura que inundó totalmente al puerto del Callao. En la región Sur, ocurrieron sismos muy importantes en 1604 (IX MM), 1784 (X MM) y 1868 (X MM) que destruyeron principalmente a las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna, Puno y Norte de Chile. El terremoto de 1868 habría producido una longitud de ruptura del orden de 500 Km y un tsunami con olas de 12 a 16 metros de altura. En el interior del continente, ocurrieron sismos importantes en 1650 (VII MM) 1946 (IX MM) y 1947 (VIII MM) que produjeron muerte y destrucción en las ciudades de Cuzco, Huaraz y Satipo respectivamente. Para este período de tiempo (1500-1959), no existe información sobre sismos

ocurridos en toda la zona Subandina de Perú.

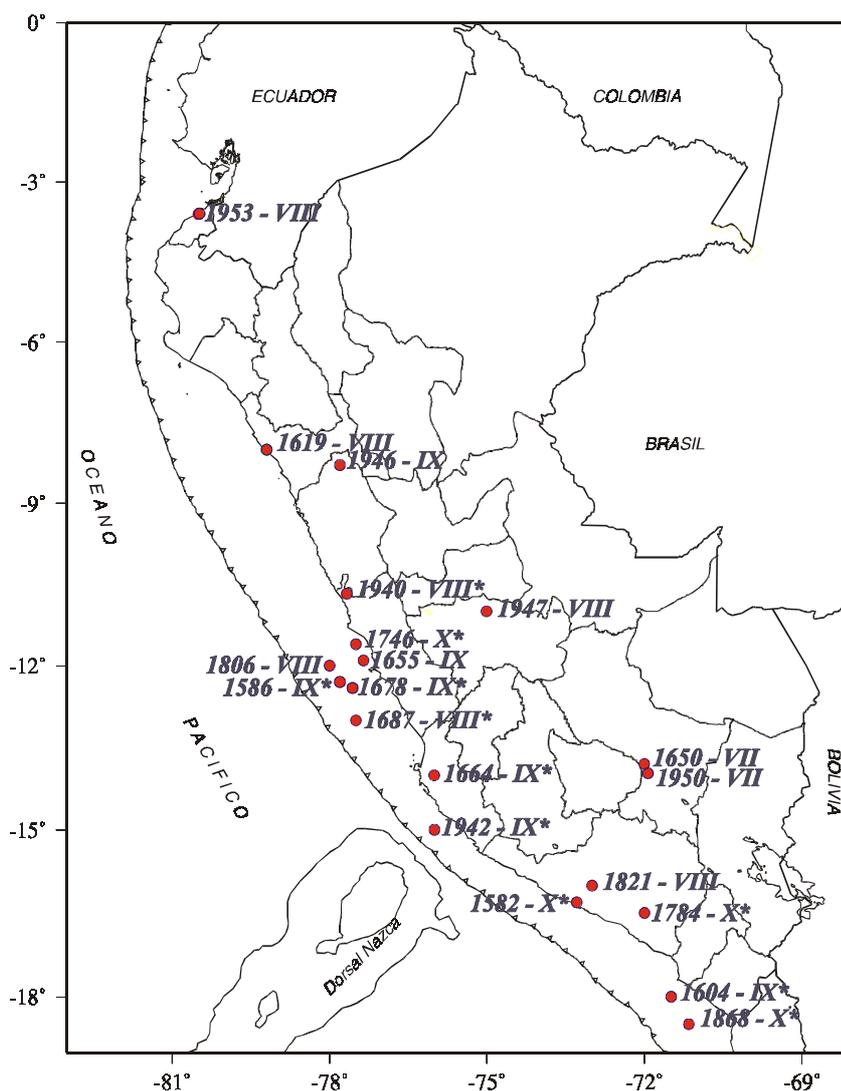


Figura 3. En esta figura se muestra la localización epicentral de los sismos históricos entre 1513 y 1959, estos de intensidades mayores a VII en la escala de Mercalli Modificada (Silgado, 1978, IGP, 2000). Gran parte de estos sismos fueron acompañados de Tsunamis los cuales están señalados por (*)

Sismicidad instrumental

Las características de la distribución espacial de la actividad sísmica instrumental ocurrida entre 1960 y 1995 ($m_b \geq 5.0$), puede ser analizada en la Figura 4.

Según Tavera y Buform (1998), los sismos con foco superficial (círculos) se producen en la zona oceánica y se distribuyen en dirección paralela a la línea de costa. En esta zona se producen con relativa frecuencia sismos de magnitud

elevada como el ocurrido en 1970 ($m_b = 6.4$), el mismo que es considerado como uno de los más catastróficos en el mundo por haber producido la pérdida de 67000 personas, 250000 desaparecidos y 180000 heridos. La sismicidad está directamente asociada a la fricción de placas dentro del proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

Un segundo grupo de sismicidad con foco superficial se localiza en el interior del continente y debería su origen al proceso de subsidencia del escudo brasileño bajo la

Cordillera Andina y a la deformación cortical que se produce en la Alta Cordillera, siendo estos sismos menores en magnitud y frecuencia. El sismo de mayor magnitud ocurrido en el continente y para el cual se cuenta con información, es el de 1991 ($m_b = 6.4$), el mismo que produjo innumerables pérdidas humanas y económicas en las localidades de Moyobamba, Soritor y Rioja. En general, la sismicidad sobre el territorio peruano muestra las zonas de mayor deformación superficial.

Asimismo, los sismos con foco intermedio (cuadrados) se distribuyen en superficie de manera irregular; sin embargo, es posible identificar tres grupos. El primero se distribuye paralelo a la línea de costa por debajo de los 9° S y se caracteriza por la frecuente ocurrencia de sismos de

magnitud elevada, como los ocurridos en 1983 (6.1) y 1993 (6.3) los mismos que presentan magnitudes m_b que varían entre 6.1 y 6.5. El segundo grupo se localiza en la región Norte y Centro, con sismos que se distribuyen a lo largo de la Cordillera Oriental y la Zona Subandina siguiendo alineamientos Norte-Sur. El tercer grupo más importante, se distribuye sobre toda la región Sur presentando un mayor índice de sismicidad respecto a las zonas anteriores. Finalmente, los sismos con foco profundo se localizan en la región central cerca del borde Perú-Brasil y en la región Sur en el borde Perú-Bolivia. Esta actividad sísmica es mayor en la primera región ($6^\circ - 11^\circ$ Sur) y, sigue un aparente alineamiento N-S; mientras que, la segunda es menos numerosa y mas dispersa.

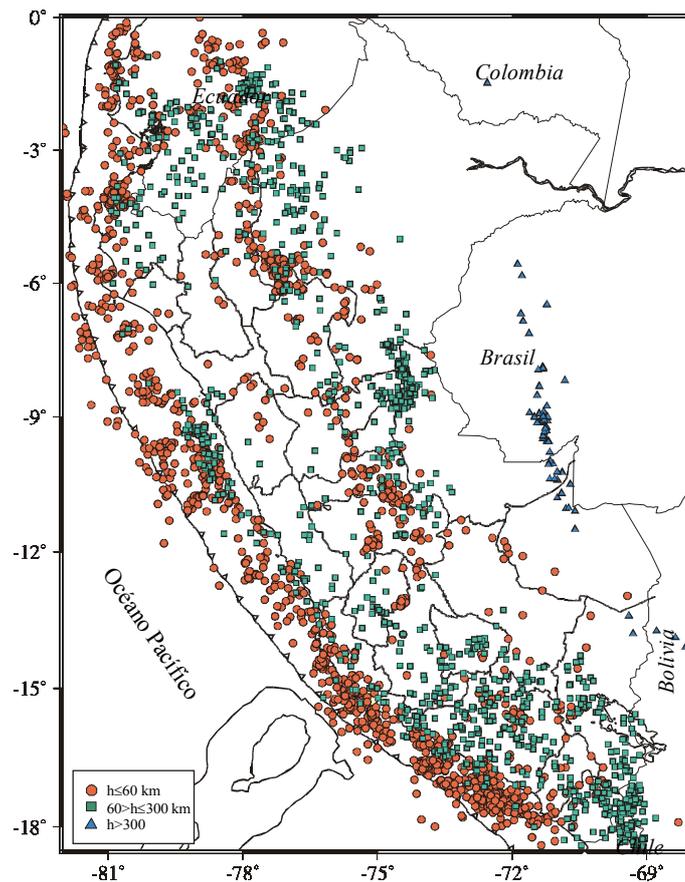


Figura 4. Mapa de la Sismicidad en Perú para el Periodo 1960-1995, $m_b \geq 5$ (NEIC e IGP) distribución de los sismos con foco superficial ($h \leq 60$ Km) indicado por los círculos, sismos de foco intermedio ($60 < h \leq 300$) indicados con cuadrados y sismos de foco profundo ($300 < h$) indicados con triángulos.

La distribución espacial de los sismos con origen en la fricción de placas tectónica interna de la placa de Nazca, ha permitido a muchos autores (Tavera y Buforn 2000; Bernal 2002) en estudiar un esquema 3D para representar la geometría de la placa de Nazca.

Según estos autores la placa de Nazca subduce debajo del continente de dos modos diferentes: en la región Norte y centro la placa subduce con un ángulo de 25° hasta una profundidad de 20 Km a

partir de la cual se hace horizontal hasta distancias de 700 km desde la fosa. En la región Sur la placa subduce con un ángulo de 30° continua hasta longitudes de 300 Km. Entre ambos modos de subducción la placa soporta una contorsión.

Un esquema que simplifica lo descrito anteriormente y considera la deformación superficial se presenta en la figura 5.

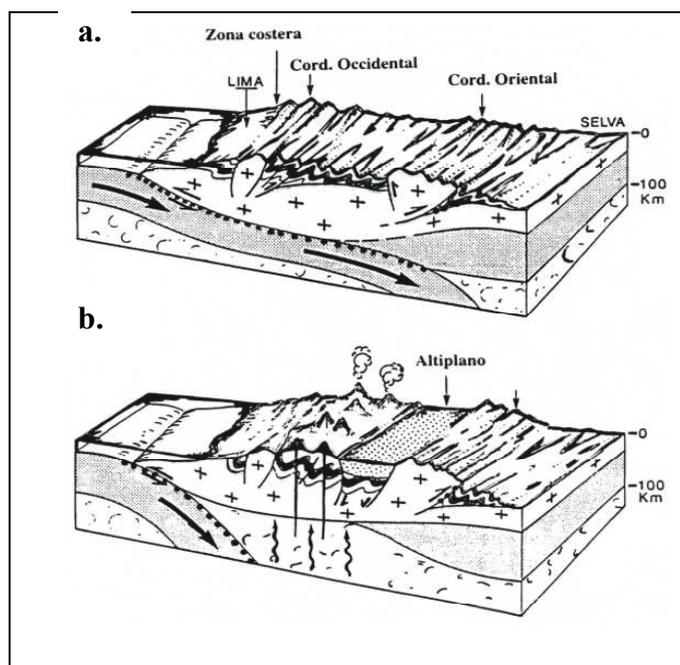


Figura 5. Tipos de Subducción en Perú a) Subducción horizontal y b) Subducción normal (Mattawer 1978).

PRINCIPALES FUENTES SISMOGENICAS

Se denominan fuentes sismogénicas aquellas zonas en las que se puede considerar que los terremotos presentan características comunes y por lo tanto se pueden asociar a una misma fuente. Las herramientas más importantes para establecer los límites de las zonas sismogénicas son los mapas de distribución espacial de sismos, ya que se debe ser minucioso en la interpretación de los datos geológicos puesto que, las características tectónicas más evidentes sobre el terreno no son generalmente las más activas.

A continuación se describe las principales 3 zonas sismogénicas presentes en el Perú a diversos niveles de profundidad (Figura 6 y 7)

Los sismos de foco superficial, representados por círculos, localizados entre la línea de fosa y la dirección en esta, forman la fuente sismogénica más importante, produciéndose en ella, sismos de magnitud elevada con relativa frecuencia. Una segunda fuente de sismicidad se localizaría en el interior del continente, siendo los sismos menores en magnitud y frecuencia. Estos sismos se distribuyen próximos a los sistemas de fallas de Moyobamba (San Martín),

Cordillera Blanca (Ancash), Satipo y Huancayo (Junín) Figura 6.

Los sismos de focos intermedio se producen debido a 3 fuentes sismogénicas simbolizados por cuadrados: la primera es paralela a la línea de costa por debajo de los 9° Sur, la segunda considera a los sismos distribuidos en el Norte y Centro de la Cordillera Oriental y la Zona Subandina. La tercera fuente abarca finalmente los sismos que se distribuyen

solo siendo mayor el número de sismos con respecto a las zonas anteriores. Estas fuentes se muestran en la Figura 7.

Finalmente, los sismos de foco profundo son parte de 2 fuentes sismogénicas indicadas en la Figura 7. La primera en la región Central cerca del borde de Perú Brasil, y la segunda en la región Sur en el borde Perú- Bolivia, triángulos.

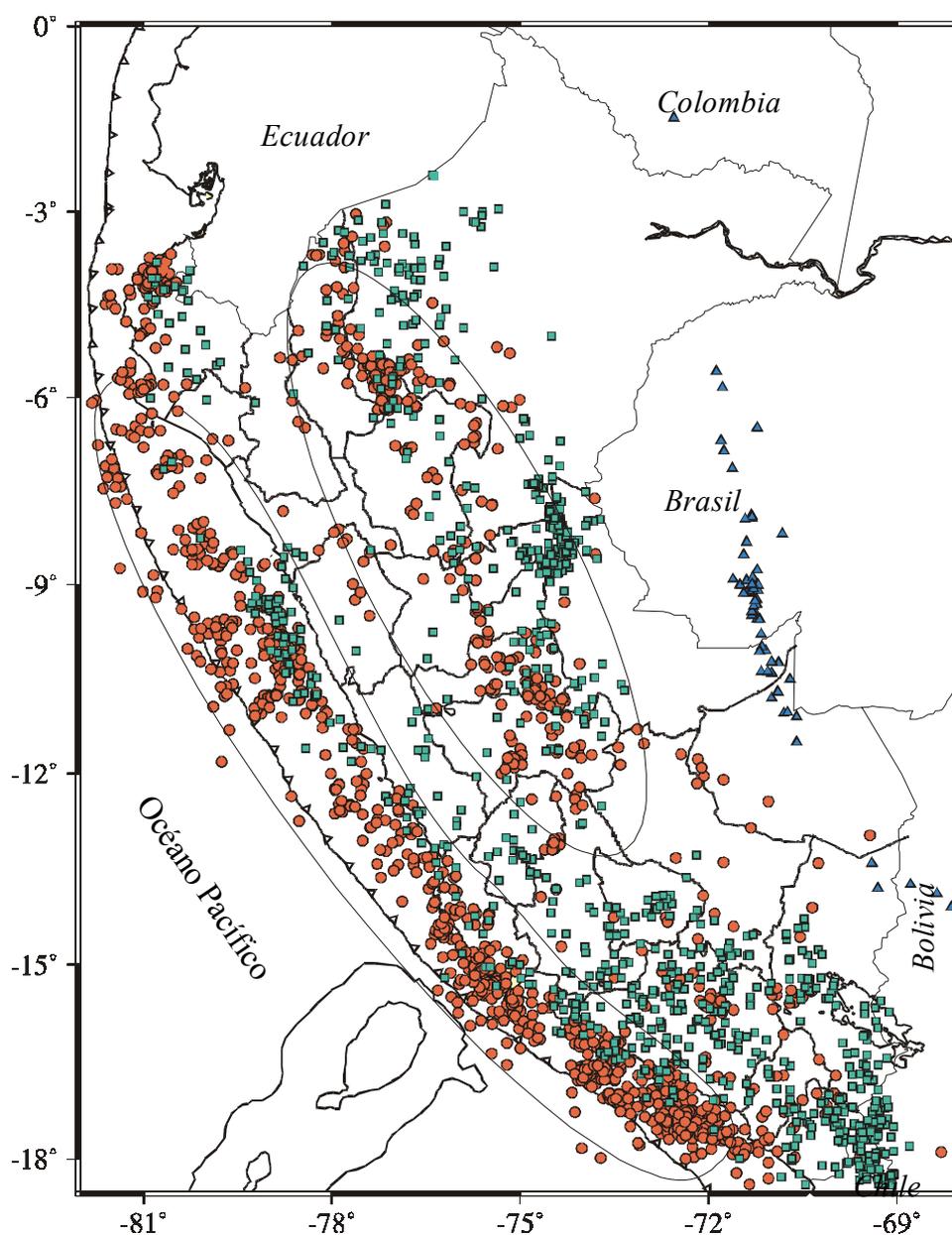


Figura 6. Mapa de sismicidad de Perú para el período 1960-2000 ($m_b \geq 5.0$). Las áreas circulares indican las fuentes sismogénicas para sismos con foco superficial representados por círculos.

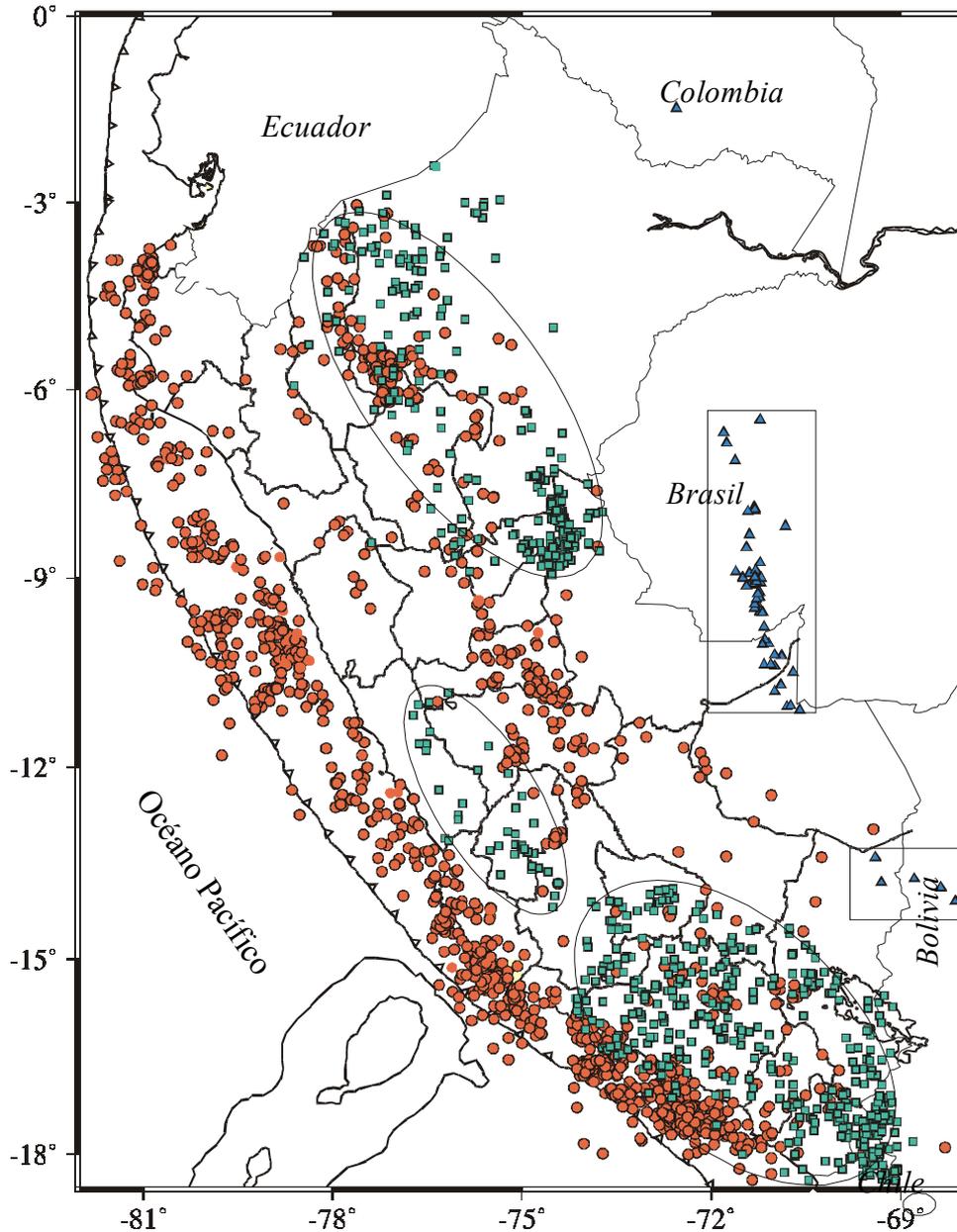


Figura. 7. Mapa de sismicidad de Perú para el periodo 1960-2000 ($m_b \geq 5$). Las áreas marcadas por los elipsoides muestran las principales fuentes sismogénicas para sismos con profundidad intermedia ($60 \leq h \leq 300$) y los cuadrados para sismos con foco profundo ($h \geq 300$)

Una característica de cada fuente es el valor del coeficiente de relación propuesta por Gutenberg y Richter (1944)

$$\text{Log } N = a - b M$$

donde:

N = número de terremotos de magnitud igual o mayor que M .

a = coeficiente de actividad sísmica

b = indicativo de proporción que hay entre terremotos grandes y pequeños de la zona.

En esta relación, el parámetro b es el más importante ya que se le asigna implicancias sísmicas y tectónicas. Según Miyamura (1962), de acuerdo a la variabilidad regional y al desarrollo tectónico de cada región se evidencia que los valores altos de b (1.0-1.8), son

caracterizados por zonas de bandas circunpácificas y alpinas, los valores intermedios de b (0.6-0.7), corresponderían a zonas de deriva y plataformas continental. Asimismo, los valores de b por debajo de 0.5 serían propios de estructuras antiguas

Los valores de b estimados para Perú, Bernal (2002), varían entre 1.25-1.29, para sismos de foco superficial; para sismos con foco intermedio, el valor de b es de 1.17. En general, si se considera el total de la sismicidad que ocurre en Perú a todos los niveles de profundidad el valor de b es 1.22. Estos valores sugieren que el Perú es un país altamente sísmico debido principalmente a la juventud de todos los procesos geodinámicos que en ella ocurren.

PELIGROSIDAD SÍSMICA

El Perú está dentro de una de las regiones de más alto riesgo sísmico en el mundo; por lo tanto, trae consigo la pérdida de vidas humanas y pérdidas materiales. Por esta razón, es necesario efectuar estudios que permitan conocer el comportamiento sísmico probable de un determinado lugar, mediante la evaluación del peligro sísmico; es decir, predecir la posible probabilidad que podría ocurrir un sismo.

El peligro sísmico presenta dos aspectos importantes uno el científico y el otro el económico. Dentro del aspecto científico existen dos puntos de vista, del sismólogo que se interesa por la probabilidad de ocurrencia de un terremoto de ciertas características y el del ingeniero, que le interesa la probabilidad de que una estructura se comporte de una cierta forma bajo la acción de un sismo.

La UNESCO propuso en 1980 relacionar todos estos aspectos mediante la siguiente expresión, Muñoz (1989).

$Risk = hazard * vulnerability * value\ at\ cost$

donde:

$Risk = Riesgo\ Sísmico$

$Hazard = Peligro$
 $Vulnerability = Vulnerabilidad$
 $Value\ at\ cost = Valor\ al\ costo$

Los parámetros que se usan en el estudio del peligro sísmico son, la localización de los sismos a fin de poder definir fuentes sismogénicas y los parámetros que relacionan el tamaño y la destructividad de un terremoto, o sea la magnitud, el momento, la intensidad, la aceleración, la velocidad y desplazamiento. Todos estos parámetros están relacionados con la energía recibida en un punto cualquiera de la superficie.

La intensidad en el área epicentral, también es tomada como medida del tamaño del sismo, ya que aunque no mide la energía liberada y en su valor no se le incluye la profundidad a la que se encuentra el foco es el único parámetro que nos da una idea del tamaño del sismo cuando se considera; es decir no se cuenta con valores de magnitud.

Para el Perú los valores del peligro sísmico han sido calculados por varios autores, siendo los resultados más importantes los obtenidos por Castillo y Alva (1993).

Estos autores sugieren que para períodos de 50 años, todas las ciudades de la costa deben ser afectadas con aceleraciones del orden de 0.50g y 0.60g, mientras que, en la región Norte del Perú limitando con el Ecuador se presentarán valores entre 0.32g y 0.38g. Los valores más bajos se presentarían en la zona oriental, entre 0.06g y 0.08g.

Evidentemente, las aceleraciones presentes dividen al Perú en regiones de alta (borde occidental de Perú), media (zona andina y subandina) y baja peligrosidad (zona subandina).

MITIGACIÓN SÍSMICA

La vulnerabilidad sísmica de Perú, como resultado de la intensa actividad sísmica, se pone en manifiesto a través del crecimiento de ésta con el paso del tiempo, y por lo tanto aumenta el peligro

ante un evento telúrico es cada vez esta más próximo.

La Mitigación sísmica es la acción de reducir y atenuar los sucesos esperados de los riesgos en determinadas zonas predeterminadas e identificadas a través de estudios. Estas regiones son aquellas donde un terremoto puede ocasionar pérdidas considerables de índole social, humano, económico y urbano, pero fundamentalmente en donde el riesgo de vidas humanas es alto.

Teniendo en cuenta que varias ciudades de Perú tienen una gran afluencia de habitantes, muchas de estas están ubicadas en el borde occidental de Perú lo que implica que de todo este gran número de población existe una gran parte que se encuentran en asentamientos humanos los que son construidos de adobe, quincha y material no apto para construcciones nobles.

MEDIDAS PREVENTIVAS

Un plan de mitigación o acción, consiste en la planificación e implementación de las actividades propuestas inicialmente para la reducción del riesgo sísmico, la priorización y puesta en marcha de dicho plan. Puesto que este tipo de eventos serían mas perjudiciales para ciudades de bastante población, también lo es para todos los asentamientos humanos que ultimadamente están arriesgándose a tener viviendas en zonas no aptas para la construcción, según las características geomorfológicas del entorno y de acuerdo al código sísmico del Perú.

Si bien es cierto de todos los métodos utilizados en predicción, como el de "Predicción Tectónica", no permiten conocer la fecha de un posible sismo si indica el lugar donde podría ocurrir y posible tamaño, este sería un muy buen punto de partida para la prevención de un terremoto en determinada ciudad, teniendo en cuenta que se podría elaborar un plan de mitigación en base a la información obtenida.

Para poder determinar cuales son las zonas de mayor riesgo sísmico se debe tener énfasis en los siguientes puntos.

Teniendo como referencia la ciudad de Arequipa, Lima y otras que cuentan con un numero considerable de habitantes, se puede considerar como riesgos primarios los siguientes:

Tipos de suelos: En los que se pretende hacer edificaciones en zonas como laderas de ríos, bordes de torrenteras y zonas altas donde el suelo no es compacto. Para reducir el peligro se debe hacer un estudio geológico de la zona y además una zonificación geotectónica.

Calidad de las Construcciones: Basado en el diseño sismorresistente, teniendo en cuenta el código sísmico peruano. Por lo tanto se debe tener especial interés en las edificaciones antiguas como casonas, iglesias, algunos puentes y calles que generalmente forman parte del patrimonio cultural e histórico de todas las ciudades, porque son una de las principales fuentes de riesgo para todos los habitantes de las diversas ciudades.

Servicios Vitales de abastecimiento de Agua potable: como las presas, ubicadas en las grandes ciudades de Perú como Lima, Arequipa y otras mas, deben de contar con métodos de construcción modernos, para evitar desastres de inundaciones; en el caso de zonas rurales especial cuidado con los pozos para agua ya que con los movimientos telúricos suelen sufrir las consecuencias.

Comunicaciones y energía: Para estos tipos de servicios se debe tener en cuenta la posibilidad de descentralizar las centrales hidroeléctricas y además redes tensiométricas que podrían ocasionar grandes incendios y desastres en zonas pobladas.

Transporte: Es recomendable crear conciencia ciudadana para los conductores, peatones y pasajeros en cuanto a la evacuación en caso de ocurrir un sismo, así mismo hacer señalizaciones

de zonas realmente peligrosas para transitar.

Servicios de Emergencia: Los servicios médicos, bomberos y policía, todos estos deben estar con plena disposición para evacuar a los heridos, en caso de producirse incendios provocados por fugas de gas y además evitar saqueos provocados por delincuentes.

Riesgos secundarios:

Los Tsunamis: Estos acompañan a los eventos sísmicos estos pueden ser tan devastadores como el mismo sismo por lo tanto que se presentan en las zonas de costa.

Deslizamientos y derrumbes provocados por el movimiento generalmente para las zonas altas donde se encuentran poblados casi en su totalidad los asentamientos humanos de bajos recursos.

CONCLUSIONES

Teniendo en cuenta, que el territorio peruano se halla ubicado en una de las regiones de mas alto índice de actividad sísmica de la tierra, ya que forma parte del Cinturón de Fuego del Pacífico donde se libera mas del 85% del total de energía en forma de terremotos y erupciones volcánicas. Este gran índice de sismicidad se debe a que en el borde Oeste de América del Sur se produce la colisión de las placas de Nazca y Sudamericana la primera se introduce debajo de la segunda dando origen al proceso de subducción, el mismo que se constituye como la principal fuente generadora de terremotos en el Perú. Esto influencia en la ubicación y distribución de las fuentes sismogénicas, de manera especial la fuente sismogénica para sismos de focos superficial, la mayoría de estos sismos son generados en el borde Oeste de Perú los cuales son afectados en su mayor parte por la subducción.

Dentro de la fuente sismogénica para sismos con foco superficial ($h \leq 60$ Km) se puede observar 2 subfuentes las cuales tienen valores de b entre 1.25 y 1.29

siendo estos los valores los mas altos en el Perú.

Debido a la geometría de las zonas sismogénicas y a la información disponible sobre intensidades y a los diferentes mapas de zonificación; se considera como una zona de alto riesgo sísmico al borde Oeste de Perú, asimismo la zona de riesgo medio es la región Nor-oriental y Sur, y el resto de Perú con riesgo sísmico bajo o nulo.

Solo con la ayuda de un programa planificado de prevención de desastres naturales se permitirá proteger a la población y disminuir los impactos catastróficos. Todas estas medidas preventivas destinadas a reducir la vulnerabilidad de las viviendas, edificios y personas ante los desastres naturales se refieren al respeto a las normas de construcción, así como fomentar la aplicación seguros contra desastres para reducir la vulnerabilidad financiera de Perú.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco de manera muy especial al Dr. Hernando Tavera, Director del CNDG – Sismología por otorgarme la oportunidad de desarrollar practicas pre-profesionales, impartíendome nuevos conocimientos y ayuda desinteresada para conmigo. Asimismo, mi reconocimiento a todo el personal que labora en esta dirección por brindarme su apoyo inesperado. Finalmente al Instituto Geofísico del Perú por la beca brindada.

BIBLIOGRAFÍA

Barriga, V. (1939). Libro de cabildos de la ciudad de Arequipa. Sesión del 10 de Agosto de 1555, reproducida en documentos para la Historia de Arequipa.

Bernal, I. (2001). Propuesta de optimización de la red sísmica Nacional, Instituto Geofísico del Perú, Vol 3,p. 137-147.

- Bernal, I. (2002). Aproximación a un modelo detallado de la Sismicidad en el Perú y características de la energía sísmica liberada, Tesis de Ingeniero Geofísico, UNSA, 169pp.
- Bernal, I. Tavera, H. Antayhua, Y. (2002). Zonas sismogénicas en el Perú: volúmenes de deformación, gráficos polares y zonificación preliminar, Bol. Sec. Geológica del Perú, Vol.93, p. 31-44.
- Castillo, J. y Alva, J. (1993). Peligro sísmico en el Perú, CISMID, 20pp.
- Carbajal, M.(1999). Proyecto para la prevención y Mitigación de Terremotos, Equipo Radius, Antofagasta- Chile.
- Dalmayrac, B. y Molnar, P. (1981). Parallet thrust and normal faulting in Perú and constrains on the state on stree: earth and Plan . Sc. Let, 55, p.473-481.
- Dorbath, E. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Perú, Bull. Seismol. Soc. Ame., 80, No 3, p 551-576.
- Heras, H. (2002). Análisis de la distribución del valor de “b” en la zona de Subducción del Perú.Tesis de Ingeniero Geofísico, UNSA, 115pp.
- Megard, F. (1978) Etude geoloque des Andes du Perú Central. Mem. Orstom 86, 310pp.
- Miyamura, S. (1962). Seismicity and geotectonics., earth. Res. Ins. Univ. Of tokio, 120pp.
- Muñoz, D. (1989). Conceptos básicos en el riesgo sísmico. Física de la Tierra. Madrid- España, No1, p. 199-215.
- Polo, T. (1904). Sinopsis de los terremotos y volcanes de Perú. Bol. Soc. Geog. de Lima. Tomos III y XVI, p. 323.
- Silgado, E. (1978). Historia de los sismos mas notables en el Perú (1513-1974). Boletín No 3, serie C. Geodinámica e ingeniería geológica INGEOMIN. 129pp.
- Tavera, H. Y Buforn, E (1998). Sismicidad y Sismotectónica del Perú. Física de la Tierra, Lima- Perú, No. 10, p.187-219.
- Tavera, H. (2001). Peligro sísmico en Lima y el país, Prevención vulnerabilidad, pobreza y desatres, Lima –Perú, No. 14,p. 30-35.
- Web del centro Nacional de Datos Geofísicos – Sismología del Instituto geofísico del Perú: <http://cns.igp.gob.pe>

DISTRIBUCIÓN DE FRECUENCIAS DE LA PRECIPITACIÓN EN LA ESTACIÓN METEOROLÓGICA DEL OBSERVATORIO DE HUANCAYO APLICADOS PARA LA AGRICULTURA

JUDITH VILCHEZ DAMIÁN
*Facultad de
Universidad Nacional del Centro del Perú
jvilchez@axil.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Ing. Jacinto Arroyo Aliaga.
Área de Meteorología del Obs. J. A. Fleming
de Huancayo.*

RESUMEN

La localidad de Huayao se caracteriza por ser una zona totalmente agrícola, productora de papa, maíz, habas, cebolla, zanahoria, etc., cuyos productos están destinados al comercio local y mercado limeño; por lo cual, es de suma importancia el estudio del comportamiento y distribución detallada de las precipitaciones en esta zona, para así, tener una información de las probabilidades de precipitación cada 10 días durante todo el año, y el agricultor pueda decidir respecto a sus riegos. Para la realización del presente estudio se emplearon registros de precipitación de 45 años (1958-2002), con los cuales se elaboró una tabla de frecuencias, determinando los intervalos de precipitación de mayor frecuencia, la precipitación mínima y máxima, como también, el promedio de precipitación por periodo y su desviación estándar.

En términos generales se llegó a la conclusión de que la precipitación media anual en localidad de Huayao-Chupaca es 686.9mm, definiendo claramente 2 épocas: época húmeda (setiembre-abril) y época seca (mayo-agosto). Las precipitaciones acumuladas, distribuidas por periodos de 10 días, tienen un mínimo de 0.0mm y un máximo de 116.0mm/periodo, observándose los máximos valores en los meses de enero, febrero y marzo, y los mínimos valores en el mes de mayo, junio, julio y agosto.

INTRODUCCIÓN

El crecimiento de las plantas implica una pérdida de agua, debido a la transpiración por medio de las hojas. Para producir ese vapor de agua, la planta toma el agua del suelo mediante sus raíces. A causa de que las plantas obtienen sus necesidades de agua a través de sus raíces, el mantenimiento de la humedad del suelo es un problema importante en la agricultura.

Las lluvias tienen que proporcionar al suelo la humedad que extrae la planta para su crecimiento, debiendo caer en esos momentos que ella necesita. El valor de las precipitaciones no sólo depende de la cantidad que cae en cada estación, sino también en su distribución y de la seguridad respecto a su caída, tanto en zonas agrícolas secas, como en zonas con

riego, más aún si los cultivos son anuales donde el requerimiento de agua es frecuente.

El ámbito de influencia de la Estación Meteorológica de Huayao abarca una zona netamente agrícola, de agricultura extensiva¹ e intensiva²; cuyos cultivos principales son: papa, maíz, habas, arveja, zanahoria, cebolla, ajos, trigo, etc, que por su período vegetativo son considerados anuales.

Por todo lo expuesto, se puede deducir la importancia que tiene el realizar un

¹ *Agricultura localizada sobre grandes extensiones de tierras, usualmente con baja productividad.*

² *Agricultura localizada sobre una limitada superficie de terreno que requiere de una gran inversión financiera y técnica, para obtener altos rendimientos por hectárea.*

estudio del comportamiento y distribución de las precipitaciones en la zona de Huayao, con acumulados de 10 días, durante los meses del año, por tratarse de cultivos anuales, y más aún, por ser la precipitación un fenómeno muy discontinuo; para de esta forma, preparar pronósticos de precipitación con mayor precisión, que ayude a los agricultores a tomar decisiones en cuanto a épocas de siembra, lugar, tipo de cultivo, como también momentos oportunos de riego. Por lo cual, el objetivo trazado para este trabajo de investigación es: Caracterizar el comportamiento de las precipitaciones en la zona de Huayao, determinando las precipitaciones máximas, mínimas y medias para cada periodo de 10 días; asimismo, determinar el intervalo de precipitaciones más probables para cada periodo, lo cual nos permitirá conocer el régimen pluviométrico detallado en la zona de Huayao.

REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

La precipitación

La precipitación se define como el fenómeno de la caída del agua de las nubes en forma líquida ó sólida; la cual es precedida por el proceso de condensación ó sublimación³ ó de ambos y está asociada, primariamente, con las corrientes convectivas del aire.(Valdivia, 1977)

Observación de la precipitación

La cantidad de precipitación se mide por medio de los pluviómetros cuya instalación es correcta cuando el agua recogida por éstos representa lo mejor posible la precipitación caída en el área circundante (Valdivia, 1977)

Variación de la precipitación

La precipitación no es una variable continua como la temperatura, presentando una enorme variabilidad tanto temporal

³ Proceso por el cual el vapor de agua pasa a un estado líquido ó sólido debido a la disminución de la temperatura.

como espacial. No obstante existen herramientas estadísticas que nos permiten estudiar las series temporales de registros de precipitación (Marroquín, 1996)

La variación de la precipitación en una zona sólo es susceptible de ser estudiada si se cuenta con una serie larga de datos estadísticos que abarquen muchos años de registros, pues la lluvia es uno de los elementos meteorológicos más variables y discontinuos, que difiere considerablemente de una región a otra de la Tierra. Asimismo, para determinar un clima no basta conocer solamente su precipitación normal anual sino también como se distribuye durante el curso del año y cuál es su frecuencia (Valdivia,1977)

La precipitación en el Perú

Gran parte de las lluvias en el Perú son originadas por masas de aire con gran contenido de humedad que se desplazan desde el océano Atlántico a través de la Amazonía brasileña. La alta temperatura y gran humedad sobre esta zona y la acción convectiva⁴ aumentan aún más el contenido de humedad de las masas de aire.

Entre los factores que condicionan la precipitación en el Perú tenemos: la presencia de los Andes, el anticiclón del Pacífico sur oriental, la corriente de Humbolt y las perturbaciones de la circulación general de la atmósfera (García,1994)

Presencia de la Cordillera de los Andes

El sector peruano de la Cordillera de los Andes se extiende aproximadamente de norte a sur a través de toda la longitud del país y forma una barrera física del movimiento de las masas de aire caliente y húmedo. Cuando estas masas llegan a esta

⁴ Transporte en un fluido de una magnitud física, como masa, electricidad o calor, por desplazamiento de sus moléculas debido a diferencias de densidad.

barrera son lanzadas bruscamente hacia arriba por efecto orográfico perdiendo la capacidad de sostener la humedad que posee, entonces se produce una intensa precipitación.

El Anticiclón del Pacífico Sur Oriental

Es un sistema de alta presión, en el que los vientos en superficie son relativamente débiles y se caracteriza porque el aire descendente, que mantiene la estructura de alta presión, se calienta adiabáticamente manteniendo la subsidencia y limitando la formación de nubes de desarrollo vertical (García,1997)

La Corriente de Humbolt

La Corriente de Humbolt es una corriente de agua fría que se origina en la Antártida. Bajo este efecto de agua fría, las temperaturas de tierra de la costa en el Perú son tan bajas como en ningún otro lugar dentro del trópico Sur, y mucho más bajas que en otras regiones costeras de la Tierra en latitudes geográficas correspondientes. Y además no llueve, por lo que evoluciona un ecosistema de desierto. Este desierto es de características especiales: nublado y muy húmedo al borde de la precipitación lluviosa que rara vez llega a ocurrir y que de hacerlo lo hace de modo casi imperceptible, la garúa.

Análisis estadístico de las precipitaciones

Naturaleza de las observaciones. Las observaciones meteorológicas que se realizan todos los días a diferentes horas constituyen valores estimados ó medidos, mediante instrumentos, de los elementos meteorológicos cuya utilización es muy valiosa para la preparación de los pronósticos del tiempo y para su empleo en la investigación climatológica (Valdivia,1977)

MATERIALES Y MÉTODOS

El presente trabajo de investigación fue ejecutado en el Observatorio de Huancayo- Instituto Geofísico de Perú, ubicado en la localidad de Huayao, distrito

de Huachac, provincia de Chupaca y departamento de Junín; situado geográficamente a 12° 02' 18.1" de latitud Sur y a 75° 19' 22.0" de longitud Oeste, y una altitud de 3313 msnm.

Los datos pluviométricos utilizados para este estudio, corresponden a las precipitaciones registradas en la Estación Meteorológica del Observatorio de Huancayo, desde el año 1958 hasta noviembre del 2002.

Metodología

Para el estudio de las observaciones pluviométricas, se procedió al análisis de datos estadísticamente, para lo cual se realizó una "distribuciones de frecuencias" para cada periodo en estudio, tomando en cuenta las precipitaciones mínimas y máximas registradas para cada periodo durante 45 años (1958-2002).

Se calculó el promedio de precipitación para cada periodo; asimismo, para determinar el esparcimiento de los valores de la variable (precipitación/periodo) se calcularon la desviación estándar y coeficiente de variabilidad para cada periodo.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Comportamiento y distribución de las precipitaciones en la zona de Huayao-Chupaca (12°02'18.1")

Periodo: 1 de enero al 10 de enero (Figura 1).

El periodo (1 de enero al 10 de enero) se caracteriza por registrar mayor frecuencia de precipitaciones dentro del intervalo de 21.8mm a 40.9mm por periodo, una precipitación mínima de 2.6mm y un máximo de 69.7mm por periodo. El promedio de precipitación es 30.1mm, con una desviación estándar (D.S.) de 16.2mm.

Periodo: 11 de enero al 20 de enero (Figura 2).

En este periodo las lluvias se incrementan, existiendo mayor frecuencia de precipitaciones comprendidas entre 16.7mm y 65.2mm por periodo, puesto

que, de los 45 años estudiados, 36 años (80 %) muestran precipitaciones dentro de este intervalo. La precipitación mínima y máxima observada es 0.5mm y 113.9mm por periodo, respectivamente, mostrando un promedio de 43.2mm, con una D.S. de 21.3mm.

Periodo: 21 de enero al 31 de enero (Figura 3).

Durante este periodo existe una mayor posibilidad de precipitaciones entre 21.8mm y 52.7mm; sin embargo, se registra una mínima de 6.3mm y 114.4mm como máxima. La precipitación promedio es 48.2mm, con una D.S. de 21.6mm.

Periodo: 1 de febrero al 10 de febrero (Figura 4).

Según datos de 45 años, durante los primeros 10 días del mes de febrero se registran mayor frecuencia de precipitaciones de 20.1mm a 34.0mm por periodo, una precipitación mínima de 6.1mm y una máxima de 104.1mm, de igual forma, el 24.4% de los años estudiados tuvieron precipitaciones con un promedio de 69.1mm por periodo. La precipitación promedio para este periodo es 47.0mm, con una D.S. de 25.2mm.

Periodo: 11 de febrero al 20 de febrero (Figura 5).

Durante este periodo, como se puede observar en la Figura 5, existe mayor frecuencia de precipitaciones dentro de los intervalos de 21.5mm-37.3mm y 53.3mm-69.1mm por periodo, registrándose precipitaciones desde 5.6mm hasta 116.6mm, con un promedio de 47.8mm de precipitación por periodo y una desviación estándar igual a 27.1mm.

Periodo: 21 de febrero al 28-29 de febrero (Figura 6).

Como se observa en la Figura 6, las precipitaciones en este periodo disminuyen, donde el 24% de los años estudiados, muestran precipitaciones comprendidas entre 27.2mm y 38.8mm lo que significa que hay una mayor probabilidad que se registren lluvias de esta magnitud. La precipitación mínima y máxima registradas para este periodo son 3.8mm y 85.4mm respectivamente, con

un promedio de 37.2mm/periodo y una D.S. de 20.3mm.

Periodo: 1 de marzo al 10 de marzo (Figura 7).

De 45 años estudiados, 16 años (35.6%) presentaron precipitaciones de 40.5mm/periodo como promedio; por lo tanto, existe mayor probabilidad de que ocurran lluvias de 33.0mm a 47.9mm/periodo; sin embargo, pueden presentarse precipitaciones desde 3.0mm hasta 107.7mm/periodo. El promedio de precipitación de este periodo es 46.3mm y su D.S. es 21.6mm.

Periodo: 11 de marzo al 20 de marzo (Figura 8).

Del total de años estudiados, 29 años (64%) mostraron precipitaciones menores de 44.2mm, con una mayor probabilidad de lluvias de 9.1mm a 20.7mm, lo que explica la disminución del promedio de precipitación, con respecto a los meses anteriores. La precipitación mínima y precipitación máxima registradas para este periodo son 9.1mm/periodo y 90.8mm/periodo respectivamente, con un promedio de 38.4mm y una D.S. de 20.3mm.

Periodo: 21 de marzo al 31 de marzo (Figura 9).

En estas fechas existe mayor probabilidad de precipitaciones de 11.7 a 20.4mm y de 20.5mm a 29.2mm; puesto que, de 45 años, el 28.9% y 22.2% del total mostraron estos intervalos, respectivamente. La precipitación disminuye notablemente, mostrando una mínima de 2.9mm y una máxima de 64.5mm por periodo, un promedio de 27.4mm de precipitación por periodo y una D.S. de 15.4mm

Periodo: 1 de abril al 10 de abril (Figura 10).

En este periodo, 36 años (80%) muestran precipitaciones menores de 37.6mm, observándose mayor frecuencia de precipitaciones de 13.1mm a 25.3mm, la precipitación mínima registrada es 0.8mm y la máxima es de 86.5mm por periodo, con un promedio de 25.9mm por periodo y una D.S. de 17.1mm.

Periodo: 11 de abril al 20 de abril (Figura 11).

Las precipitaciones disminuyen durante este periodo, donde 30 años (67 %) del total de años estudiados, muestran precipitaciones comprendidas entre 2.8mm y 20.7mm por periodo, existiendo una mayor probabilidad de ocurrir precipitaciones similares durante este periodo. La precipitación mínima registrada es de 2.8mm/periodo, y una máxima de 65.7mm/periodo; sin embargo, el promedio de precipitación es 18.8mm por periodo, con una D.S. de 14.7mm.

Periodo: 21 de abril al 30 de abril (Figura 12).

En la Figura 12, se puede observar que, un mayor porcentaje (69 %) de los años estudiados, muestran precipitaciones de 0.0mm a 13.5mm por periodo; es decir que, hay una mayor probabilidad (0.7) de que ocurran precipitaciones de esta magnitud, en el transcurso de estas fechas; sin embargo, pueden presentarse precipitaciones desde 0.0mm hasta 47.6mm por periodo. En este periodo el promedio de precipitación es 13.4mm, con una D.S. de 12.7mm.

Periodo: 1 de mayo al 10 de mayo (Figura 13).

Como se puede observar en la Figura 13, existe una marcada concentración (51 %) de datos en el intervalo (0.0mm-4.7mm) por lo cual, se asume una mayor probabilidad de ocurrencia de precipitaciones menores a 4.7mm por periodo. A partir de estas fechas, las precipitaciones disminuyen considerablemente, teniendo como precipitación máxima 33.4mm, un promedio 6.9mm por periodo y una D.S. de 7.7mm.

Periodo: 11 de mayo al 20 de mayo (Figura 14).

En este periodo existe una mayor posibilidad de precipitaciones de 0.0mm a 5.2mm. Las precipitaciones mínima y máxima registradas para este periodo son 0.0mm y 36.6mm respectivamente, con un promedio de 8.2mm por periodo y una D.S. de 9.6mm

Periodo: 21 de mayo al 31 de mayo (Figura 15).

En la Figura 15, se observa que, 31 años (69 %) del total de años estudiados (45), presentan precipitaciones comprendidas entre 0.0mm y 3.6mm, lo cual indica la poca posibilidad de que se produzcan precipitaciones mayores a 3.6mm. Sin embargo, durante los 45 años estudiados, se registraron precipitaciones desde 0.0mm hasta 25.5mm, con un promedio de 6.4mm/periodo y una D.S. de 6.4mm.

Periodo: 1 de junio al 10 de junio (Figura 16).

En este periodo, 29 años (64%) mostraron precipitaciones de 0.0 a 2.3mm por periodo. Asimismo, la precipitación mínima y máxima registrada en los últimos 45 años son 0.0mm 16.8mm respectivamente, teniendo como promedio de precipitación 3.3mm y una D.S. igual a 5.1mm;

Periodo: 11 de junio al 20 de junio (Figura 17).

En este periodo existe una mayor probabilidad de que las precipitaciones sean de 0.0mm a 2.2mm por periodo, por lo cual, se considera que este periodo es uno de los más secos del año. La precipitación máxima registrada para este periodo es 15.9mm, con un promedio de 1.6mm por periodo y una D.S. de 3.3mm.

Periodo: 21 de junio al 30 de junio (Figura 18).

Las precipitaciones registradas para este periodo varían desde 0.0mm a 30.6mm, con una concentración del 80 % dentro del intervalo de 0.0mm-4.3mm. La precipitación durante este periodo también es considerada una de las más bajas del año, puesto que, muestran un promedio de 2.9mm/periodo, con una D.S. de 6.5mm.

Periodo: 1 de julio al 10 de julio (Figura 19).

Las precipitaciones para este periodo son escasas, registrándose precipitaciones desde 0.0mm hasta 20.8mm/periodo, con una mayor probabilidad de precipitaciones menores de 2.9mm por periodo, un promedio de 3.7mm/periodo y 5.4mm de desviación estándar,

Periodo: 11 de julio al 20 de julio (Figura 20).

La precipitación máxima, registrada para este periodo es de 18.3mm/periodo, con una probabilidad de 0.78 de que ocurran lluvias menores de 2.6mm/periodo. La precipitación promedio para este periodo es 2.2mm, con una D.S. de 4.5mm.

Periodo: 21 de julio al 31 de julio (Figura 21).

Este periodo, se caracteriza por ser la más seca del año, los datos de precipitación de 45 años, muestran que, 34 años (76 %) presentan precipitaciones menores de 1.7mm/periodo; sin embargo, algunos años alcanzaron hasta 12.3mm de precipitación, presentando un promedio de precipitación de 1.4mm/periodo, con una D.S. de 2.5mm.

Periodo: 1 de agosto al 10 de agosto (Figura 22).

La precipitación máxima para este periodo es 25.6mm, existiendo una mayor posibilidad (71%) de que se produzcan lluvias menores a 3.6mm por periodo. La precipitación promedio es 3.8mm por periodo, con una D.S. de 6.3mm.

Periodo: 11 de agosto al 20 de agosto (Figura 23).

La precipitación promedio para este periodo es 7.8mm/periodo, con una D.S. de 9.9mm, registrándose una máxima de 42.5mm/periodo, con una mayor probabilidad (0.76) de presentarse precipitaciones menores a 12.1mm/periodo.

Periodo: 21 de agosto al 31 agosto (Figura 24).

La precipitación máxima registrada para este periodo es 36.6mm/periodo, con una mayor posibilidad de lluvias menores a 5.2mm/periodo. La precipitación promedio registrada para este periodo es de 6.7mm/periodo, con una D.S. de 8.8mm.

Periodo: 1 de septiembre al 10 de septiembre (Figura 25).

La precipitación promedio para este periodo es 11.1mm, con una D.S. de 10.9mm. En los últimos 45 años, la precipitación máxima registrada es

52.6mm, existiendo mayor número de años (69 %) que registran precipitaciones menores de 11.4mm/periodo.

Periodo: 11 de septiembre al 20 de setiembre (Figura 26).

En la Figura 26, se observa que, 30 años (67 %) de total de años estudiados, presentan precipitaciones menores a 14.3mm, lo cual indica la alta posibilidad de que se produzcan precipitaciones de esta magnitud. Sin embargo, durante los 45 años estudiados, se registraron precipitaciones desde 0.0mm hasta 49.9mm, con un promedio de 12.4mm/periodo y una D.S. de 11.2mm.

Periodo: 21 de septiembre al 30 de septiembre (Figura 27).

Las precipitaciones durante este periodo se incrementan notoriamente, registrándose desde 1.8mm hasta 82.8mm de precipitación por periodo, con un promedio de 20.2mm/periodo, y una D.S. de 15.9mm. En la Figura 27, se observa que, de 45 años estudiados, 32 años (71%) manifiestan precipitaciones comprendidas entre 1.8mm 24.9mm.

Periodo: 1 de octubre a 10 de octubre (Figura 28).

Durante este periodo, las precipitaciones tienen como promedio 20.5mm, con una D.S. de 17.3mm. La precipitación máxima registrada en los últimos 45 años es de 68.8mm, donde 28 años (62 %) registran precipitaciones menores a 19.7mm.

Periodo: 11 de octubre al 20 de octubre (Figura 29).

En los últimos 45 años, se observa que, la precipitación máxima registrada durante este periodo es 57.8mm, existiendo una mayor frecuencia (27 años) de precipitaciones menores a 24.8mm/periodo. Asimismo, la precipitación promedio para este periodo es 22.9mm, con una D.S. de 16.3mm.

Periodo: 21 de octubre al 31 de octubre (Figura 30).

En este periodo, se observa que, 22 años (49 %) de los 45 años analizados, muestran precipitaciones de 0.6mm a 20.9mm, indicando mayor probabilidad de

precipitaciones de esta magnitud; 14 años (36 %), precipitaciones de 21.0mm a 41.3mm; y 9 años (20 %), precipitaciones de 41.4mm a 71.4mm. La precipitación promedio para este periodo es 25.9mm, con 17.8mm de desviación estándar.

Periodo: 1 de noviembre al 10 de noviembre (Figura 31).

La precipitación promedio para este periodo es 23.3mm, con una D.S de 15.7mm, y una precipitación máxima de 64.9mm, existiendo mayor probabilidad de que ocurran precipitaciones de 9.3mm a 27.8mm por periodo.

Periodo: 11 de noviembre al 20 de noviembre (Figura 32).

De los 45 años estudiados, 32 años (71 %) registran precipitaciones comprendidas entre 0.3mm y 28.6mm, mientras que el resto de años (29 %) registraron precipitaciones mayores de 28.6mm, pero, menores a 99.1mm. Se asume que, el promedio para este periodo es 22.8mm de precipitación, con una desviación estándar de 19.7mm.

Periodo: 21 de noviembre al 30 de noviembre (Figura 33).

El promedio de precipitación para este periodo es 25.1mm, con 21.3mm de desviación estándar. Las precipitaciones mínima y máxima registradas para este periodo en los últimos 45 años son 4.4mm y 113.2mm respectivamente; donde, 35 años (78 %) presentaron precipitaciones comprendidas entre 4.4mm y 35.5mm.

Periodo: 1 de diciembre al 10 de diciembre (Figura 34).

En este periodo las precipitaciones se incrementan, teniendo como promedio de precipitación 29.9mm/periodo, con una D.S. de 12.4mm. De los 45 años estudiados, 35 años(77.8 %) registran precipitaciones de 17.6mm a 47.1mm; 8 años(17.8 %), precipitaciones de 2.8mm a 17.5mm; y, 2 años (5 %), precipitaciones de 47.2mm a 54.1mm.

Periodo: 11 de diciembre al 20 de diciembre (Figura 35).

El promedio de precipitación para este periodo es 26.6mm, con 16.6mm de

desviación estándar, pudiéndose manifestar precipitaciones desde 1.6mm hasta 62.5mm. En la Figura 35, se puede observar que, de los 45 años estudiados, existe una mayor ocurrencia (12 años) de precipitaciones comprendidas entre 10.3mm y 18.9mm.

Periodo: 21 de diciembre al 31 de diciembre (Figura 36).

Las precipitaciones durante los últimos días de diciembre, se incrementan considerablemente, mostrando un promedio de 38.0mm de precipitación, con una D.S. de 20.4mm. El 80% (36 años) del total de años estudiados, registran precipitaciones comprendidas entre 2.8mm y 56.7mm; mientras que, el 20 % (9 años), registran precipitaciones mayores a 56.7mm, pero, menores a 97.1mm.

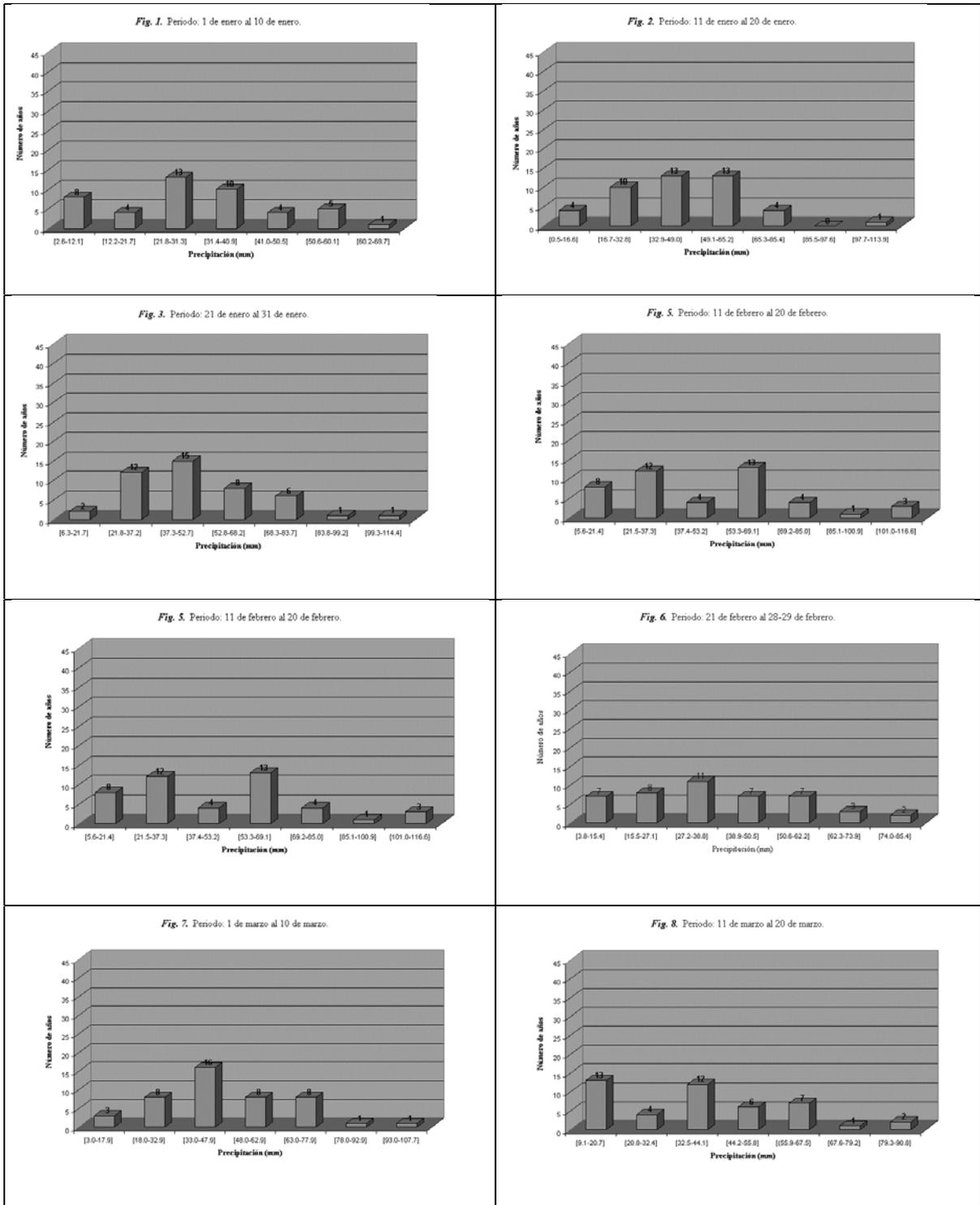
CONCLUSIONES

La precipitación promedio anual en la localidad de Huayao-Chupaca (12° 02' 18.1"), según registros de 45 años (1958-2002) es 686.9 mm, cuya distribución define 2 épocas muy diferenciadas que son: a) época húmeda: que se inicia el mes de setiembre, con una precipitación promedio mensual de 44.2mm, finalizando el mes de abril, con un promedio mensual de 58.1mm; alcanzando su máximo valor el mes de febrero, con un promedio mensual de 132.0mm de precipitación. b) época seca: iniciándose el mes de mayo, con un promedio mensual de 19.5mm de precipitación, hasta el mes de agosto con un promedio mensual de 18.4mm de precipitación; registrándose el más bajo valor el mes de julio, con un promedio mensual de 7.2mm de precipitación.

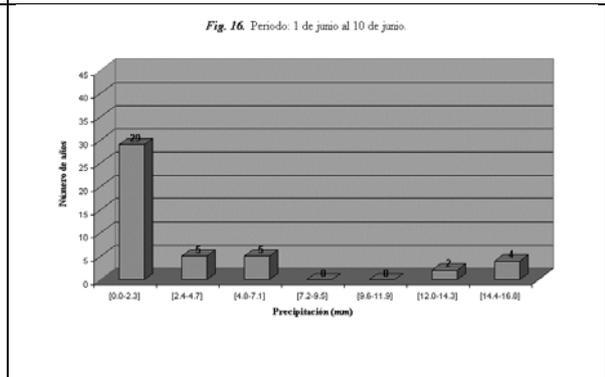
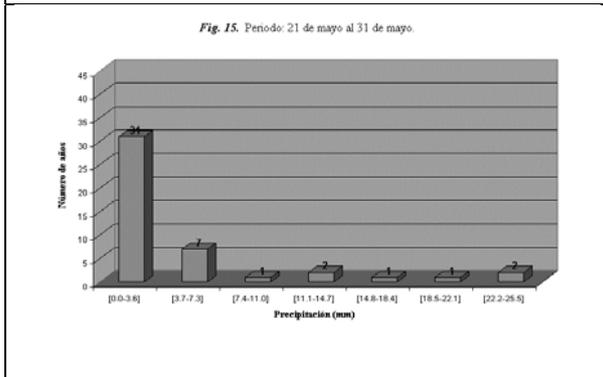
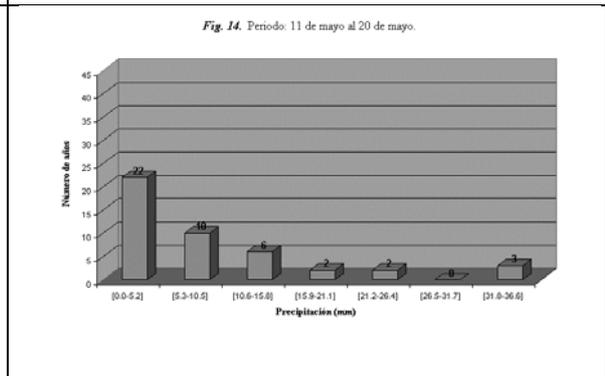
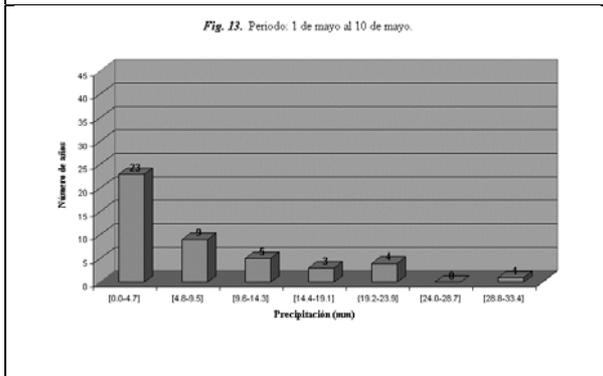
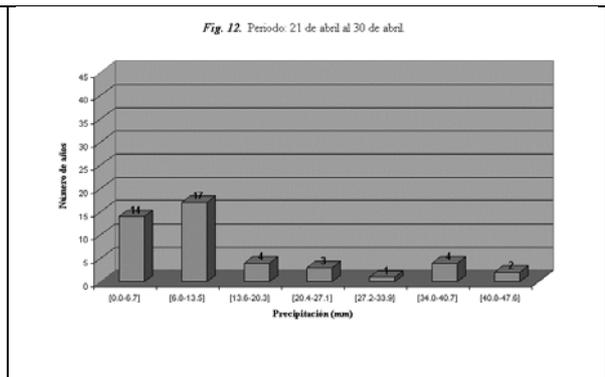
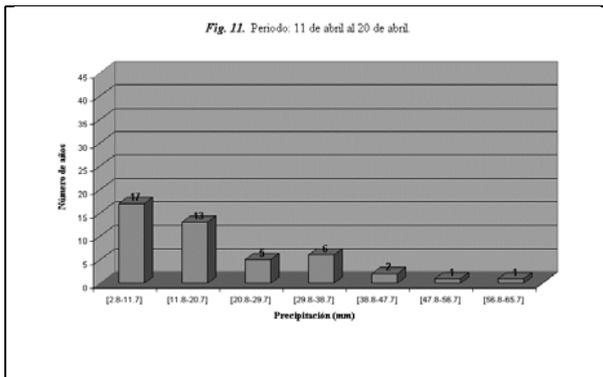
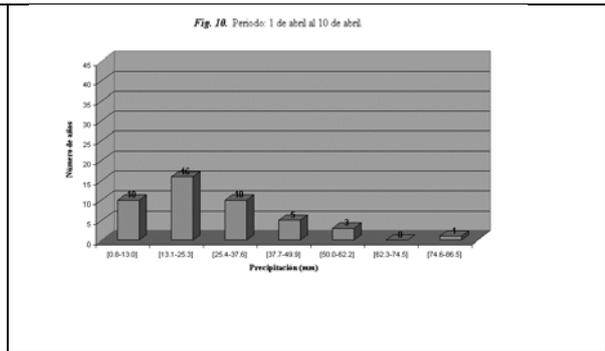
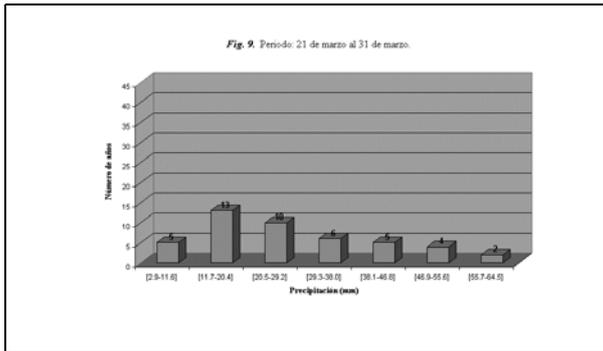
Las precipitaciones acumuladas, distribuidas por periodo (10 a 11 días), varían desde 0.0mm. hasta 116.0mm por periodo, observándose los máximos valores en los meses de enero, febrero, y marzo, existiendo una mayor probabilidad dentro del intervalo de 10.6mm a 63.6mm por periodo; mientras que, con un 95.9 % de certeza, se puede afirmar que en los meses de mayo, junio, julio y agosto se producirán precipitaciones inferiores a 21.2mm/periodo. En los meses de abril,

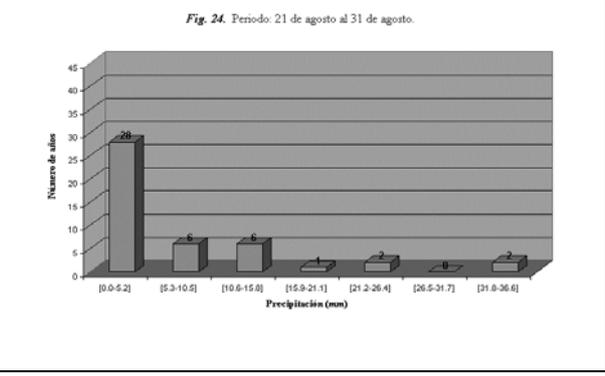
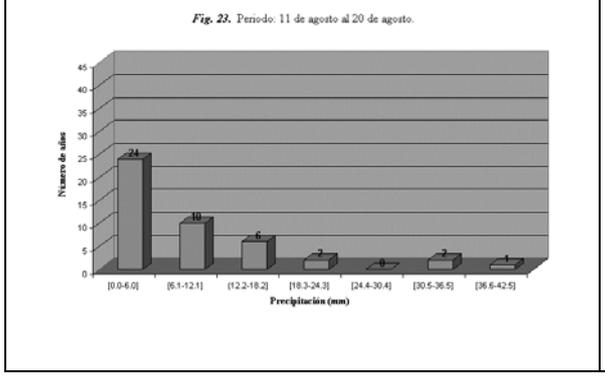
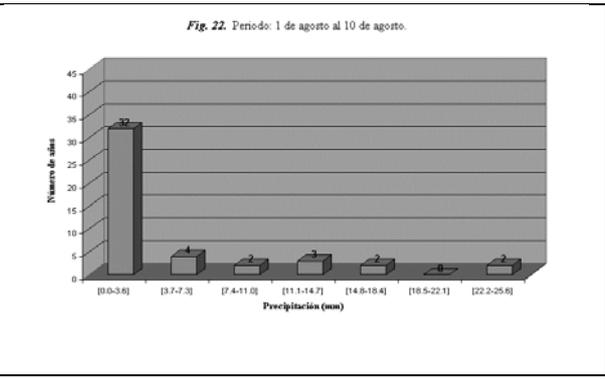
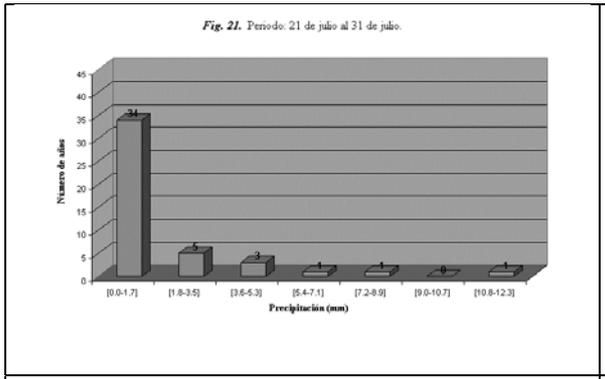
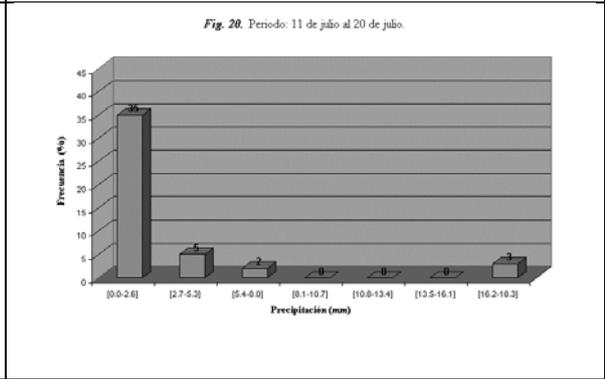
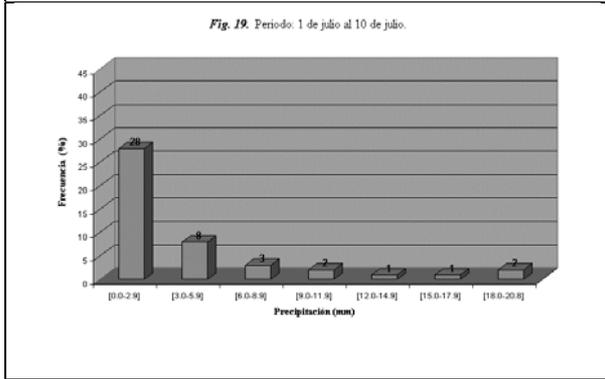
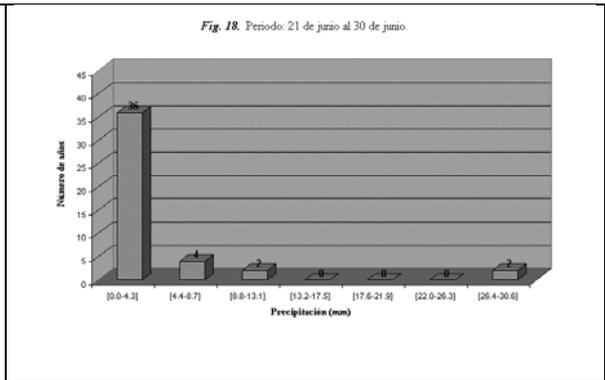
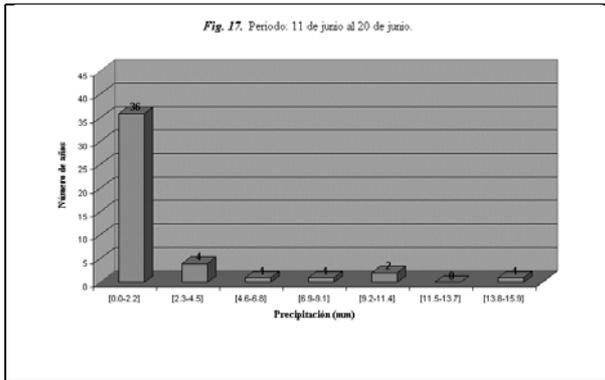
septiembre, octubre noviembre y diciembre se observa que el 93.3% del total de años analizados, registran precipitaciones dentro del intervalo de 0.0mm a 53.0mm por periodo,

registrándose con mayor frecuencia precipitaciones inferiores a 21.2mm por periodo.

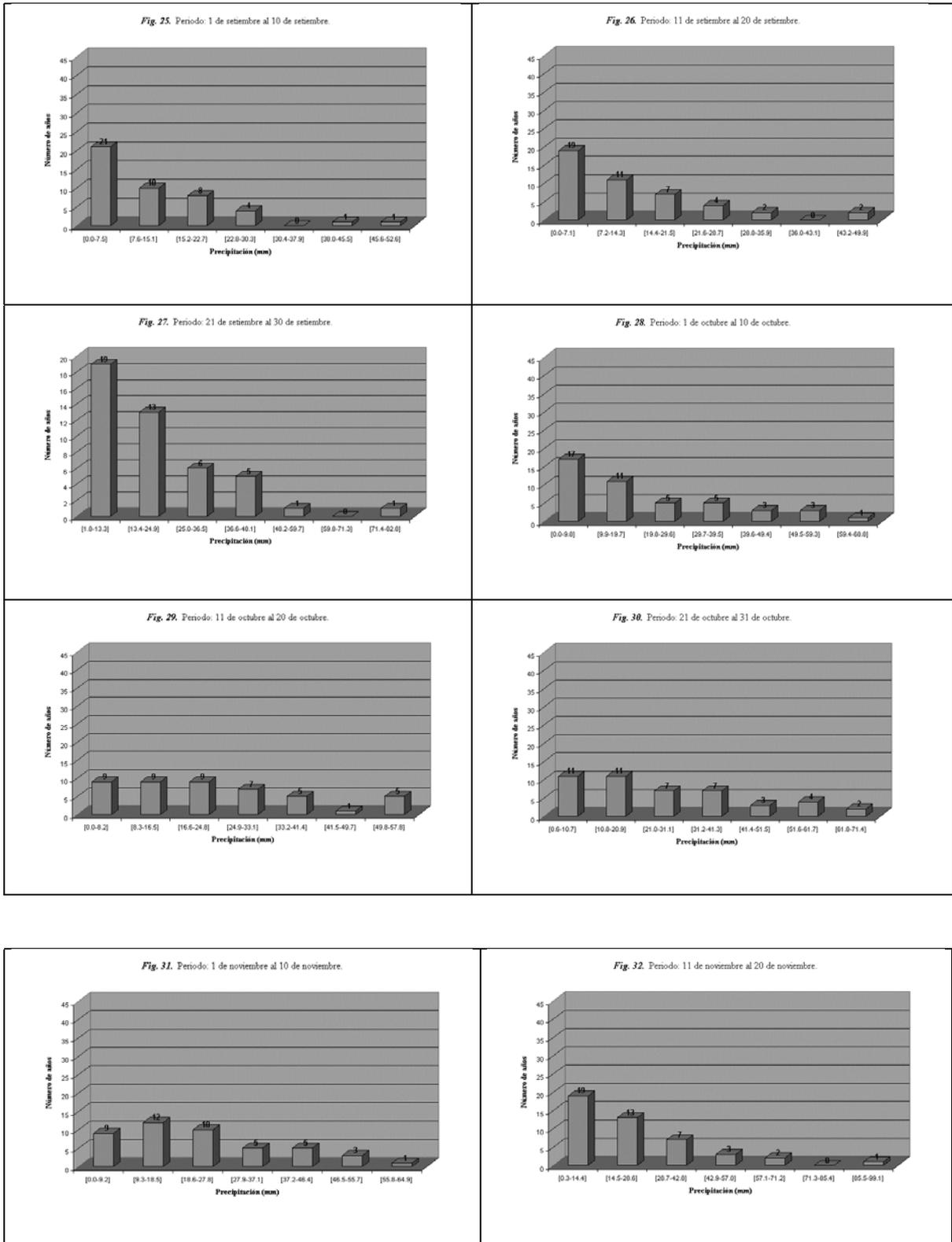


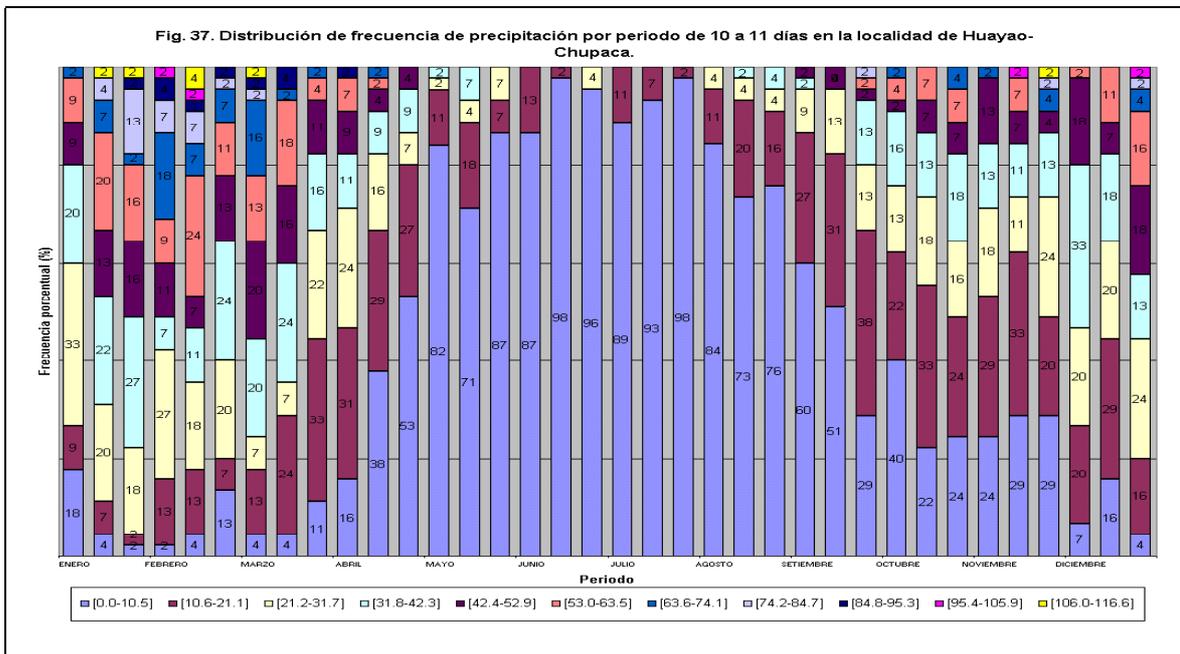
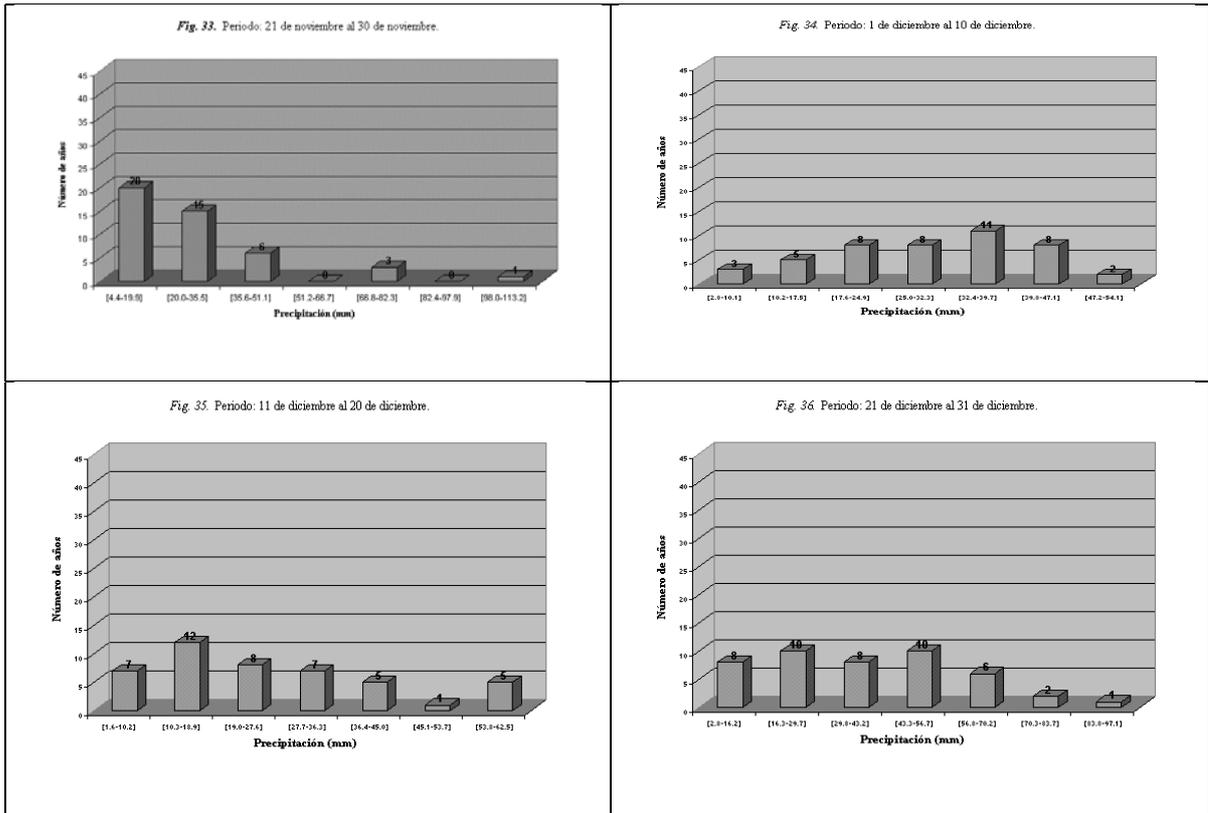
Distribución de frecuencia de precipitación





Distribución de frecuencia de precipitación





AGRADECIMIENTOS

Agradezco al IGP, de manera especial al Dr. Pablo Lagos (Director del CPNTC) y al Ing. Jacinto Arroyo por brindarme la oportunidad de realizar mis prácticas pre-profesionales en el Area de Meteorología

del Observatorio de Huancayo. Igualmente mi gratitud y reconocimiento a todo el personal del Observatorio de Huancayo quienes me brindaron asesoramiento y apoyo durante toda mi permanencia en dicha institución.

BIBLIOGRAFÍA

García, J (1997): Circulación Atmosférica Sudamericana”.Tesis UNALM-Perú.

Marroquín, A (1996): El Cambio Climático en las Precipitaciones. Revista del Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos-España.

García, J (1994): Principios Físicos de Climatología, Ed. UNALM-Perú.

Valdivia, J (1977): Meteorología General. Ed. UNMSM-Perú.

VARIACIÓN SECULAR DE LAS ESTACIONES MAGNETICAS DE HUANCAYO Y ANCON: ANÁLISIS COMPARATIVO

ISABEL LIZ CASTRO MERINO

Facultad de Ciencias Naturales y Matemática
Universidad Nacional del Callao (UNAC)

icastro@anconx.igp.gob.pe

Prácticas dirigidas por: Dr. Mutsumi Ishitsuka (Observatorio de Ancón)
Lic. Domingo Rosales (Obs. J. A. Fleming de Huancayo)

RESUMEN

En este trabajo se presenta una recopilación de los valores Medios Anuales de la Intensidad Total (F) y de las componentes H, D y Z de los Observatorios de Huancayo y Ancón, registrados entre los periodos de 1922 al 2000 en Huancayo y de 1990 al 2000 en Ancón.

El Objetivo del trabajo es efectuar un análisis comparativo de la Variación Anual y de la Variación Secular en la Estación Magnética de Ancón en forma comparativa con las correspondientes variaciones registrado en el Observatorio permanente de Huancayo y además hacer una comparación con las variaciones estimadas por los modelos IGRF/DGRF que son modelos mundiales del campo magnético terrestre producidos por la IAGA.

INTRODUCCION

Uno de los objetivos de la Ciencia del Magnetismo Terrestre, es el estudio de las variaciones de campo basado en los registros gráficos continuos que se obtienen en los observatorios del mundo, complementados por las mediciones de campo en lugares estratégicos donde no existen estaciones magnéticas.

El campo gravitacional de la Tierra puede considerarse constante tomando como excepción el efecto de marea terrestre, pero el campo magnético terrestre varía con el tiempo. Sus variaciones más importantes son [Udias y Mezcua 1986, sección 14.2]:

- Variación Secular
- Variaciones periódicas
- Variaciones no periódicas
- Pulsaciones magnéticas

Aquí nos ocuparemos únicamente de la Variación Secular que son variaciones temporales del campo magnético terrestre de periodo muy largo que solo se aprecian al comparar valores medios anuales

durante varios años. Su existencia fue puesta de manifiesto por primera vez por H. Gellibrand en 1634, al examinar las observaciones de la declinación en Londres para los años 1580, 1622 y 1634.[Chapman, 1940]

Variación Secular

La variación lenta del campo o variación secular $S(t)$ en un intervalo de tiempo Δt , se puede determinar a partir de los valores medios anuales, en la forma [Udias y Mezcua, 1986 sección 14.2]:

$$S(t) = \frac{1}{\Delta t} \left[\bar{B} \left(t + \frac{\Delta t}{2} \right) - \bar{B} \left(t - \frac{\Delta t}{2} \right) \right]$$

donde:

$\bar{B}(t)$:es el valor medio anual en una época dada

t :es el año

El calculo de la variación secular se realizo numéricamente sobre los valores medios anuales obtenidos en los

I. Castro

observatorios y datos por los modelos IGRF/DGRF, tomando $\Delta t = 2$ se tiene la forma recurrente dado por:

$$S(t) = (\bar{B}(t+1) - \bar{B}(t-1))/2$$

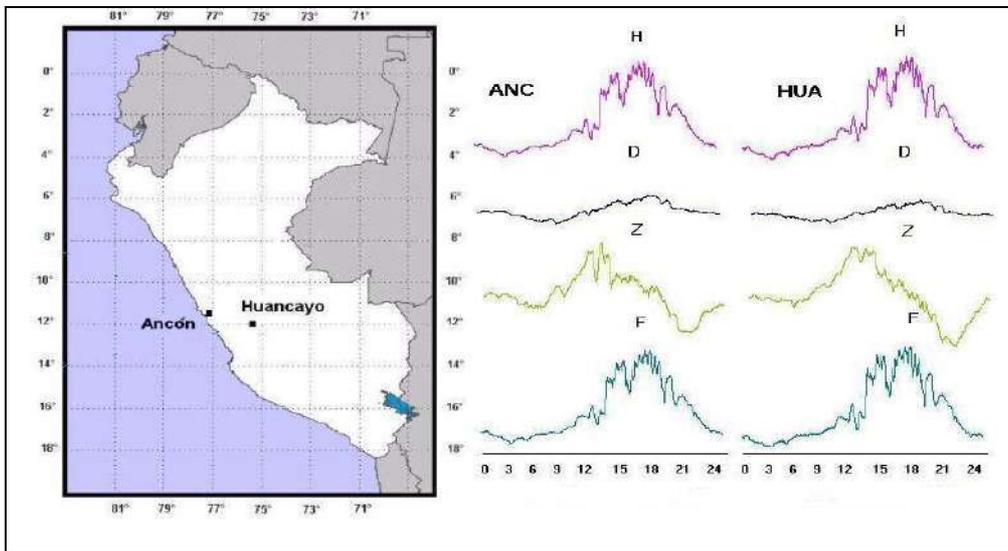


Figura 1. Ubicación y Registros de las Estaciones Magnéticas El Objetivo del trabajo es efectuar un análisis comparativo de la Variación Anual y de la Variación Secular de las componentes H, D, Z y la Intensidad total F en la Estación Magnética de Ancón en forma comparativa con las correspondientes variaciones registrado en el Observatorio permanente de Huancayo, además hacer una comparación con las variaciones estimadas por los modelos IGRF/DGRF que son modelos mundiales del campo magnético terrestre producidos por la IAGA.

Modelo IGRF/DGRF

El problema de determinar el campo geomagnético en un punto particular del espacio, da un modelo matemático particular. El Campo Geomagnético Internacional de Referencia “*International Geomagnetic Reference Field (IGRF)*” y El Campo Geomagnético de Referencia Definitivo “*Definitive Geomagnetic Reference Field (DGRF)*” son una serie de modelos dados desde 1900 al 2000, estos modelos son producidos por el Grupo de Trabajo 8 de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía “*International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA)*” que permiten ser calculado el campo geomagnético fácilmente mediante un ordenador, y al mismo tiempo satisface la necesaria restricción que el rotacional y la divergencia del campo debe ser cero esto es:

$$\nabla \times \vec{B} = 0 \text{ y } \nabla \cdot \vec{B} = 0$$

Estas restricciones son equivalentes a requerir que el campo debe ser el gradiente de un potencial (esto es: el gradiente de

una función que satisface la ecuación diferencial de Laplace).

$$\nabla^2 V = 0$$

Los modelos IGRF/DGRF son desarrollados para fuentes de origen interno. Son de grado y orden máximo 10 con 120 coeficientes de Gauss independientes del tiempo y con grado y orden máximo 8 para los coeficientes de Gauss del primer orden del tiempo que sirven para calcular la variación secular.

El vector del campo geomagnético en coordenadas esféricas puede ser calculado del potencial geomagnético tomando el gradiente negativo, esto es:

$$\vec{B}(r, \theta, \varphi, t) = -\nabla V(r, \theta, \varphi, t)$$

donde: $V(r, \theta, \varphi, t)$ viene dado por

$$V(r, \theta, \varphi, t) = R_E \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R_E}{r}\right)^{n+1} \cdot \sum_{m=0}^n \{g_{nm}^i(t) \cos(m\varphi) + h_{nm}^i(t) \text{sen}(m\varphi)\} P_n^m(\theta)$$

donde:

$g_{nm}^i(t)$, $h_{nm}^i(t)$: son los coeficientes de Gauss que dependen únicamente del tiempo.

R_E : es el radio medio de la tierra 6371.2 km. (Modelo del elipsoide terrestre WGS-84)

r : distancia radial desde el centro de la Tierra

θ : colatitud ($90^\circ - \text{latitud}$), $0^\circ \leq \theta \leq 180^\circ$

φ : longitud, $0^\circ \leq \varphi \leq 360^\circ$, (r, θ, φ)

son las coordenadas esféricas geocéntricas
 t : es el tiempo en cualquier unidad conveniente

$P_n^m(\theta)$: son las funciones de Legendre asociados del primer tipo, parcialmente normalizados (semi - normalización de Schmidt) de grado n y orden m .

Para la Variación Secular del campo geomagnético se tiene:

$$\dot{\vec{B}}(r, \theta, \varphi, t) = -\nabla \dot{V}(r, \theta, \varphi, t)$$

donde: $\dot{V}(r, \theta, \varphi, t) = \frac{\partial}{\partial t} V(r, \theta, \varphi, t)$

Análisis de la Variación Temporal

Se utilizo la serie de valores medios anuales registrados entre los periodos de 1922 al 2000 para la estación magnética de Huancayo y 1990 al 2000 para la estación magnética de Ancón.

En las figuras 2 y 3 se muestran las variaciones temporales de las componentes D, H, Z y F registrados en las Estaciones Magnéticas de Huancayo y Ancón y sus respectivas variaciones temporales estimados para los mismos lugares mediante el modelo IGRF/DGRF.

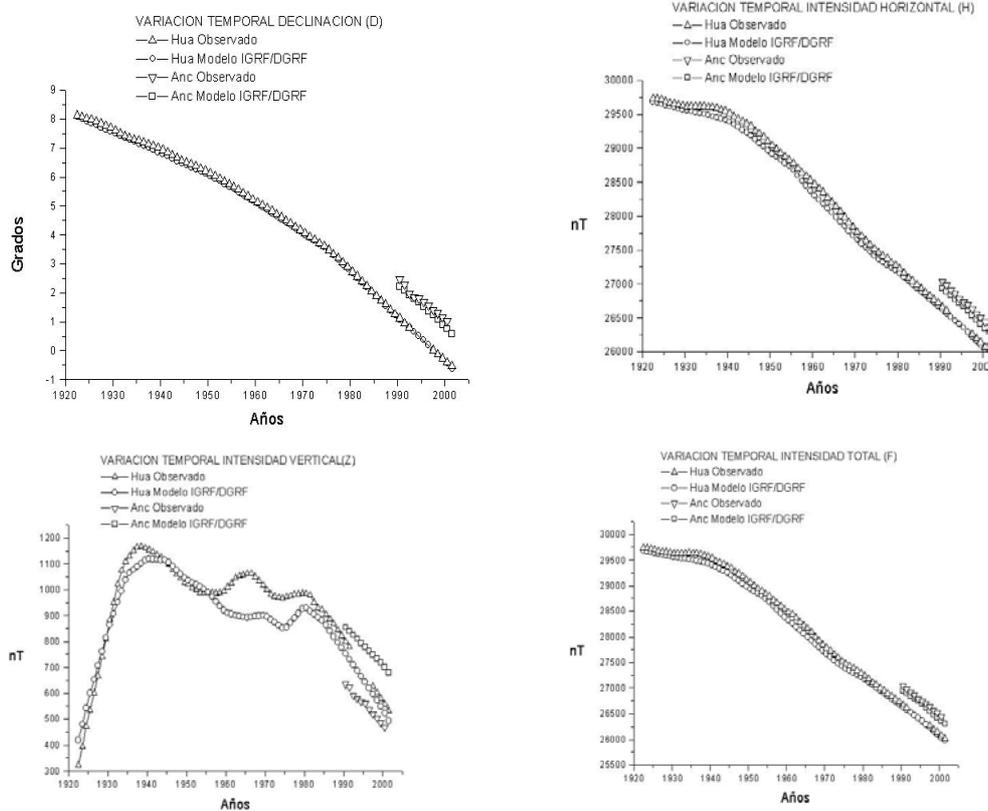


Figura 2. Variación Temporal de las 4 Componentes

Gráficas de las diferencias Promedios Anuales de las componentes D, H, Z y F registrados en las Estaciones Magnéticas de Huancayo y Ancón y sus respectivas

diferencias estimados para los mismos lugares mediante el modelo IGRF/DGRF.

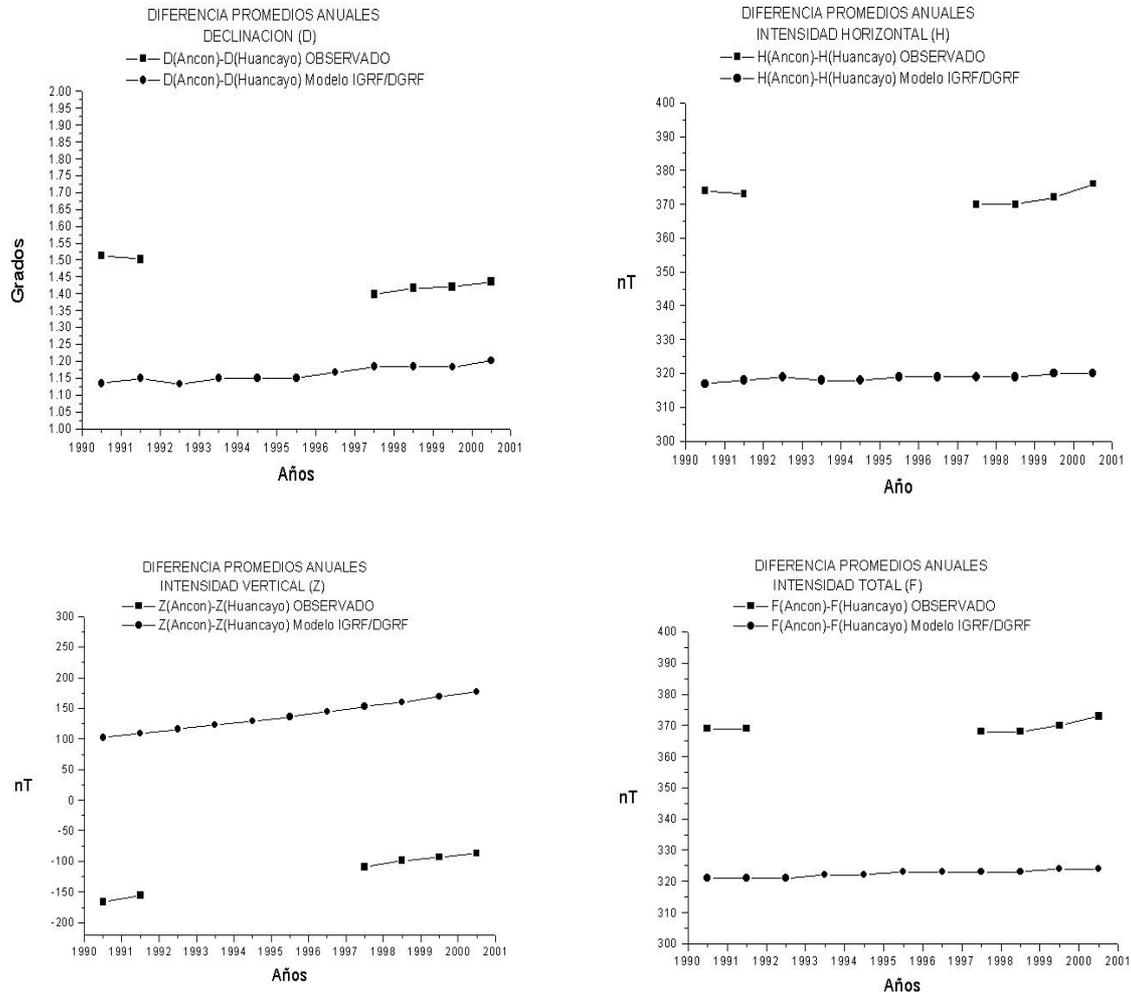


Figura 3. Diferencia de Promedios Anuales para las 4 componentes

La Figura 4 muestra las Variaciones Seculares de las componentes D, H, Z y F del campo terrestre, registrados en las Estaciones Magnéticas de Huancayo y Ancón y sus respectivas Variaciones Seculares para los mismos lugares mediante el modelo IGRF/DGRF, durante el intervalo 1990 - 2000.

Elsasser cree que las corrientes que explicarían la existencia del campo magnético principal y su variación secular provienen del movimiento fluido del núcleo terrestre. Toda vez que exista un

campo magnético originalmente, Elsasser muestra cómo éste no solamente puede ser mantenido sino aun amplificado por el movimiento del fluido altamente conductivo del núcleo de la tierra, y que los remolinos de corrientes en el núcleo, de tal modo como para crear un campo terrestre similar al observado [Forbush, 1959].

Intercomparación de la Componente Vertical Z entre las Estaciones de Huancayo y Ancón

En Octubre de 2001 se recibió en la Estación Magnética de Ancón un comentario de que los registros diarios de las componentes H, D y Z son idénticos a los de la Estación de Huancayo, por el Centro Mundial de Datos C2 (WDC – C2), por lo tanto ellos sospechan que los datos en las dos estaciones son idénticas. Por consiguiente la Estación Magnética de Ancón explico al WDC –C2 que su

versión no era tan exacta, dado que los registros de la componente Z son diferentes en varias oportunidades. T. Iyemori reconoció nuestro comentario y fomento estudiar, este caso, dado que se muestra la diferencia en las estaciones que llevan casi la misma latitud geomagnética [WDC, 2002].

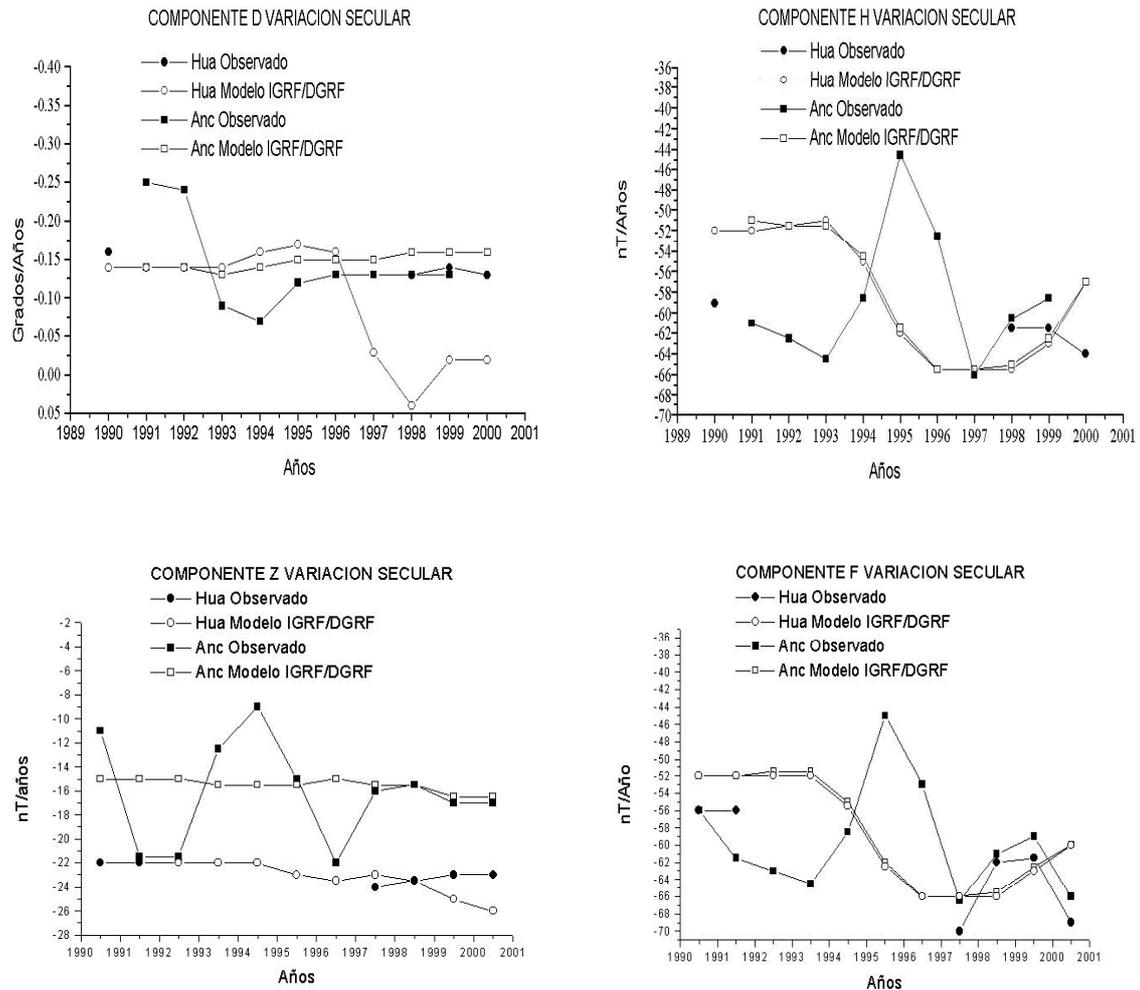


Figura 4. Análisis de la Variación Secular: En grados por año para la componente D y en nT por año para H, Z y F.

Latitud Geomagnética:

Ancón	-1.36°
Huancayo	-1.61°

Por esta razón se inicio la búsqueda de las fechas en que la diferencia de la componente Z sea mayor en el periodo desde Julio de 1990 a la actualidad.

Se detecta que la mayor diferencia en los registros de la componente Z es cuando se producen periodos tempestuosos, Como se da en la Figura 5. Mi estudio avanzaría a buscar la causa física en la creación de esta diferencia en la componente geomagnética Z.

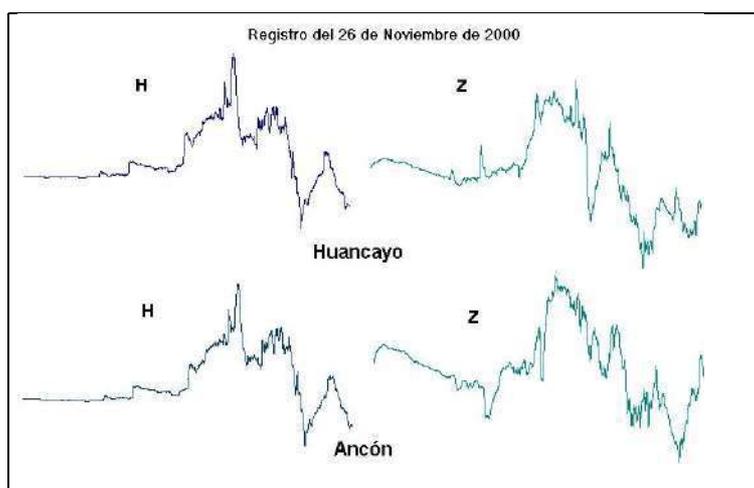


Figura 5. Registro de un día tempestuoso de las componentes H y Z de ambas estaciones

CONCLUSIONES

Los modelos matemáticos nos proporcionan información para la comprensión de las diferentes fenomenologías del Campo Magnético Terrestre.

Se ve que en la Variación Temporal tanto en el Modelo Matemático como en los datos observados en las estaciones magnéticas de Huancayo y Ancón hay una clara tendencia a la uniformidad tanto en las componentes D, H como en F. La componente Z nos muestra que en el intervalo 1955 a 1970, la tendencia es anómala, no es tan claro su origen.

La comparación entre los datos de la Variación Secular de las estaciones versus modelo global muestran que no es posible que un modelo desarrollado a una escala mundial reproduzca las características del campo en una región muy localizada y bastante pequeña comparada con la escala global. Este echo lleva a concluir que la irregular variación requieren revisar los modelos y el análisis del error de los datos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo, se realizo con el apoyo del Instituto Geofísico del Perú, mediante el uso de sus instalaciones.

Al apoyo dado por el Director de la Estación Telemétrica y Satelital de Ancón, Dr. Mutsumi Ishitsuka, (ANC) y al Lic. Domingo Rosales del Observatorio de Huancayo (HUA) por el asesoramiento en la elaboración del presente. Asimismo al personal que labora en el Área de Geomagnetismo Sr. Federico del Castillo y al Sr. Jesús Caballero.(ANC), como también al Sr. Silvano Orihuela y a Erick Vidal (HUA).

BIBLIOGRAFIA

Forbush, S. (1959): Seis Conferencias. Editorial Colegio Militar Leoncio Prado, Perú.

Chapman, S. y Bartels J, (1940): Geomagnetism, Vol. II, Oxford University Press, New York.

Udias, A. y Mezcuca, J. (1986): Fundamentos de Geofísica, Editorial Alambra.

IAGA Division 5, Working Group 8, International Geomagnetic Reference Field 2000, Geophys. J. Int., 141, 259-262,2000

World Data Center for Geomagnetism, Data Catalogue No.26, Kyoto 2002

SISTEMA DE COORDENADAS PARA DATOS DE IMAGEN SOLAR

EDWIN CHOQUE QUISPE

*Universidad Nacional del Callao
Facultad de Ciencias Naturales y Matemática
edchoq@axil.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Mutsumi Ishitsuka
Observatorio de Ancón*

RESUMEN

En este estudio encontramos diversos sistemas de coordenadas solares y las utilizaremos para poder obtener un registro de imágenes del Sol para lo cual elegiremos un sistema de coordenadas, las imágenes deben ser tomadas con cámaras CCD (Charge Coupled Device). Nosotros fotografiamos con una Cámara Digital, Coolpix 990, con protección de un filtro reductor de luz, instalado en el Telescopio Refractor Takahashi de 15cm de diámetro y 1050mm de distancia focal, ubicado en la Universidad Nacional "San Luis Gonzaga" de Ica, en las instalaciones de la Facultad de Ciencias.

INTRODUCCIÓN

Este trabajo es una tentativa a bosquejar la diversidad de sistemas de coordenadas posibles que pueden ser utilizados para el estudio de imágenes solares y demostrar, como estos sistemas de coordenadas se relacionan con el sistema mundial de coordenadas (WCS)¹, de archivos usados en formato FITS².

En el sistema de coordenadas estándar usado para observaciones solares son la ascensión recta y declinación, se necesita solamente dos dimensiones espaciales. En el campo del fenómeno solar, es requerido un sistema completo de coordenadas tridimensionales del interior solar hacia fuera de la corona solar. (Jasón J. Nassau 1948)

Puesto que el Sol es un cuerpo gaseoso de simetría cuasi-esférica, no hay puntos fijos de referencia sobre él. Además, este tiene un periodo de rotación diferente según donde se encuentre mas cerca o mas lejos del ecuador solar (Giorgio Abetti 1951).

La tecnología de las cámaras CCD, usado ampliamente en observaciones solares (tanto en observatorios en tierra como en el espacio), ha permitido estandarizar una metodología usada mundialmente basada en los archivos tipo FITS. Nos referimos a las imágenes en un formato específico, denominado, "Flexible Image Transport System"

A continuación se va describir a partir de las imágenes obtenidas de un formato del tipo FITS.

SISTEMA MUNDIAL DE COORDENADA (WCS)

El sistema mundial de coordenadas (WCS) es un sistema para describir las coordenadas en formato FITS, e incluye un sistema para describir varias proyecciones de mapas celestes para coordenadas esféricas.

En forma simplificada, el proceso básico es como sigue (M.R. Calabreta and M.R. Greisen 2002):

¹ WCS en 1981, se define del world coordinate system como una generalización

² FITS(Flexible Image Transport System) es un formato de datos para proveer intercambiar convenientemente los datos astronómicos entre instalaciones cuyo formato interno standard y hardware difieren.

Un archivo FITS es compuesto de una secuencia de HDU(Header Data Units) la cabecera consiste de comandos con valores declarados cuales describen el formato y organización de los datos en HDU y pueden proveer información adicional.

E. Choque

1. Las coordenadas *píxel* de una imagen, que en la convención FITS corre desde $k_i=1$ a N_i , son convertidos en coordenadas de un plano de proyección o un plano proyectado en unidades físicas, usando parámetros descritos por los siguientes comandos:

CRPIX*i*: Un píxel de referencia, que es sustraído de las coordenadas del píxel a lo largo del eje *i*.

CD_{*j-i*}: Una matriz de transformación de coordenadas, describiendo la conversión de coordenadas *píxel* del eje *i* hacia las coordenadas de un plano proyectado *j*.

Para CD_{*j-i*} es 1 para $j = i$ y 0 en otros casos.

2. Para coordenadas esféricas, las coordenadas de un plano proyectado es convertido en un sistema de coordenadas esféricas intermedias usando los siguientes comandos:

CTYPE*j* Un valor que representa el tipo de cada eje de coordenadas. Para coordenadas esféricas, los primeros cuatro caracteres expresan el tipo de coordenadas, mientras los segundos cuatro caracteres expresan la proyección del mapa usado.

PV_{*j-m*}: Parámetros adicionales requeridos en el mismo sistema de coordenadas.

3. El sistema coordenadas intermedios es convertido en el sistema coordenadas standard usando las siguientes sentencias:

CRVAL*j*: El valor absoluto de coordenada del píxel de referencia a lo largo del eje *j*.

LONPOLE, LATPOLE: Coordenadas angulares usados para transformaciones esféricas.

COORDENADAS HELIOGRAFICAS

Las coordenadas heliograficas define la posición de un punto (una mancha solar) sobre la superficie del Sol. Las coordenadas expresamos en, Latitud θ y longitud ϕ como si fuera un punto fijo en este plano. En este caso el plano fundamental es considerado el ecuador solar, inclinado un ángulo $I = 7^\circ 15'$ a la eclíptica, y el punto fijado por la intersección del ecuador solar sobre la eclíptica fue señalado al medio día del 1 de enero de 1854 (Giorgio Abetti 1951).

Ninguna característica es permanente sobre el disco solar por el cual localizamos este punto, así mismo tenemos que resolver esta posición asumiendo un periodo de rotación de 25.38 días sobre el ecuador solar.

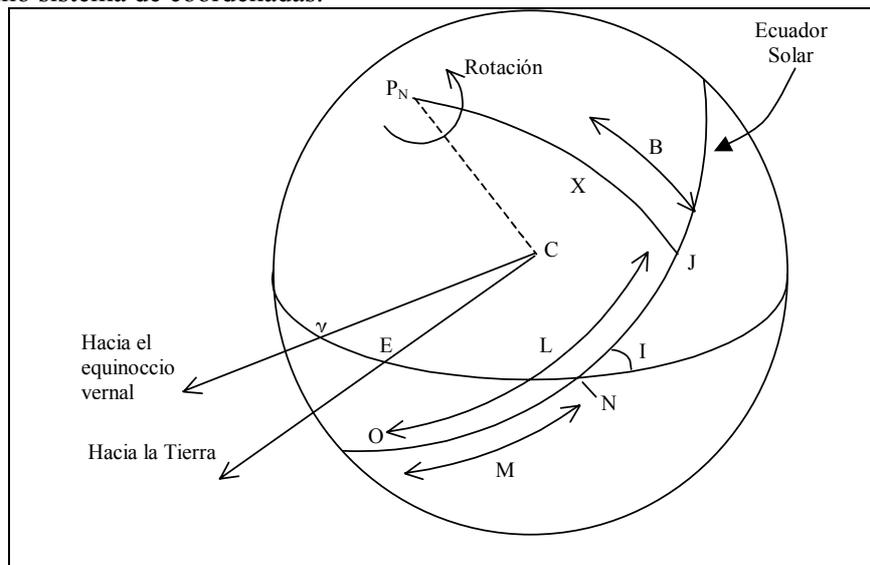


Figura 1. Definición de las coordenadas heliográficas

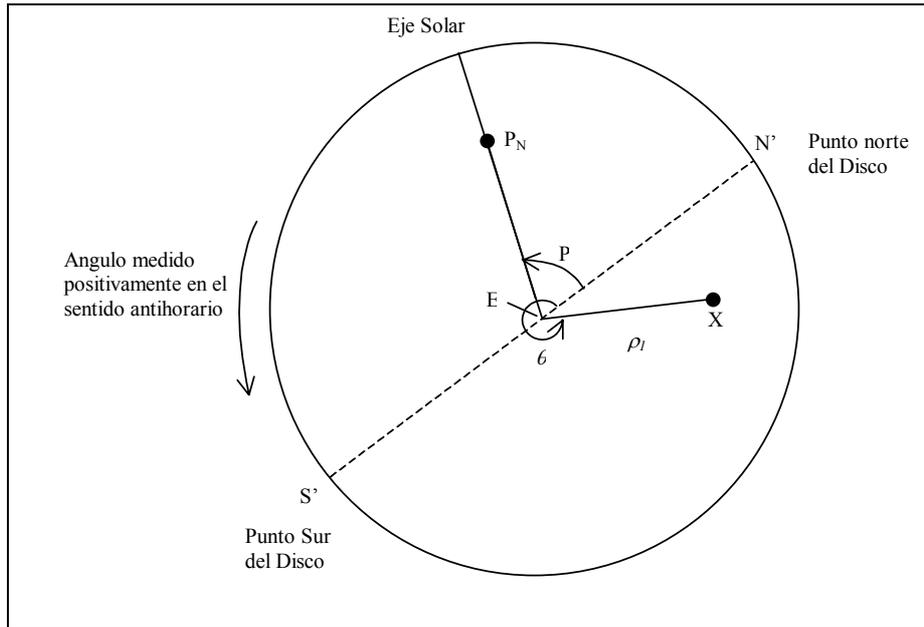


Figura 2. Esquema del disco Solar

La situación es ilustrado en la figura 1. La esfera representa la superficie del Sol y el círculo máximo ONJ el ecuador Solar. $P_N C$ es el eje de rotación y algún punto sobre el ecuador rota en la dirección de O a N. El plano de la eclíptica intersecta la superficie Solar a lo largo del círculo máximo γEN ; el punto N es por lo tanto la intersección del ecuador solar sobre el plano de la eclíptica. La línea imaginaria dibujada desde el centro del sol, C, hacia la Tierra y hacia el equinoccio vernal corta la superficie Solar en E y γ respectivamente. O es el punto fijado al medio día del 1 de Enero de 1854. Una mancha solar en X tiene la latitud heliográfica B (positivo hacia el norte del ecuador, negativo al sur de este) y longitud heliográfica L considerando el mismo sentido como la rotación solar y medido a lo largo del ecuador de O.

Cuando observamos el Sol (Observación por proyección) vemos un disco plano, el centro es el punto E. Este es mostrado en la figura 2, juntamente con el punto P_N , el polo norte del eje de rotación Solar, y X la posición de la mancha solar. La línea punteada $N'S'$ representa la proyección del eje de rotación Terrestre. Definimos la posición de X por las coordenadas ρ_1 y θ . ρ_1 y θ son introducidos en B y L.

Primero necesitamos calcular las coordenadas heliograficas, B_o y L_o , del centro del disco, E. Las coordenadas heliograficas del centro del disco lo calculamos con el software Mica1.5.

Ahora calcularemos en una posición la coordenada heliográfica de la mancha solar X, donde conocemos posición angular P_N , ángulo θ y ρ_1 (ver figura 2), el ángulo subtendido a la Tierra por X y E. Las ecuaciones son las siguientes (Ignacio Garcia de la Rosa 1989):

$$B = \text{Sen}^{-1}(\text{Sen}(B_o) \text{Cos}(\rho) + \text{Cos}(B_o) \text{Sen}(\rho) \text{Cos}(P - \Theta))$$

$$L = \text{Sen}^{-1}\left(\frac{\text{Sen}(\rho) \text{Sen}(P - \Theta)}{\text{Cos}(B)}\right) + L_o$$

con $\rho = \text{Sen}^{-1}\left(\frac{\rho_1}{S}\right) - \rho_1$

$$\rho_1 = \frac{\text{diamap}}{\text{diamdisc}} \sqrt{x^2 + y^2}$$

donde:

S es radio angular del Sol

E. Choque

diamap es diámetro aparente solar.
diamdisc es diámetro del disco solar proyectado.
X(x,y) ubicación de una característica

COORDENADAS HELIOCÉNTRICAS

Las coordenadas heliocéntricas expresan la verdadera posición espacial de una característica en unidades físicas. Ninguna observación solar de una sola perspectiva puede estar verdaderamente en coordenadas heliocéntricas.

No importa cual es la perspectiva de un observador, el sistema de coordenadas heliocéntricas tendrá ejes relativos definidos a este observador. Este caso es diferente a la heliográfica, una observación hecha de una plataforma no terrestre medirá las coordenadas que serán diferentes que medidos de la tierra.

Por lo tanto, por lo menos para las observaciones no-terrestres, la información se debe también proporcionar sobre la posición de los observadores para

definir correctamente el sistema de coordenadas.

Las clases de los sistemas de coordenados son dos subcategorías: cartesiana - heliocéntrica y heliocéntrica - radial.

Coordenadas Cartesianas Heliocéntricas

El sistema de coordenadas cartesianas (x,y,z), con cada uno de los ejes perpendicular al otro.. El eje z es definido paralelo a la línea del observador solar, señalando hacia el observador. El eje y es definido perpendicular al eje z y al plano que contiene ambos el eje z y el eje polar norte, y aumentando hacia el norte solar. El eje x es definido perpendicular a ambos y e z , con x incremento hacia el oeste solar. Así este es un sistema de coordenadas de lado derecho. Cada eje es expresado como una distancia física en metros, o relativo a R_{\odot} . Los sistemas coordenadas cartesianos- heliocéntricos es demostrado en la figura3.

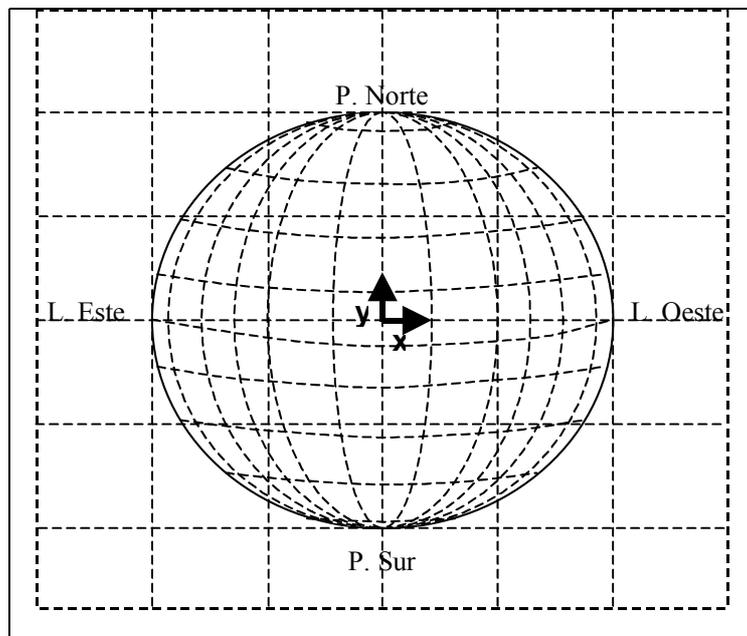


Figura 3. Diagrama del Sol con líneas de posición (X, Y) constante heliocéntricas-cartesianas sobrepuestas. El eje Z apunta hacia afuera de la hoja.

Coordenadas Heliocentricas Radial.

Las coordenadas heliocéntricas radial comparten el mismo eje z como las coordenadas heliocéntricas cartesianas, pero reemplazan (x, y) con (ρ, ψ). El parámetro ρ es la distancia radial del eje z, y es también conocido como parámetro de impacto. Este es

expresado como distancias físicas o relativos a R_{\odot} . Superficies de constante ρ de forma cilíndrica. La posición angular ψ es medido en grados hacia la izquierda de la proyección del polo norte solar. Este sistema de coordenadas esta demostrado en la figura 4.

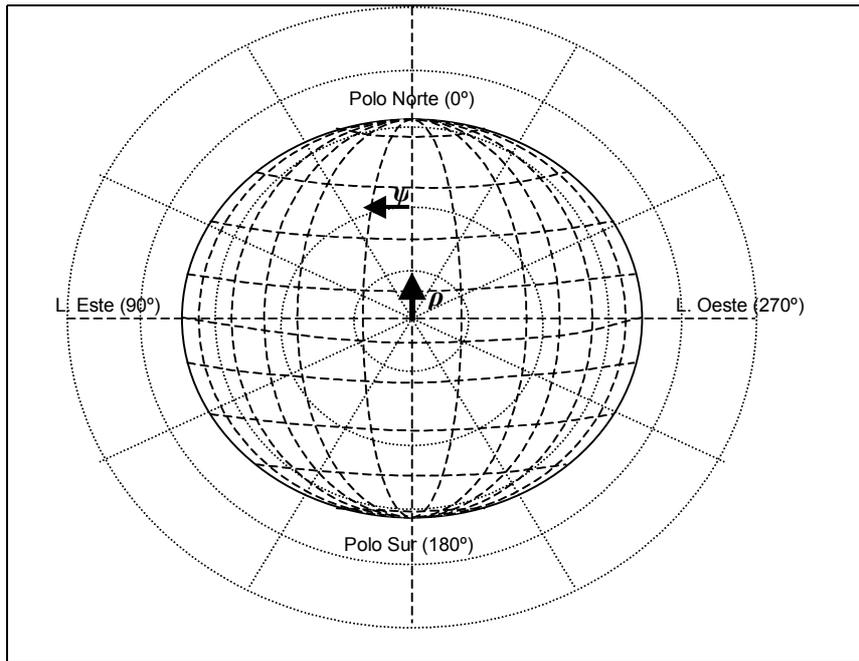


Figura 4. Diagrama del Sol mostrando las coordenadas heliocéntricas-radial, con líneas constantes del parámetro ρ y el ángulo de posición ψ, ambos sobrepuestos. El valor de ψ en cada uno de los cuatro puntos cardinales es también mostrado.

SISTEMAS COORDENADAS PROYECTADAS

Los datos tomados de una sola perspectiva pueden aproximarse verdaderamente a coordenadas heliocéntricas. Una interpretación más exacta de coordenadas debe reconocer que las observaciones están proyectadas contra la esfera celeste. http://www.posc.org/Epicentre.2_2/DataModel/ExamplesofUsage/eu_cs.html

Coordenadas Cartesianas Helioproyectivas

Este es equivalente a las coordenadas cartesianas heliocéntricas proyectadas, donde la distancia de los parámetro x e y son reemplazados por los ángulos θ_x y θ_y.

Cerca del sol, donde la aproximación de un pequeño ángulo sostiene el cartesiano heliocéntrico y cartesiano helioprojectivo esta relacionado con las ecuaciones

$$\begin{aligned}
 x &\approx d \left(\frac{\pi}{180^\circ} \right) \theta_x \approx D_{\odot} \left(\frac{\pi}{180^\circ} \right) \theta_x \\
 y &\approx d \left(\frac{\pi}{180^\circ} \right) \theta_y \approx D_{\odot} \left(\frac{\pi}{180^\circ} \right) \theta_y
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

Donde d es la distancia entre el observador y la característica, y D_{\odot} es la distancia entre el observador y el centro del sol. A distancias mas lejanas, donde la distinción entre la distancia y el ángulo resultan ser mas importante, la definición que es por los ángulos θ_x y θ_y se debe

E. Choque

hacer mas explícito. La manera mas razonable de hacer esto es tratar θ_x como una longitud y θ_y como una latitud.

Este es demostrado en la figura 5.

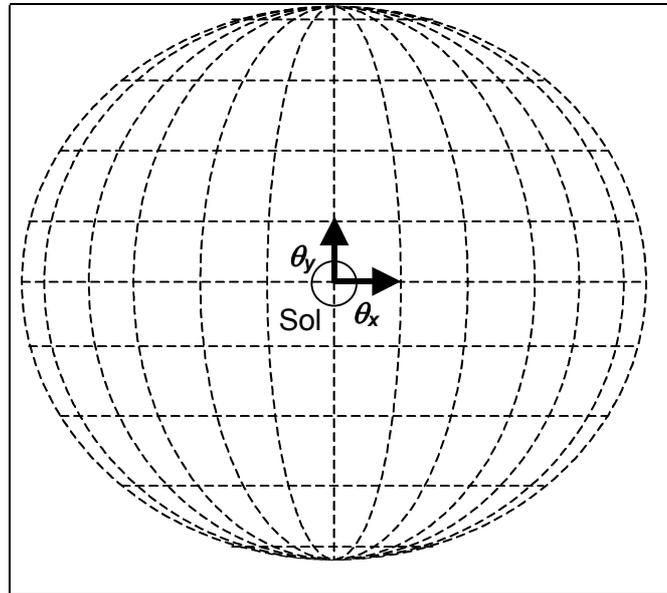


Figura 5. Sistema de coordenadas helioproyectivas-cartesiana extendidas sobre el hemisferio norte. Las líneas de constantes θ_x y θ_y son dibujados como si estuvieran mirando hacia el interior de la superficie de un casquete hemisférico-en el WCS. Solo en un área cerca del Sol, el sistema de coordenadas es cercano al cartesiano.

El equivalente más directo a z en el sistema helioproyectivo debería ser d y lo es. Que este sin embargo tiene la desventaja de hacer esto un sistema de lado izquierdo. Si un sistema de coordenadas es de lado derecho, entonces esto puede ser logrado definiendo la variable ζ como

$$\zeta = D_{\odot} - d$$

la superficie de constante ζ es la esféricas centrado sobre el observador, con la representación esférica $\zeta = 0$ pasando a través del centro del sol. Valores positivos de ζ representan mas cerca al centro del sol, mientras los valores negativos representan puntos mas lejanos fuera del centro del sol.

Coordenadas Radial Helioproyectivas

La equivalente de la helioproyectiva es heliocéntrico radial, donde el parámetro de impacto ρ es reemplazado con el ángulo θ_p . Cerca del sol donde la aproximación pequeña del ángulo sostiene, los

parámetros heliocéntricos y helioproyectivas radiales del impacto son relacionados con la ecuación

$$\rho \approx d \left(\frac{\pi}{180^\circ} \right) \theta_p \approx D_{\odot} \left(\frac{\pi}{180^\circ} \right) \theta_p \quad (2)$$

hagamos que $\theta_p = 0$ a un polo del sistema radial helioproyectivo, donde la mayoría de los sistemas coordenados tiene $\theta = \pm 90^\circ$ a los polos. Resolvemos esto definiendo el parámetro de declinación

$$\delta_p \equiv \theta_p - 90^\circ$$

Para satisfacer los requerimientos de las coordenadas de WCS transformamos las , coordenadas angulares en archivos FITS que los que serán expresados como pares (δ_p, ψ) . La conversión a (θ_p, ψ) entonces se logra simplemente como

$$\theta_p = \delta_p + 90^\circ$$

Calculando la Superficie Normal

Una variación en coordenadas radiales implica el substituir de cualquier ρ o θ_ρ con el coseno del ángulo entre la superficie normal y la línea de vista del observador. Este parámetro, μ , varia entre 1 al centro del disco y 0 al limbo. Porque esto describe posiciones a la superficie solar, tiene las mismas restricciones que las coordenadas heliograficas.

La conversión entre coordenadas heliocéntricas y μ es simple.

$$\mu = \sqrt{1 - (\rho / R_\odot)^2} \quad (3)$$

Por otro lado, la conversión entre coordenadas helioproyectivas y μ es mas complicado y esta dado por

$$\mu = \frac{1 - ab}{\sqrt{(1 + a^2)(1 + b^2)}} \quad (4)$$

Donde

$$a = \tan \theta_\rho$$

$$q = \sqrt{R_\odot^2(1 + a^2) - a^2 D_\odot^2}$$

$$b = \frac{a(D - q)}{a^2 D + q}$$

Sin embargo, cuando $D_\odot \gg R_\odot$, la distinción entre las ecuaciones 3 y 4 es insignificante. Así para la mayoría el uso de la ecuación 4 puede ser simplificado a

$$\mu \approx \sqrt{1 - (\theta_\rho / \theta_{\rho \text{ limb}})^2}$$

CONVERSION DE COORDENADAS

Las siguientes ecuaciones describen la conversión a partir de un sistema de coordenado a otro.

Entre heliográfica y heliocéntrica cartesiana:

$$\begin{aligned} x &= r \cos \theta \sin \phi \\ y &= r(\text{Sen} \theta \text{Cos} B_\odot - \text{Cos} \theta \text{Cos} \phi \text{Sin} B_\odot) \\ z &= r(\text{Sen} \theta \text{Sen} B_\odot + \text{Cos} \theta \text{Cos} \phi \text{Cos} B_\odot) \\ r &= \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \\ \theta &= \text{Sen}^{-1}((y \text{Cos} B_\odot + z \text{Sen} B_\odot)/r) \\ \phi &= \text{arg}(z \text{Cos} B_\odot - y \text{Sen} B_\odot, x) \end{aligned}$$

Entre heliocéntrica cartesiana y heliocéntrica radial:

$$\begin{aligned} \rho &= \sqrt{x^2 + y^2} & x &= -\rho \text{Sen} \psi \\ \psi &= \text{Arc}(y, -x) & y &= +\rho \text{Cos} \psi \\ z &= z & z &= z \end{aligned}$$

Entre helioproyectiva cartesiana y heliocéntrica cartesiana

$$\begin{aligned} x &= d \text{Cos} \theta_y \text{Sen} \theta_x \\ y &= d \text{Sen} \theta_y \\ z &= D_\odot - d \text{Cos} \theta_y \text{Cos} \theta_x \\ d &= \sqrt{x^2 + y^2 + (D_\odot - z)^2} \\ \theta_x &= \text{Arg}(D_\odot - z, x) \\ \theta_y &= \text{Sen}^{-1}(y/d) \end{aligned}$$

Entre helioproyectiva radial y heliocéntrica radial

$$\begin{aligned} \rho &= d \text{Sen} \theta_\rho & \theta_\rho &= \text{Arg}(D_\odot - z, \rho) \\ \psi &= \psi & \psi &= \psi \\ z &= D_\odot - d \text{Cos} \theta_\rho & d &= \sqrt{\rho^2 + (D_\odot - z)^2} \end{aligned}$$

CONSTRUCCION DE CABECERA

Hagamos un ejemplo con la construcción de cabeceras simples, basados en la teoría especial de la relatividad de Einstein's (1905), servirá para ilustrar el formalismo introducido. Construiremos la representación de coordenadas duales, el primero para un sistema en reposo y el segundo para un observador en movimiento uniforme (E.W. Greisen y M.R. Calabreta 2002).

Supongamos tener un cubo de datos, en el sistema en reposo, tiene las siguientes

E. Choque

cabeceras simples conteniendo dos ejes espaciales y un eje temporal:

```
NAXIS=3,          CTYPE1='X',
NAXIS1=2048,     CTYPE2='Y',
NAXIS2=2048,     CTYPE3='TIME'
NAXIS3=128,      CRVAL1=0.0,
CRPIX1=1024.5,   CRVAL2=0.0,
CRPIX2=1024.5,   CRVAL3=0.0,
CRPIX3=64.5,     CUNIT1='km',
CDELTA1=3.0,     CUNIT2='km',
CDELTA2=3.0,     CUNIT3='μs',
CDELTA3=10.0,    WCSNAME='sr'
```

sr(sistema en reposo)

esto describe tres ejes de coordenadas lineales con un punto de referencia en el medio de cubo de datos.

Las coordenadas espacial y temporal medidos por un observador con movimiento uniforme con velocidad v en la dirección $+x$ son relacionados a las coordenadas en reposo por la transformación de Lorentz:

$$\begin{aligned}x' &= \gamma(x - vt), \\y' &= y, \\t' &= \gamma(t - vx/c^2),\end{aligned}$$

donde

$$\gamma = 1/\sqrt{1 - v^2/c^2}$$

y c es la velocidad de luz. El tiempo en cada sistema es medido de el instante que coincide el origen. Arriba de la cabecera tenemos

$$\begin{aligned}x &= s_1(p_1 - r_1), \\y &= s_2(p_2 - r_2), \\t &= s_3(p_3 - r_3),\end{aligned}$$

donde r_j y s_j son dados por CRPIX $_j$ y CDELTA $_i$. Asi

$$\begin{aligned}x' &= \gamma s_1(p_1 - r_1) - \gamma v s_3(p_3 - r_3), \\y' &= s_2(p_2 - r_2) \\t' &= \gamma s_3(p_3 - r_3) - \gamma v/c^2 s_1(p_1 - r_1).\end{aligned}$$

Estas ecuaciones pueden ser reescritos formando las escalas CDELTA $_i$, el mismo como las cabeceras en el sistema de reposo.

$$\begin{aligned}x' &= s_1[\gamma(p_1 - r_1) - \gamma v s_3/s_1(p_3 - r_3)], \\y' &= s_2[(p_2 - r_2)], \\t' &= s_3[\gamma(p_3 - r_3) - \gamma v/c^2 s_1/s_3(p_1 - r_1)]\end{aligned}$$

Usando un carácter “V” como el descriptor representativo alternativo, a, por el sistema movimiento relativo. Tenemos

```
CRPIX1V=1024.5,   CTYPE1V='X',
CRPIX2V=1024.5,   CTYPE2V='Y',
CRPIX3V=64.5,     CTYPE3V='TIME',
```

```
PC1_1V=γ,         CRVAL1V=0.0,
PC1_3V=-γv/σ,     CRVAL2V=0.0,
PC3_1V=-γσv/c^2, CRVAL3V=0.0,
PC3_3V=γ,         CUNIT1V='km',
```

```
CDELTA1V=3.0,     CUNIT2V='km',
CDELTA2V=3.0,     CUNIT3V='μs',
CDELTA3V=10.0,    WCSNAMEV='sm'.
```

sm(sistema en movimiento)

Los elementos de la matriz PC $_i$ _ j todas son dimensionales $\sigma=s_1/s_3 = 3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$ tienen la dimensión de la velocidad.

CONCLUSIONES

Existe una metodología que permite calcular las Coordenadas Heliográficas del Sol en proyección Polar o Cartesiano este formato ya esta siendo un Standard para la información de imágenes que se usa en astronomía.

Tenemos el desarrollo de un software que resulta ser una herramienta muy importante denominado IDL (Interactive Date Lenguaje) que será nuestra herramienta de trabajo de este modo poder usar los datos de SOHO y YOHKOH.

AGRADECIMIENTO

Agradezco, al Instituto Geofísico del Perú, en especial al Dr. Mutsumi Ishitsuka, al Mgs. Hugo Trigoso y a todo el personal que labora en el Observatorio de Ancón por brindarme siempre las facilidades para el desarrollo de este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

[1] **Kiuper G. (1953):** Editado, The Sun, The university of Chicago Press, Chicago, Illinois, U.S.A.

[2] http://www.posc.org/Epicentre.2_2/DataModel/ExamplesofUsage/eu_cs.html
Información sobre Sistemas Coordenadas Proyectadas.

[3] Abetti G. (1951): El Sol, Eudeba editorial Universitaria de Buenos Aires, Argentina, 1951.

[4] Nassau J. (1948): Practical Astronomy, McGraw-Hill book Company, New York-Toronto-London U.S.A.

[5] Greisen, E. y Calabreta, M. (2002): Revista Astronomy & Astrophysics Vol 395, 1061-1075.

[6] Calabreta M. y Greisen E.: (2002): Revista Astronomy & Astrophysics Vol. 395, 1077 – 1122.

[7] Garcia de la Rosa I. (1989): Instituto de Astrofísica de Canarias.

SISTEMA DE ADQUISICIÓN Y TRANSMISIÓN DE DATOS POR TELEMETRÍA EN LA RED SÍSMICA DEL NORTE DEL PERÚ

DAVID TOCTO LABÁN

*Escuela Profesional de Física
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad Nacional Pedro Ruiz Gallo
davidtocto@hotmail.com*

*Prácticas dirigidas por: Lic. Gloria Marín Ruiz
Oficina Periférica IGP- Chiclayo*

RESUMEN

En el presente informe se hace una descripción en detalle del sistema de transmisión y recepción de señales sísmicas por telemetría desde las estaciones sísmicas de campo que integran la Red Sísmica Telemétrica del Norte del Perú a la Estación Central de Registro del Instituto Geofísico del Perú ubicada en Chiclayo. Este trabajo permitirá conocer los componentes electrónicos, los sistemas de alimentación de energía, el funcionamiento de cada equipo que integra una estación sísmica, así como su forma de instalación y la operación de los instrumentos más importantes utilizados en la detección de eventos.

INTRODUCCIÓN

En el área de sismología, el plan general de acción del Instituto Geofísico del Perú (IGP) involucra el establecimiento y operación de una Red Sísmica Nacional con la finalidad monitorear la sismicidad regional. Así en 1995 se reactivó la operación de estaciones sísmicas radiotelemétricas en el Norte de nuestro país, merced al convenio establecido con el Proyecto Especial Olmos-Tinajones (DEPOLTI) Este convenio permitió la instalación instrumental para la detección de sismos y de transmisión de señales, con una distribución geométrica de las estaciones que permitan el monitoreo de la sismicidad regional y local que involucra el área de influencia en la que se ubica la obra más importante del Proyecto: el Túnel Trasandino en actual ejecución. La Estación Central de Registro se ubica en Chiclayo, en donde se registran las señales sísmicas digitales y la data llega en tiempo real.

En el presente informe se describe las características principales de cada equipo involucrado en la detección y monitoreo de eventos sísmicos, la transmisión de señales desde las estaciones de campo, los sistemas de generación de energía y el

funcionamiento de la estación central de registro. Todos estos componentes permiten la operación de las estaciones sísmicas que conforman la Red Radiotelemétrica del Norte del Perú.

RED SÍSMICA NACIONAL (RSN) y RED RADIOTELEMETRICA DEL NORTE

En el Perú existe una Red Sísmica Nacional (RSN), constituida por 31 estaciones, distribuidas a lo largo de todo el territorio, 20 integran la Red Sísmica Telemétrica y 11 son digitales del tipo Banda Ancha REFTEK. La distribución geográfica de las estaciones de la RSN del Perú se muestra en la Figura 1.

El IGP mantiene operativa en la región norte del país, una red radiotelemétrica desde 1990, (RSRNP), la que inicialmente, operó por el convenio establecido con el Proyecto Especial Olmos-Tinajones (DEPOLTI)

La RSRNP, esta equipada con sismómetros de periodo corto (SP) del tipo Kinematics (modelo SS-1) y la conforman las siguientes estaciones: Portachuelo, Señal Puntería y Malpaso (Lambayeque); Pomahuaca, Maychil y Montañita (Cajamarca); Porculla y

D. Tocto

Huarmaca (Piura). Portachuelo y Señal Puntería son además estaciones retransmisoras.

En la Tabla 1. se indican las características de las estaciones de campo y sus coordenadas geográficas y en la Figura 2, la distribución de las estaciones

en esta zona. En las Figuras 3 y 4 se muestra el sistema de transmisión de señales sísmicas en tiempo real de las estaciones de campo en la parte norte que hoy en día integran la Red Sísmica Nacional.

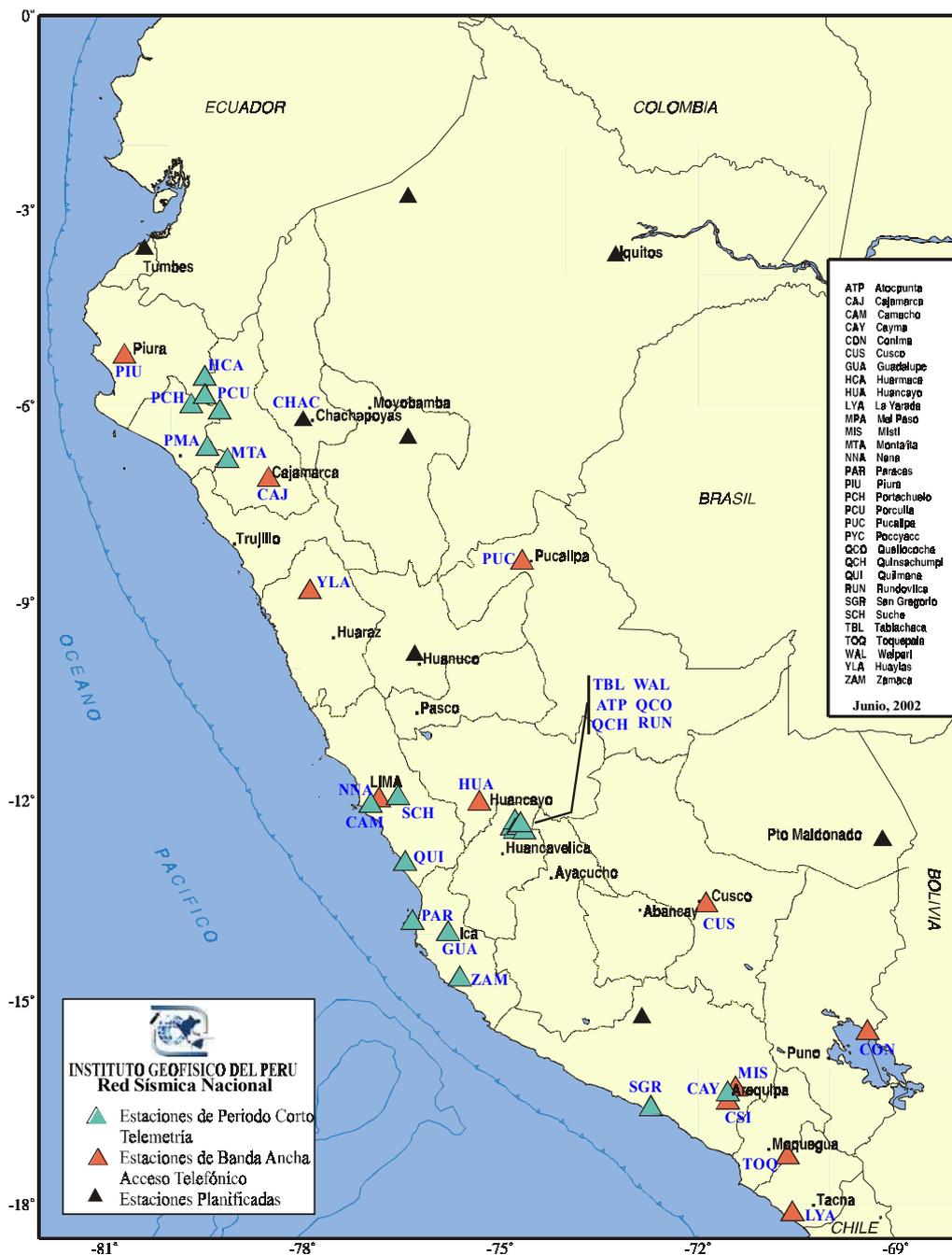


Figura 1. Distribución geográfica de las estaciones sísmicas de la Red Sísmica Nacional del IGP

Cada una de las estaciones de campo esta compuesta principalmente por un sismómetro de período corto, cajas de campo y equipos de radio transmisión de señales y de energía. Todas las señales son retransmitidas a la estación Central de Registro de Chiclayo.

COMPONENTES DE LA ESTACIÓN CENTRAL DE REGISTRO

La Estación Central de Registro, esta ubicada en la ciudad de Chiclayo en donde se cuenta con un Sistema de Recepción por Telemetría consistente en dos receptores, dos antenas receptoras, un gabinete de telemetría marca

KINEMATRICS en el cual se inserta un panel para discriminadores (07), panel para la fuente de alimentación (modelo PP-1), una caja de conexiones, un reloj satelital (modelo 468-DC) que indica la señal de tiempo, un panel para las salidas de las señales portadoras transmitidas a Lima por vía línea telefónica y para la entrada de las señales al computador. En la Figura 5. se muestra el gabinete de Telemetría de la Estación Central de Registro. A continuación se describen las componentes más importantes de la estación central.

Tabla 1. Características de las estaciones de campo y sus coordenadas geográficas

CÓDIGO	ESTACIÓN	LATITUD SUR (°)	LONGITUD OESTE (°)	ELEV.	COMP.	SENSOR
PCH	Portachuelo	5.99	79.68	720	Z	KMI-SSI
PCU	Porculla	5.86	79.45	2500	Z	KMI-SSI
PMA	Pomahuaca	5.92	79.18	2400	Z	KMI-SSI
HCA	Huarmaca	5.59	78.49	2340	Z	KMI-SSI
MPA	Malpaso	6.66	79.44	500	Z	KMI-SSI
MCH	Maychil	6.51	79.18	1180	Z	KMI-SSI
MTA	Montañita	6.84	79.13	1200	Z	KMI-SSI
SPU	Señal Puntería	6.91	79.66	550	Z	KMI-SSI

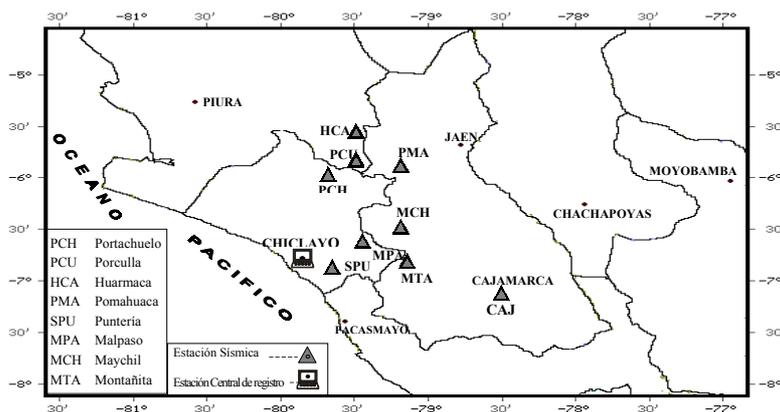


Figura 2. Distribución de las estaciones que integran la Red Sísmica del Norte

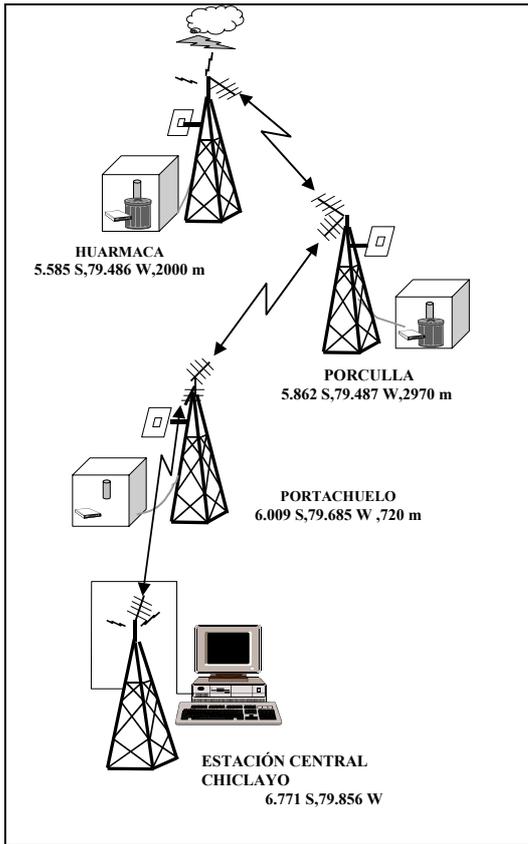


Figura 3. Sistema de transmisión de señales sísmicas en tiempo real de las estaciones que integran la Red Sísmica Telemétrica de Olmos.



Figura 5. Gabinete de telemetría mostrando: Reloj Satélite, Discriminadores, Panel de Señales Portadoras, Panel de las Señales a la PC de adquisición de datos, Caja de conexiones y fuente de alimentación.

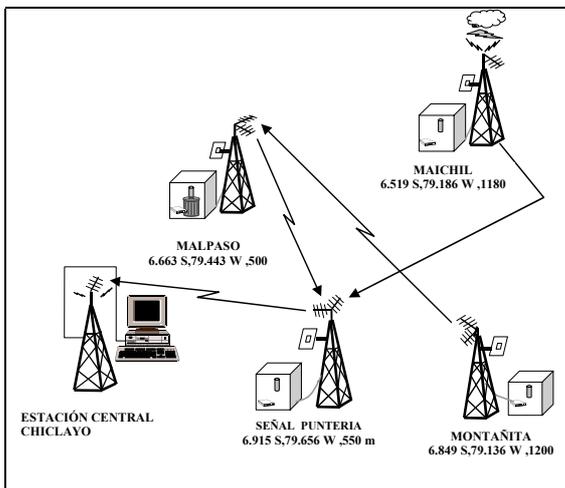


Figura 4. Sistema de transmisión de señales sísmicas en tiempo real de las estaciones que integran la Red Sísmica Telemétrica de Carhuaquero.

Antenas Receptoras

Permiten recibir las ondas de radiofrecuencia apropiadas para cada receptor: 418.1 Mhz (Red Local Depolti) y 216.76 Mhz (Red Local Carhuaquero). Estas antenas están colocadas en la parte superior de una torre metálica de 15 metros de altura (ubicada en el techo de la oficina regional del IGP-Chiclayo). Con el fin de reducir al mínimo la interacción electrostática de las antenas, éstas se ubican a una distancia mínima de 4.5 a 6.0 metros de separación en lo posible. Para encontrar una optima orientación de la antena receptora, la señal de la salida de cada receptor puede conectarse a un osciloscopio, moviendo la antena alrededor hasta obtener la mejor señal con la máxima potencia (CA5-150 Communications yagi, 1983).

Discriminador modelo DM-1

El discriminador (Kinematics modelo DM-1) demodula una señal de FM que contiene la señal sísmica. Esta señal de FM está centrada para las siguientes frecuencias: 680 Hz, 1020 Hz, 1360 Hz, 1700 Hz, 2380 Hz, 2720 Hz. ± 125 Hz de desviación, dichas frecuencias corresponden a las estaciones de Malpaso (MPA), Huarmaca (HCA), Pomahuaca (PMA), Montañita (MTA), Portachuelo (PCH) y Porculla (PCU) respectivamente.

Cada discriminador incorporado en el gabinete de telemetría opera con un nivel de entrada en el rango de 30 milivoltios a 3 voltios RMS, con una respuesta de frecuencia DC hasta 25 Hz.

La máxima corriente es de 5 mA para un voltaje de alimentación de 12V que es el nominal pero puede estar en el rango de $\pm 10V$ DC a $\pm 14V$ DC. La salida de voltaje de ± 2.5 voltios para ± 125 Hz de desviación que viene establecida de fábrica (Specifications DM-1, 1978).

Fuente de alimentación

La fuente de alimentación (Kinematics modelo PP-1) contiene dos baterías de 12 voltios recargables, suministrando ± 12 voltios de alimentación a los discriminadores de frecuencia y receptores. Esta fuente permite alimentar un registrador visual análogo.

Está incluido en el PP-1 un cargador externo fijado a 13.6 V DC para mantener las baterías en carga constante, el cargador es alimentado con 220V AC / 60 Hz y puede alimentar hasta 1.5 A de corriente.

El PP-1 contiene fusibles para sus entradas y salidas de voltaje y un led indicador de carga, que se muestra rojo cuando el cargador externo de voltaje se pierde o es desconectado.

Cuando el cargador o alimentador principal se pierde, las baterías permiten que la estación de recepción telemétrica pueda operar aproximadamente 8 a 12 horas.

COMPONENTES DE UNA ESTACIÓN DE CAMPO

Una estación de campo contiene principalmente un sismómetro Kinematics (modelo SS1), caja de campo Kinematics (TH-3H), transmisores, receptores (cuando la estación es también una estación retransmisora), antenas y VCO. Este sistema es alimentado por una fuente externa de energía (panel solar y baterías).

En la Figura 6, se muestra un esquema de la distribución de equipos en una estación sísmica en el campo y en este caso, se refiere a una estación que recibe señales sísmicas y las transmite a otra estación (esta repetidora).

Sismómetro Ranger Modelo SS -1

Es un sismómetro (sensor) de periodo corto, versátil, de alta sensibilidad, y portátil. Está diseñado específicamente para ser aplicado en una variedad de campos sísmicos bajo condiciones adversas de ambiente. Se caracteriza por su alta sensibilidad, material duro y su resistencia al agua, puede ser usado en forma horizontal o vertical y se adapta muy bien en el campo o en un laboratorio, mide 13.7 cm de diámetro por 29.0 cm de longitud y peso de 3.6 kg, y en la base esta provista de una bobina de calibración para realizar una calibración simple en el campo. En la Figura 7 representa un esquema de la estructura externa del Sismómetro Ranger SS-1

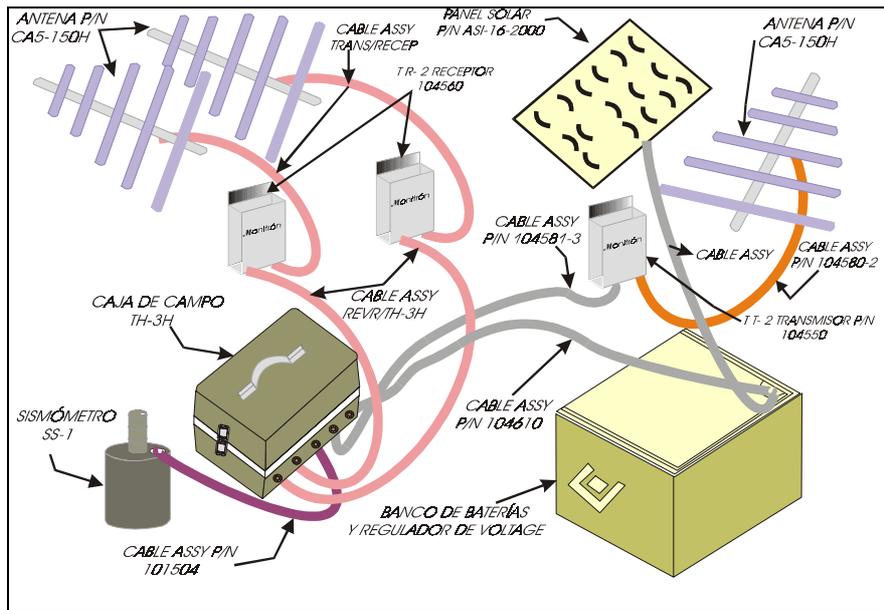


Figura 6. Esquema de la distribución de equipos de una estación sísmica en el campo de recepción y transmisión

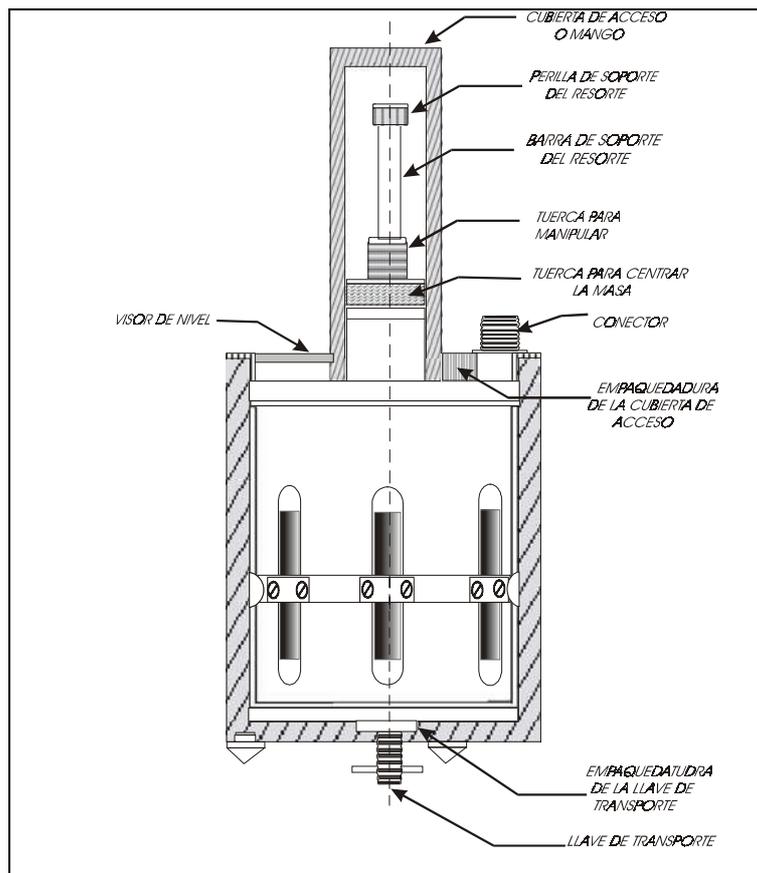


Figura 7. Esquema de la estructura externa del sismómetro Ranger SS-1, en modo vertical

El Sismómetro Ranger dura muchos años y garantiza la adquisición de datos con poco mantenimiento. Internamente, el sismómetro (sensor) esta conformado por una masa unida a un resorte (muy sensible al momento de ser transportado), con un transductor electromagnético. Un imán permanente esta ensamblado en la masa sísmica mientras que la bobina esta conectada al resorte, la masa esta soportada por dos círculos flexibles las cuales fuerzan a la masa a un único grado de libertad, se usa un resorte para suspender la masa.. En la Figura 8 representa un esquema de la estructura interna del Sismómetro Ranger SS-1

Cuando el Sismómetro se usa verticalmente, la suspensión del resorte está completamente extendida, cuando se

usa horizontalmente, el resorte está sin someterse a fuerza alguna. Se ha colocado una barra fija como accesorio al resorte, para controlar la fuerza del resorte en suspensión. El periodo natural básico de la masa, flexiones y suspensión del resorte es extendido por la inclusión de pequeñas barras magnéticas instaladas alrededor de la masa.

Estos periodos extendidos magnéticos interactúan con el campo magnético de la masa, produciendo una fuerza restauradora negativa para lograr el periodo deseado, el campo de fuerza y posición de los periodos magnéticos extendidos son cuidadosamente ajustados en fábrica y son indicados en la Tabla 2.

Tabla 2: Especificaciones típicas del Sismómetro Ranger SS-1

Periodo natural, T_0	1 s.
Resistencia de la bobina, R_c	5500 Ω .
Resistencia de Amortiguamiento Crítico	6500 Ω .
Constante Generador, G_0	340 V / m / s.
Desplazamiento total de la masa	2 mm.
Peso de la masa	1.45 kg.
Constante del motor de bobina de calibración	0.4 N / A.

La constante generador puede calcularse por:

$$G_0 = \sqrt{4\pi M f_n CDR}$$

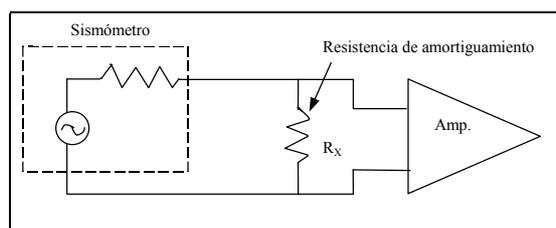
donde:

G_0 = salida en voltios / metro / segundo.

M = masa del sismómetro en kilogramos

f_n = frecuencia del sismómetro en Hertz, o 1/ periodo natural (T_n)

CDR = resistencia de amortiguamiento crítico, ohms.



Montaje de Circuito de Prueba para chequear el amortiguamiento

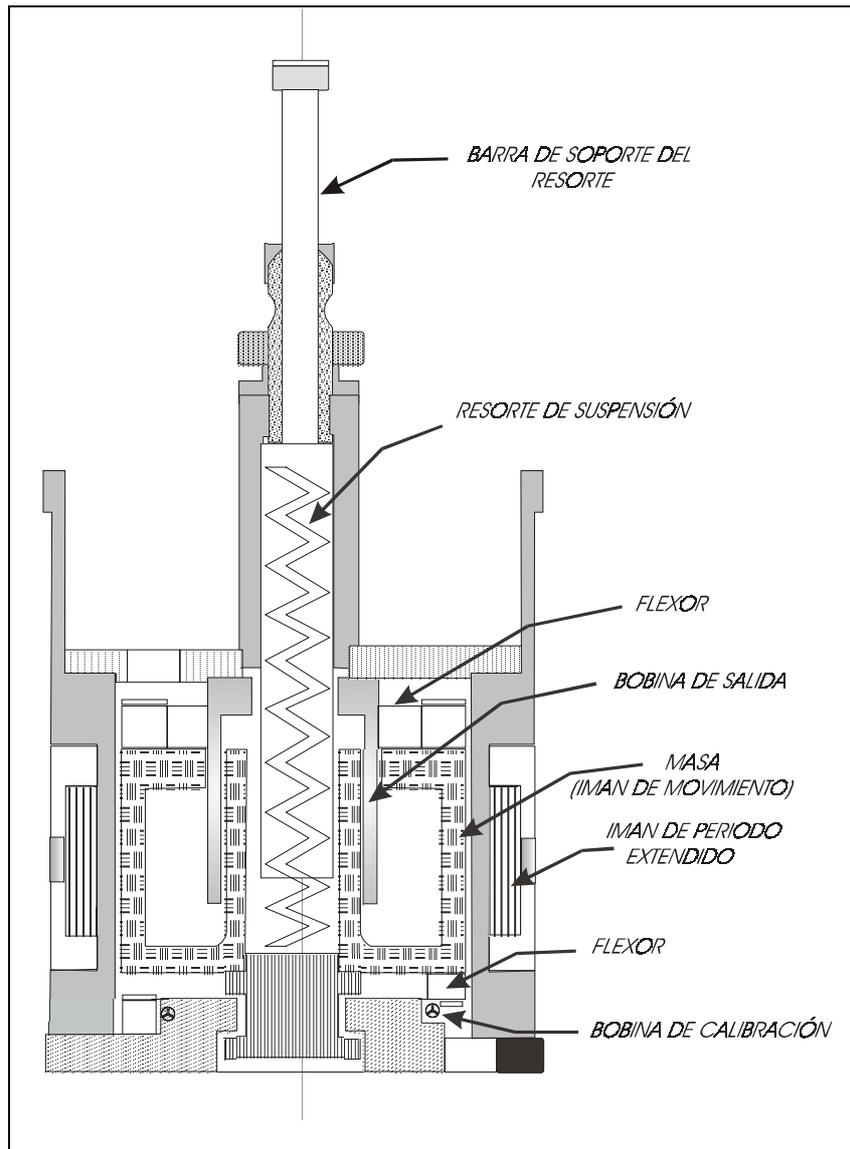


Figura 8. Esquema de la estructura interna del sismómetro Ranger SS-1, en modo vertical

La salida del sismómetro, esto es, la constante generador con carga tiene una constante G_L que representa la salida del sismómetro no atenuada recibida en la entrada del amplificador o galvanómetro.

Cuando se considera la resistencia de amortiguamiento externa la salida se calcula por:

$$G_L = G_0 \frac{R_x}{(R_x + R_c)}$$

donde:

G_0 = constante del generador con circuito abierto en V / m / s.

R_x = resistencia de amortiguamiento externo en ohmios

R_c = resistencia de la bobina, ohmios.

Caja de Campo (TH-3H)

Es una caja de material resistente que contiene un Amplificador / filtro / VCO modelo AOM -1 y módulo de calibración modelo CM-1. tiene entradas para dos receptores de radio (modelo TR - 1 o TR - 2) y multiplexa estas dos señales con la salida AOM - 1. La caja es de

aproximadamente 20 cm x 20 cm x 31 cm y puede operar con una sola batería externa de 10 a 14 VDC.

El Multiplexor (PWB) es un amplificador operacional simple montado en un circuito en la base del TH - 3M. Se conecta a un amplificador y sus salidas se acoplan con un transformador central y tiene 600 Ω de salida, permitiendo usarse con otro enlace de radio o una línea telefónica.

Transmisor VHF NBFM modelo TR 210

Diseñado para proporcionar una transmisión de señales superiores en la banda estrecha FM de 216-220 MHz, VHF. Además de su bajo consumo de energía y excelente pureza de su espectro, mantiene muy baja la distorsión de la señal modulada, junto con una respuesta esencial sobre la modulación de ancho de banda mantenidas a través del rango de temperatura de operación.

El transmisor se encuentra en una caja hermética gruesa hecha de una aleación de aluminio en una sola barra, sin soldadura que la aísla a la radio frecuencia del medio ambiente.

El transmisor VHF modelo TR210, para su funcionamiento utiliza los siguientes componentes en su circuito impreso:

Oscilador de Cristal: (Oscilador Local) compensado en Temperatura (TCXO).

Buffer pequeño, emisor – seguidor: para asegurar que la precisión del TCXO sea aislada de la influencia de los efectos de fases subsecuentes.

Modulador de fase: con una combinación de diodos y capacitores variables en paralelo se usa para mantener la fase de distorsión debajo de un 5%, produciendo un resultado de una frecuencia de modulación FM por encima del ancho de banda.

Multiplicador de frecuencia (Multiplexor): de tres fases que tienen las mismas funciones básicas multiplicando y

amplificando las señales respectivas de entrada, lleva la señal analógica de alta frecuencia a otra de menor frecuencia, dependiendo de la frecuencia del oscilador de cristal (oscilador local) que se utilice y que se encuentre dentro de los rangos de operación. Cada multiplicador de frecuencia emplea un circuito con rendimiento de doble puerto a punto que mantiene la pureza espectral durante el proceso de multiplicación.

Conductor y amplificador de Potencia: amplifica la señal de las fases del multiplicador de frecuencia al nivel del rendimiento especificado. Las señales armónicas son atenuadas por un filtro pasa baja que conecta este a la red de salida de radio frecuencia.

Regulador de voltaje: garantiza el funcionamiento del transmisor de manera estable e independientemente del voltaje de suministro de entrada. Este regulador asegura el funcionamiento constante para el suministro de voltaje por debajo del máximo especificado.

Receptor VHF NBFM modelo R21F

El receptor modelo R21F, es de doble conversión, banda estrecha de frecuencia modulada, ha sido diseñado para proporcionar una recepción de señales superiores en la banda de 216 - 220 MHz, VHF.

Además de su sensibilidad y excelente selectividad, mantiene la distorsión muy baja de la señal de audio recepcionada y junto con una respuesta de frecuencia esencialmente plana por encima del ancho de banda de modulación. Estas cualidades se mantienen a lo largo del rango de temperatura de operación.

En la fabricación del receptor se usan componentes de calidad, que son montados en un circuito impreso. La mayoría de componentes se observan solo levantando la tapa y todas las partes son asequibles rápidamente para realizar las pruebas y para su reemplazo.

D. Tocto

El receptor se encuentra en una caja hermética gruesa hecha de una aleación de aluminio en una sola barra, sin soldadura que la aísla a la radio frecuencia del medio ambiente.

El receptor VHF NBFM MODELO R21F, para su funcionamiento utiliza los siguientes componentes en su circuito:

Filtro de Entrada de radio frecuencia: la entrada del filtro de radio frecuencia es un pasa banda, y su diseño tiene tres funciones básicas:

- (1) Conectar el receptor de radio frecuencia de entrada a unos 50 ohms.
- (2) Proporcionar el rechazo de la frecuencia imagen.
- (3) Conectar la entrada del amplificador de radio frecuencia.

Amplificador de Radio frecuencia: está diseñado para una mejor ganancia señal / ruido, muy características. Es acoplado un filtro para compensar la pérdida de radio frecuencia y unidades de ruido para el receptor.

Oscilador Local Ist: es un circuito que utiliza un cristal de alta calidad y temperatura que compensa los condensadores para mantener la estabilidad de frecuencia en el receptor por encima del rango de la temperatura de operación.

Discriminador y el Amplificador de Audio: el discriminador proporciona una conversión de frecuencia al voltaje y por consiguiente “detecta” la segunda frecuencia modulada. Esta recuperación de audio es entonces aplicado a través de un potenciómetro de control de ganancia, a un circuito integrado de amplificación de audio que aumenta el audio al nivel del rendimiento deseado.

Regulador de voltaje: se emplea para proporcionar todas las fases activas. Este regulador asegura el funcionamiento constante para bajos suministros de voltajes al mínimo especificado. Inmediatamente después de la variación del voltaje suministrado en la entrada.

Antenas

Para la transmisión y recepción de las señales sísmicas el IGP, utiliza en su sistema de telemetría antenas tipo YAGI (modelo Scala CA5-150) que son instrumentos de precisión de cinco elementos diseñados para reunir los requerimientos de comunicaciones y sistemas de telemetría en las frecuencias de 40 MHz a 225 MHz.

En su diseño usa componentes de alto grado y control de calidad. Las antenas (Yagi) son fabricadas con tubos de aluminio galvanizado, unidos y sujetos con un mecanismo fuerte de acero puro que permite la fiabilidad a largo plazo y alto rendimiento, incluso en las condiciones de medio ambiente severas. El material usado en su diseño evita la penetración de la humedad y el montaje del hardware en forma escalonada, está configurado para proporcionar el aumento de ganancia y directividad.

Fuente de Energía Externa

La fuente de energía eléctrica para los sistemas radio telemétricos y sísmicos proviene de dos baterías convencionales de 12 V DC (65 Amp-h), en carga flotante con un panel solar de 48 Watts

Los Paneles solares son un tipo de batería solar compuesta por celdas solares. Dado que una sola celda solar no puede producir energía suficiente para la mayor parte de aplicaciones, se les agrupa en paneles solares, de modo que, en conjunto, generan una mayor cantidad de corriente eléctrica.

Una celda solar es un diodo semiconductor de silicio, en la que la luz solar puede penetrar en la región de la unión p-n del diodo de gran área compuesta de capas: primero hay una capa de contacto y luego, dos capas de silicio. En la parte superior se encuentran los contactos de metal frontal con una capa de antireflexión, que da a la celda solar su típico color azul.

Para evitar la ausencia de energía por la noche en las estaciones de campo, los

sistemas de paneles solares o fotovoltaicos emplean baterías para almacenar y suministrar la energía de forma continua.

Los módulos de paneles solares se diseñan para proporcionar energía durante todo el año, debido a que los niveles de radiación solar varían, se emplea un regulador para mantener la carga de las baterías en un nivel óptimo.

CONCLUSIONES

El sistema de transmisión de datos por telemetría en la Red Sísmica del Norte del Perú se encuentra funcionando desde 1990. Su bajo costo de mantenimiento ha permitido el registro continuo de la actividad sísmica del Norte.

Gracias al buen funcionamiento de las componentes en las estaciones de campo debido a su diseño portátil, alta sensibilidad y resistencia al agua en el caso del Sismómetro Ranger SS-1, así como el sistema de alimentación de energía (baterías y panel solar) se garantiza la adquisición de datos sísmicos durante las 24 horas del día.

OBSERVACIONES

El módulo de discriminadores (modelo DM-1), permite verificar si la señal sísmica se recibe en su debida frecuencia, así como también la pérdida de la señal portadora.

Debido a las constantes sustracciones de los paneles solares por parte de personas inescrupulosas se debe diseñar un sistema de mayor seguridad en cada estación sísmica de campo.

El mantenimiento de los equipos en las estaciones sísmicas en el campo debe ser en forma permanente a fin de asegurar su funcionamiento óptimo.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú (IGP) por haberme dado la oportunidad de realizar mis Practicas Pre-Profesionales en el área de Sismología. Mi especial agradecimiento a la Lic. Gloria Marín Ruiz, encargada de la Oficina Periférica IGP - Chiclayo por haber compartido sus experiencias, conocimientos, su constante apoyo y motivación. Al Físico Martín Flores Matallana por haber compartido sus conocimientos en esta área y su apoyo con los gráficos. Al Ing. David Portugal por la revisión del presente informe.

BIBLIOGRAFÍA

Kinematics INC (1978): Operating instructions for model SS-1 ranger seismometer. Pasadena, California.

Kinematics INC (1983): Instruction manual model TH-3H telemetry housing. Pasadena, California.

Monitron corporation (1983): Instruction manual for model TR210 VHF NBFM transmitter and model R21F VHF NBFM receiver. Tulsa, Oklahoma.

Scala electronic corporation (1983): CA5-150 Communications yagi. Medford, Oregon.

Aguero, C. y Tavera (2000). Sismos sensibles ocurridos en el Perú durante el año 1999. *CNDG – Sismología, IGP, 40 p.*

Bernal, I (2001). Propuesta de Optimización de la red Sísmica Nacional – IPG. *Compendio de trabajos realizados por estudiantes durante el año 2001.*

DECONVOLUCIÓN DE SISMOGRAMAS DIGITALES POR DIVISIÓN ESPECTRAL FILTRADO INVERSO Y SIMULACIÓN DE SISMOGRAMAS DIGITALES

SANDRA CORDERO CALLE
Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Peruana Cayetano Heredia
sandracordero@hotmail.com

Prácticas dirigidas por: Dr. Hernán Montes U.
Dirección Técnica del IGP

RESUMEN

El presente trabajo trata sobre la deconvolución de sismogramas digitales por el método llamado división espectral con el objeto de homogenizar las señales grabadas en todas las estaciones de una red sísmica con diferentes clases de instrumentos. Se analizará el problema de filtrado, que es el modelado de una señal de salida para una señal de entrada arbitraria, dado un conjunto de propiedades de sistema conocidas. Se tratará el problema de la *simulación* esto es, la conversión de registros digitales (de banda ancha de frecuencias) a otros de sistema de registro diferente. Este proceso es importante puesto que nos permite determinar las amplitudes de las señales P, S, Rayleigh y sus tiempos de aparición en los sismogramas, de una forma consistente con otras observaciones.

INTRODUCCIÓN

Al alcanzar un impulso que emerge del terreno la caja del sismómetro, la señal que este genera a través de su transductor ya no es un impulso, sino una versión alargada del mismo, llamada ondícula cuya forma y duración dependen del amortiguamiento y frecuencia natural del instrumento respectivamente. Puesto que se han desarrollado muchos tipos de instrumentos con diferentes respuestas, es necesario remover de todos los sismogramas el efecto instrumental, para así recuperar el impulso original emergente del terreno, esto se puede hacer dividiendo el espectro del sismograma entre la función de respuesta en frecuencia del instrumento de registro. Por esta razón es que se ha desarrollado un procedimiento de deconvolución o remoción instrumental llamado división espectral. Una vez removido el efecto instrumental se puede homogenizar la nueva señal convolviéndola con la respuesta impulso de un instrumento común a todas las estaciones. Este proceso se llama simulación.

Sean:

$T_{act}(z)$ = Función de transferencia del instrumento original de registro.

$T_{syn}(z)$ = Función de transferencia del instrumento común con el que se homogenizarán todas las estaciones, obtenido los polos y zeros del catálogo del fabricante.

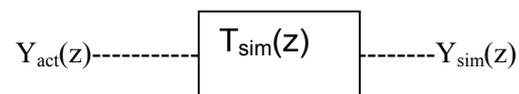
$T_{sim}(z)$ = División espectral de la función de transferencia del instrumento común, entre la función de transferencia del instrumento que se usó para registrar el sismo.

$Y_{act}(z)$ = Transformada z del sismograma registrado.

$Y_{sim}(z)$ = Transformada z del sismograma que se registraría con el instrumento $T_{syn}(z)$ (instrumento común a todas las estaciones de la red sísmológica)

El proceso de simulación se describe como:

$$Y_{sim}(z) = (T_{syn}(z)/T_{act}(z)) Y_{act}(z) = T_{sim}(z) \cdot Y_{act}(z)$$



Donde la caja es la representación del filtro digital $T_{sim} = T_{syn}(z)/T_{act}(z)$

Conceptualmente la simulación puede ser vista como la deconvolución de la función de respuesta de impulso del instrumento original usado para registrar el

sismograma (división por $T_{act}(z)$), lo cual corresponde a la restitución de la señal de movimiento del terreno en la entrada del instrumento, seguida por la multiplicación

por la función de transferencia del instrumento a ser sintetizado, $T_{syn}(z)$.

El proceso se ilustra en la Figura 1.

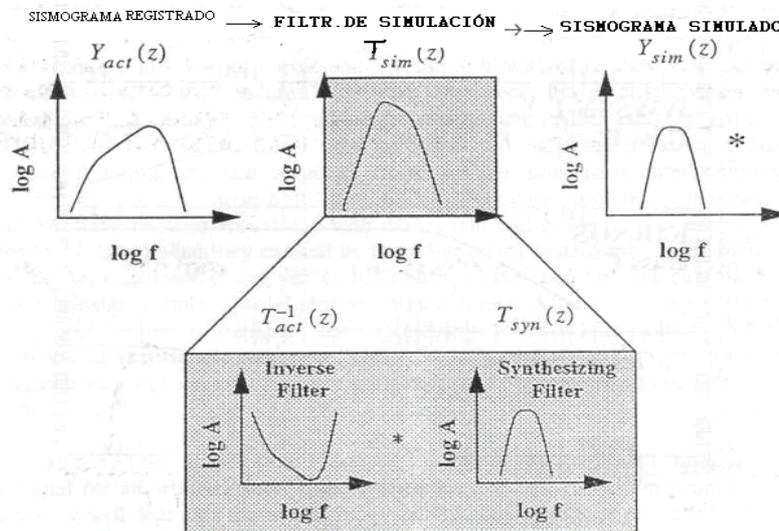


Figura 1. Simulación de sismogramas digitales. El filtro de simulación puede ser conceptualizado como la combinación de un filtro inverso del sistema de registro y un filtro sintetizado para un sistema simulado de registro. Se muestran los diagramas esquemáticos de las funciones contribuyentes respuesta en frecuencia amplitud, a los sub-sistemas contribuyentes

Problemas de Estabilidad:

La Figura 1 es un gráfico altamente idealizado de la situación real, puesto que ambos sistemas, el real y el de registro, son tratados como sistemas discretos a pesar de que en realidad el sistema de registro contiene componentes de tiempo continuo ($t=\text{continuo}$). Mas aún, los sismogramas reales contienen componentes no relacionados al movimiento del terreno, para los cuales usamos el término genérico de ruido. El ruido puede generarse de numerosas formas dentro del sistema sismómetro, (ejemplo: ruido térmico; por efectos de la presión barométrica en el sensor; por efecto de no linealidades en la fuerza de suspensión sobre la masa ocasionada por el hecho de que al estar la masa siempre en movimiento los elementos de suspensión se doblan; etc.) o durante el proceso de digitalización (rango dinámico limitado

del convertidor analogo/digital, errores de redondeo). Aquí lo importante es notar que el ruido puede desestabilizar la salida del filtro de simulación. En términos cuantitativos, la energía de la señal para una frecuencia dada, dividida entre la energía remanente (ruido) es llamada relación señal / ruido S/R (Zmeskal y Plesinger, 1995). Algunas consecuencias del ruido en un registro sísmico se discuten a continuación. Para simplificar, restringiremos nuestra discusión al proceso de filtrado inverso.

Asumamos que el espectro de un sismo idealizado, es plano, esto podría corresponder al espectro de velocidad y se muestra en el panel izquierdo de la Figura 2. El panel correspondiente al sistema de registro se muestra en el centro de la Figura 2, luego el espectro del sismograma registrado tomará la forma del panel derecho de la Figura 2.

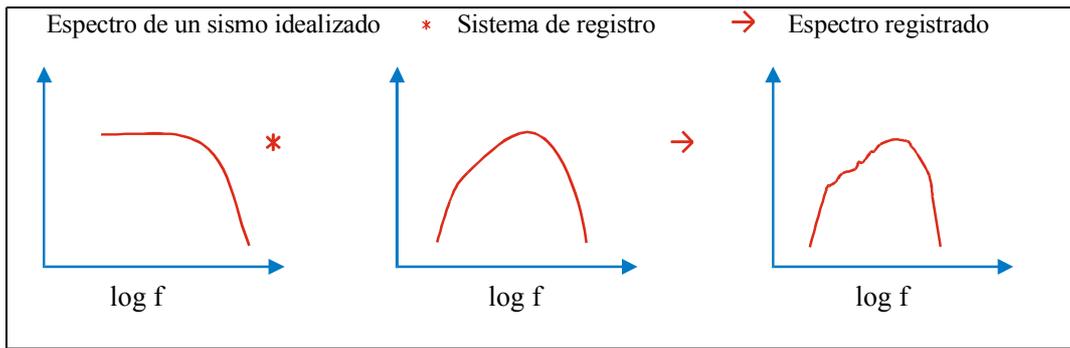


Figura 2. Registro del espectro de desplazamiento de un sismo fuente idealizado

El caso ideal de un registro libre de ruido se muestra en la Figura 2; aquí se podría recuperar completamente el espectro de la fuente (excepto para las componentes de

frecuencia 0 y frecuencia Nyquist por medio de filtrado inverso, esto se ilustra en la Figura 3)

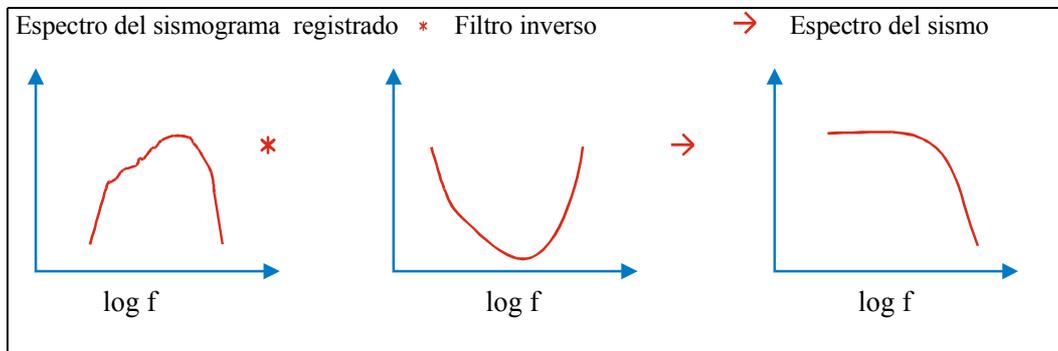


Figura 3. Recuperación del espectro de la tierra por filtrado inverso en el caso libre de ruido

Sin embargo, cuando el espectro registrado contiene ruido el espectro resultante del filtrado inverso, estará distorsionado como lo muestra la Figura 4. La relación señal/ruido decrece rápidamente fuera de la zona pasabanda del instrumento de registro, a su vez el ruido se amplifica como producto del filtrado inverso en esta misma banda de frecuencia. Si la componente de ruido es

bastante grande, la salida del filtro inverso podría hacerse inestable. Como una consecuencia, la función de respuesta del instrumento solo puede ser deconvuelta dentro de una cierta banda válida de frecuencia, en la presencia de ruido. (Figura 4) La banda de frecuencia válida no es un parámetro fijo, sino una función del nivel de ruido al momento de registrar la señal.

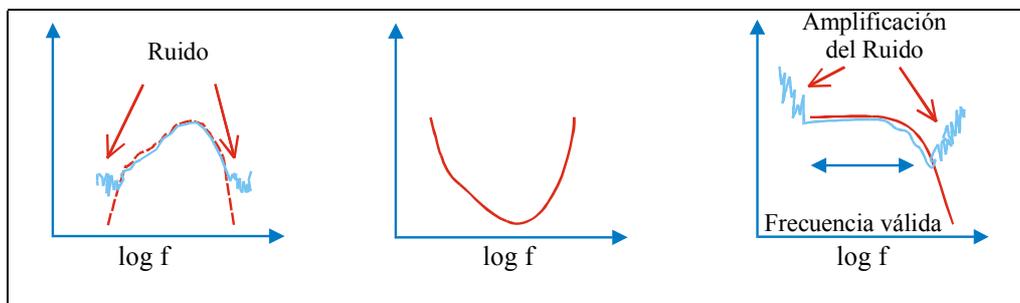


Figura 4. Amplificación del ruido por un filtro inverso. La línea sólida en la izquierda del gráfico muestra la señal más el ruido mientras que la señal libre de ruido es mostrada con la línea punteada

Desde que la amplificación del ruido es mas fuerte cuando las pendientes de la función de respuesta en frecuencia del sistema de registro son mas inclinadas, la banda válida de frecuencia depende de dos cosas: la relación señal / ruido y la pendiente de la función de respuesta en frecuencia de los sistemas de registro.

La influencia del ruido en un registro sísmico se demuestra a continuación usando el registro de la componente vertical de un sismo registrado en la estación de La Yarada (Figura 5)

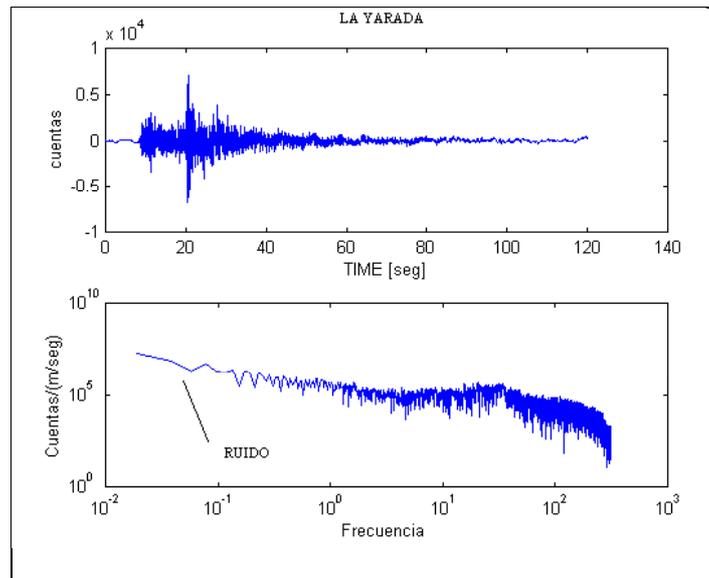


Figura 5. El panel superior muestra el registro de la componente vertical de un sismo registrado en La Yarada (Tacna). Se ha removido el DC offset. Las unidades de amplitud son cuentas digitales El panel inferior muestra el espectro de amplitud correspondiente. Note el ruido en el extremo de baja frecuencia del espectro de amplitud.

En la Figura 6 se compara el espectro de amplitud del evento sísmico (componente

vertical) con la función de respuesta en frecuencia del sistema de registro.

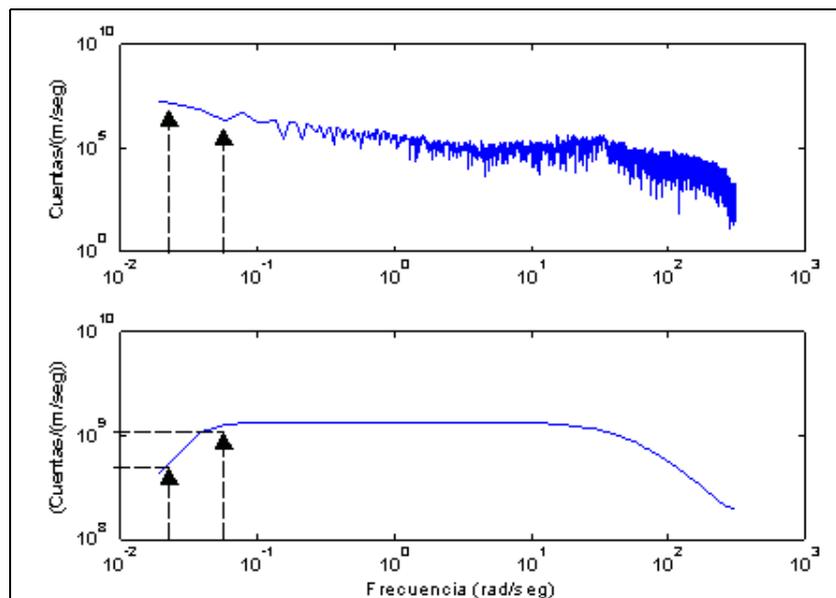


Figura 6. Espectro de amplitud de la Figura 5 (panel superior), comparado con el módulo de la función de respuesta en frecuencia del transductor de velocidad (panel inferior).

Nótese como se comparan el sismograma y la función de respuesta en frecuencia del instrumento en el extremo de las bajas frecuencias del espectro. Por ejemplo de acuerdo a la función de respuesta en frecuencia del instrumento, la amplitud para la frecuencia $2 \cdot 10^{-2}$ rad/seg debería estar en relación a la amplitud para la frecuencia $5 \cdot 10^{-2}$ rad/seg como $4.52 \cdot 10^8 / 1.23 \cdot 10^9 = 0.3675$ veces, sin embargo el espectro del sismograma indica que la relación de amplitudes para estas dos frecuencias es de $1.7 \cdot 10^7 / 2.81 \cdot 10^6 = 6.0498$ veces, esta diferencia por cociente de 6.0498 en vez de 0.3675 se atribuye al ruido existente en el extremo de baja frecuencia del espectro de amplitud del sismograma, y por tanto esta caída no puede atribuirse al instrumento.

Por el teorema de la convolución sabemos que podemos describir la interacción de un filtro lineal invariante en el tiempo con una señal arbitraria de entrada, multiplicando ambos espectros. De lo que resulta que para deconvolver la función de respuesta de impulso de un sistema de registro digital, se calcula el espectro DFT (Transformada Discreta de Fourier) de la traza sísmica (traza superior de la Figura 6) y se DIVIDE punto a punto por la función de respuesta en frecuencia del instrumento (traza final de la Figura 6). Esta técnica es llamada división espectral. La traza sísmica resultante y su espectro de amplitud correspondiente, se muestran en la Figura 7.

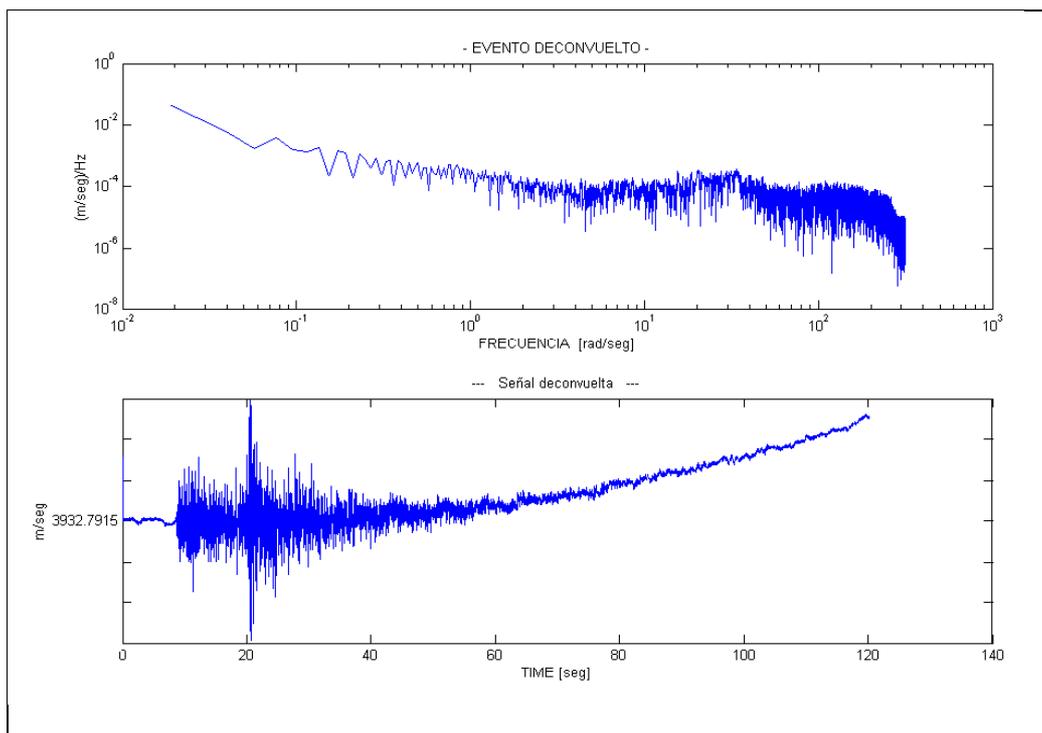


Figura 7. Deconvolución por división espectral del espectro mostrado en la parte superior de la Figura 6 usando la función de respuesta en frecuencia del instrumento mostrada al final de la traza de la Figura 6.

Una vez deconvuelta la señal sísmica podemos ver fácilmente que hay problemas de estabilidad. Las componentes de baja frecuencia por debajo del pasabanda del instrumento, dominan el espectro de amplitud, por ejemplo la parte final del sismograma

crece indefinidamente dando una forma peculiar al sismograma deconvuelto. Decimos que ha ocurrido una inestabilidad en la división espectral. Por este motivo se desarrolló el programa “nivel de agua” que consiste en nivelar el espectro de amplitud del instrumento en las zonas de posible

inestabilidad, haciendo una interpolación logarítmica en los tramos de alta y baja frecuencia. Otra herramienta que se puede usar de persistir la inestabilidad en la división espectral es suavizar el espectro de fase, aunque este método no debe usarse rutinariamente pues puede variar la forma de la señal. En la Figura 8 se visualiza la deconvolución en el dominio de la frecuencia después de haber

efectuado el “nivel de agua” al 77%. De arriba hacia abajo, están el espectro de la señal, la inversa del espectro de amplitud del equipo una vez aplicado el *nivel de agua* y el espectro de la señal deconvuelta. La traza inferior es el producto complejo punto a punto de las trazas superior y central. La Figura 19 ilustra como se ha estabilizado la señal deconvuelta.

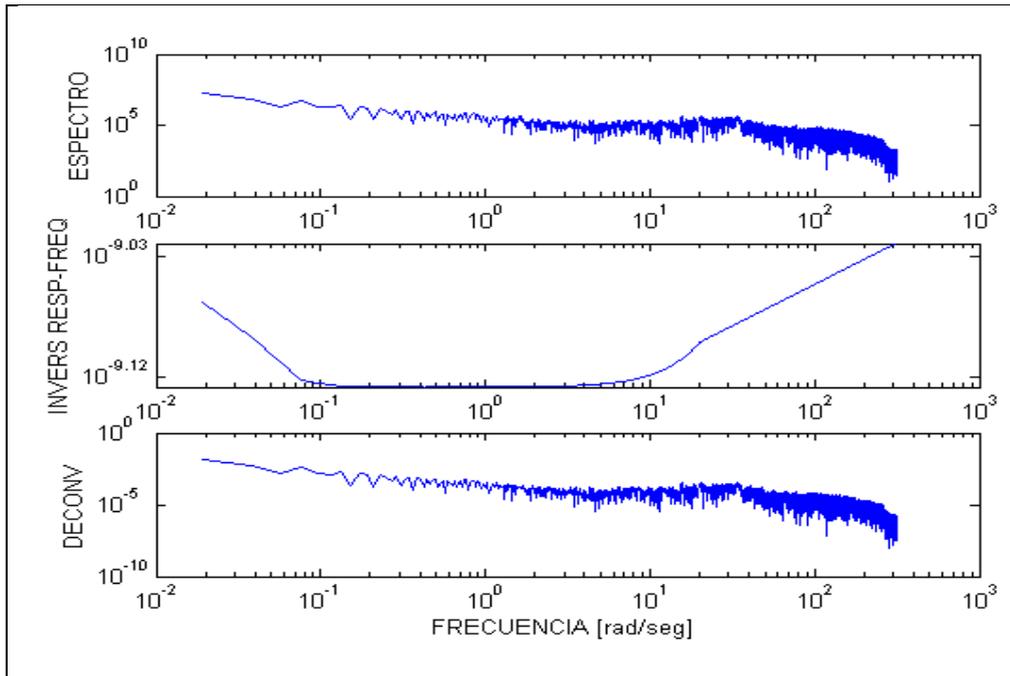


Figura 8. Deconvolución después de haber corregido el espectro de amplitud del equipo al 77%. De arriba hacia abajo, espectro de la señal observada, la inversa del espectro de amplitud del equipo y el espectro de la traza deconvuelta. Notese que se ha estabilizado la deconvolución.

Con el empleo del *nivel de agua* se ha minimizado el problema de amplificación del ruido. El nivel de agua es un método empleado comúnmente en la deconvolución por división espectral. En este método se incrementa una porción de los valores del espectro de amplitud en el denominador, mientras que la porción de fase del mismo se mantiene sin cambio. El nivel de agua se toma a partir del máximo nivel de amplitud del espectro del denominador. En otras palabras, se cambia algo del rango dinámico del espectro del denominador, a cambio de estabilidad

durante la división espectral. No existe una regla general para determinar el mejor nivel de agua. El espectro del denominador debe ser modificado únicamente lo suficiente para asegurar estabilidad durante la deconvolución. En la Figura 9a y 9b se muestran los resultados de aplicar dos correcciones diferentes (con la función de respuesta en frecuencia modificada al 60% y 80%) de nivel de agua a la deconvolución de la traza mostrada en la Figura 5.

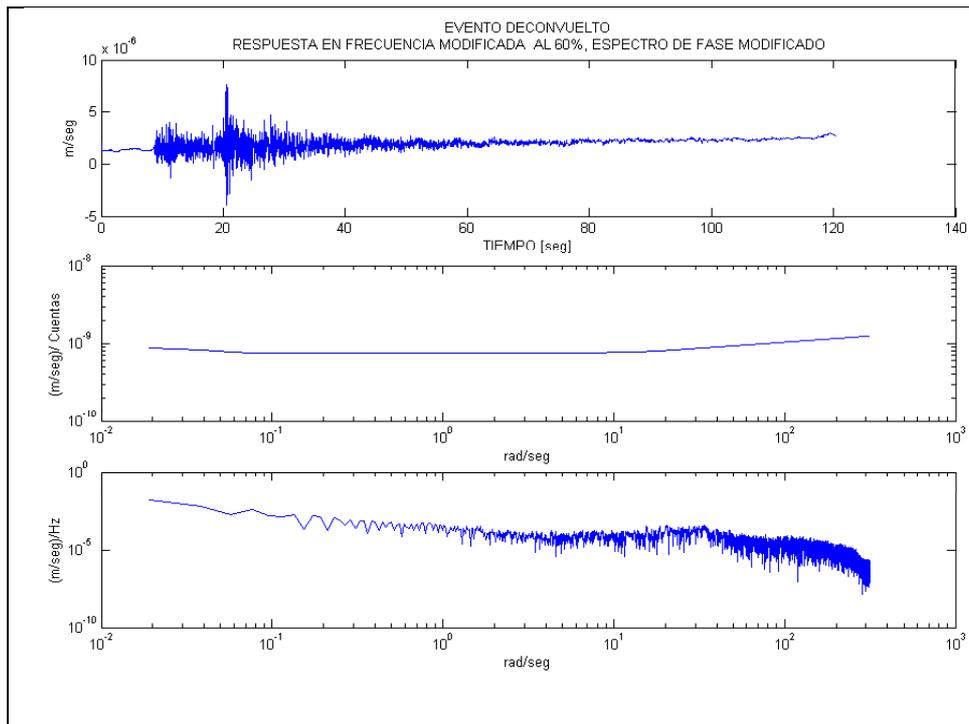


Figura 9a. Deconvolución por división espectral usando una estabilización nivel de agua al 60% (traza del medio), la primera y tercera traza son la señal y el espectro de amplitud respectivamente

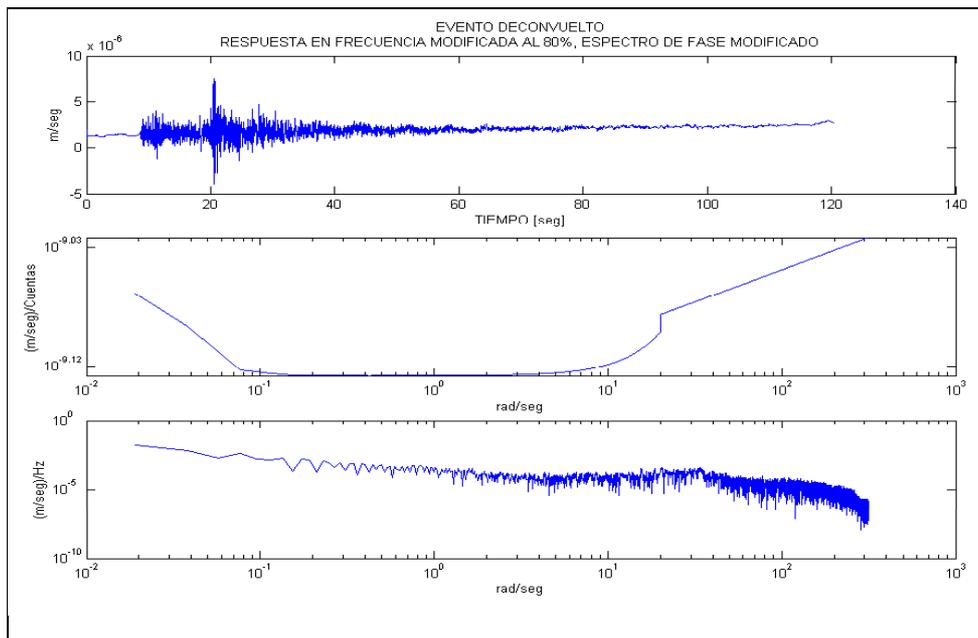


Figura 9b. Deconvolución por división espectral usando una estabilización nivel de agua al 80% (traza del medio), la primera y tercera traza son la señal y el espectro de amplitud respectivamente

El ruido amplificado durante la etapa de deconvolución será mapeado dentro de la función de respuesta en frecuencia del instrumento simulado, si es que el pasabanda del instrumento simulado se extiende mas allá de la banda de frecuencia valida. Esto se ilustra

esquemáticamente en la Figura 10. La Figura10a muestra una situación que corresponde al caso donde el pasabanda del instrumento simulado esta dentro de la banda valida. La situación de la Figura 10b es diferente pues que sucede si una parte del pasabanda del instrumento

simulado cae fuera de la banda válida de frecuencia. En este caso, la señal simulada queda distorsionada como se bosqueja en la Figura 10b. Si estos efectos son muy

fuertes, el sismograma simulado podría quedar completamente dominado por el ruido.

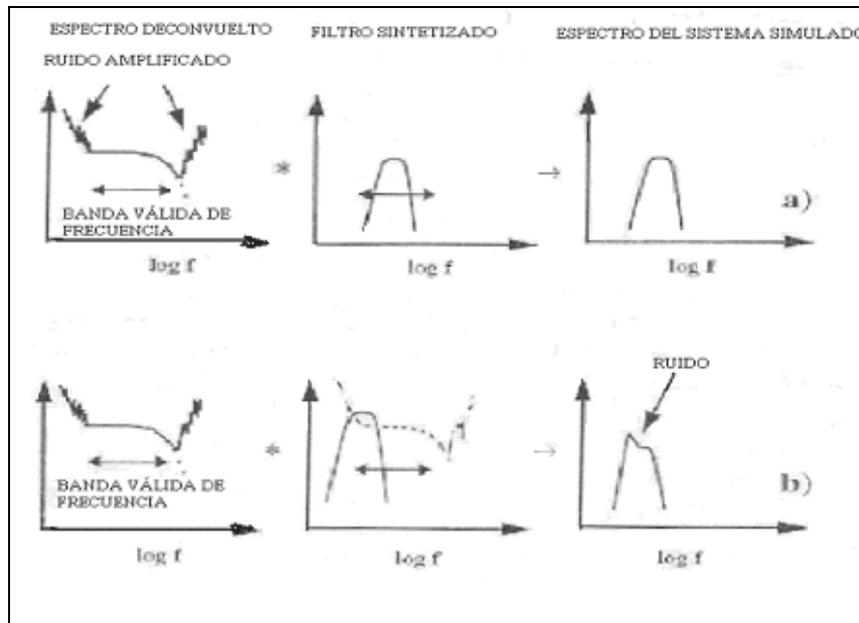


Figura 10. Mapeo del ruido de deconvolución al sistema simulado. a) El pasabanda del instrumento simulado está completamente dentro de la banda válida de frecuencia. b) El pasabanda del instrumento simulado está en parte fuera de la banda válida de frecuencia. Por lo tanto el ruido de deconvolución queda mapeado dentro del sistema simulado.

El ruido externo no es la única fuente de distorsión o inestabilidad durante el proceso de simulación. Consideremos un sistema de sismógrafo electrodinámico de desplazamiento, la función de transferencia en tiempo continuo del filtro de deconvolución, es de la forma

$$T^{-1}(s) = \frac{s^2 + 2hw_0 + w_0^2}{s^3}$$

Aquí $\omega_0 = 2\pi f_0$ con f_0 la frecuencia natural del sismómetro y h el factor de amortiguamiento. De la ecuación anterior vemos que aún en el caso libre de ruido, existe un problema para $s=0$ (frecuencia cero), puesto que $T^{-1}(s)$ se hace infinito.

PROGRAMA EN MATLAB

Para la implementación de este programa se ha usado la información de un sismo recolectada en una estación perteneciente a

la red sísmica nacional (La Yarada-Tacna) previamente filtrada por un filtro antialias (en nuestro caso de 50 Hz.), convertida de analógica a digital a una velocidad de muestreo de 100Hz., formateada en formato PEPP y grabada en medio magnético. Se ha modelado los componentes individuales (sismómetros, etc.) usando los conceptos de sistemas lineales continuos y discretos en el tiempo (función de transferencia, función de respuesta en frecuencia, función de respuesta de impulso) y se ha visto como sus interacciones pueden describirse por la operación convolución en los dominios de tiempo y frecuencia. Se ha usado el concepto de polos y ceros y lo que ellos nos dicen sobre propiedades del sistema tales como fase mínima, fase máxima, etc, y se verá como usarlos para diseñar filtros digitales simples de propósitos especiales

```
nc = [804 127836 0 0]; %numerador 804s^3+127836s^2
dc = [1 50.0471 2.357115 0.055508]; %denominador
% s^3+50.0471s^2+2.357115s+0.055508
ts = 0.01 ; %intervalo de muestreo ts = 1/fs ; fs = frecuencia de muestreo=100Hz
T=tf(nc,dc); %función de transferencia continua
804 s^3 + 127836 s^2
```

```
-----
s^3 + 50.05 s^2 + 2.357 s + 0.05551
[n_zoh, d_zoh]=c2dm(nc,dc,ts); %conversión de tf de continuo a discreto
f=100*(0:32767)/32768; %vector de frecuencia en Hz
w=2*pi*f; %vector de frecuencia en radianes/seg.
w=w';
figure (1)%-----
dbode (n_zoh , d_zoh , ts , w/2) , hold , bode ( T , { 0.04 , 314 } )
[ AMP , PHASE ] = dbode ( n_zoh , d_zoh , ts , w ( 1 :16384 ) );
%funciones de respuestas de amplitud y fase del equipo discretizado (Figura 11)
```

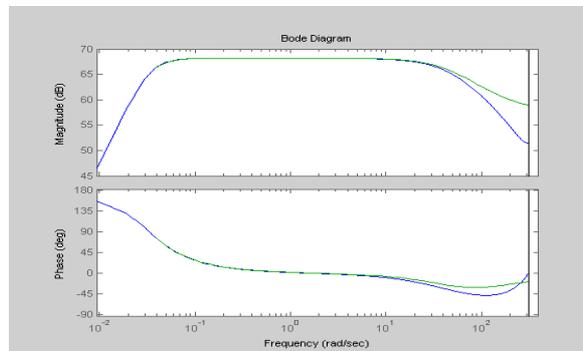


Figura 11. Superposición de $T(s)$ y $T(z)$ mostrando similitud por ser del mismo sismómetro (en tiempo continuo t y en tiempo discreto nT).

```
for k=1:16384;
    AMP2(k)=AMP(k)/(1.907*10^(-6));
end
figure(2) % ver Figura 12
loglog ( w ( 1 :16384 ) , AMP2 )
title('--- Amplitud Original ---') , xlabel ( 'Frecuencia (rad/seg)' ) ,
ylabel ( ' Amplitud (Cuentas/(m/seg)) ' )
```

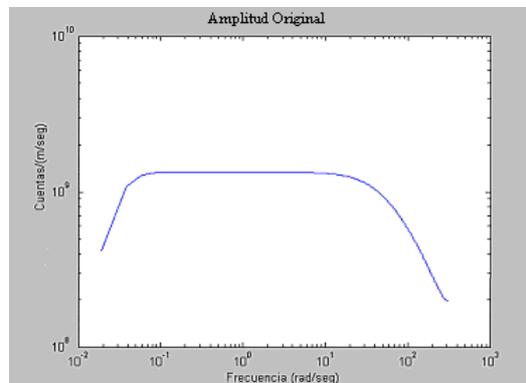


Figura 12. Gráfica de la amplitud original obtenida de la tabla de polos y ceros del equipo CMG-40T. Las unidades de la función de transferencia usadas son Voltios/m/seg, pero procedemos al cambio de escala usando la relación $1\text{cuenta}=1.907*10^{-6}\text{Voltios}$.

$$804 \frac{\text{Voltios}}{\text{m/seg}} * \frac{1\text{cuenta}}{1.907 * 10^{-6} \text{Voltios}} = 421.6046 * 10^6 \frac{\text{cuentas}}{\text{m/seg}}$$

Debido al ruido existente al comienzo y al final del espectro del sismograma, es posible una inestabilidad en la división espectral por este motivo se desarrolló el programa 'nivel de agua' el cual nivela el espectro de amplitud del equipo en las zonas de posible inestabilidad a un valor entre 60% y 80% del máximo valor del espectro de amplitud, adicionalmente de persistir la inestabilidad en la división espectral, otra herramienta es suavizar el espectro de fase aunque este método no debe usarse rutinariamente pues puede variar la forma de la señal.

En este caso se trata de que el retardo sea aproximadamente constante por tramos, así no se varía la fase sustancialmente. El ángulo de fase es el ángulo cuya tangente es la parte imaginaria entre la parte real de la función de respuesta en frecuencia compleja, para cada una de las frecuencias contenidas en el vector ω (vector de frecuencia) que va de 0 a $100 * 2 * \pi$

radianes/seg, en incrementos de $100 * 2 * \pi / 2^{15}$, donde se ha seleccionado $2^{15} = 32768$ por ser requisito de la transformada rápida de Fourier (FFT) que el número de puntos de la frecuencia sea una potencia de dos y que además esté suficientemente muestreado el eje de frecuencia ω .

Nivel de agua:

Nivelación del Espectro de Amplitud:

Se trata del vector ω de 16384 valores a los cuales se les hace una interpolación logarítmica de dos tramos: pasabajos y pasaalts. Para la interpolación de la amplitud se empleo la fórmula $AMP=b*k^m$ donde AMP es el espectro de amplitud del equipo para un k dado, donde k es el índice de la frecuencia (rad/seg), b y m constantes. Se ilustra una variación de la amplitud al 77%

% -----Amplitud en pasabajos:-----

$$2000=b(1)^m \rightarrow b=2000$$

$$2530=b(5)^m \rightarrow 2530/2000 = 5^m \rightarrow m * \log 5 = \log 1.265$$

$$m=\log 1.265 / \log 5 = 0.146059$$

$$AMP = 2000 * K^{0.146059}$$

Lo que se quiere lograr es aplanar la función de respuesta como se muestra en la Figura 13

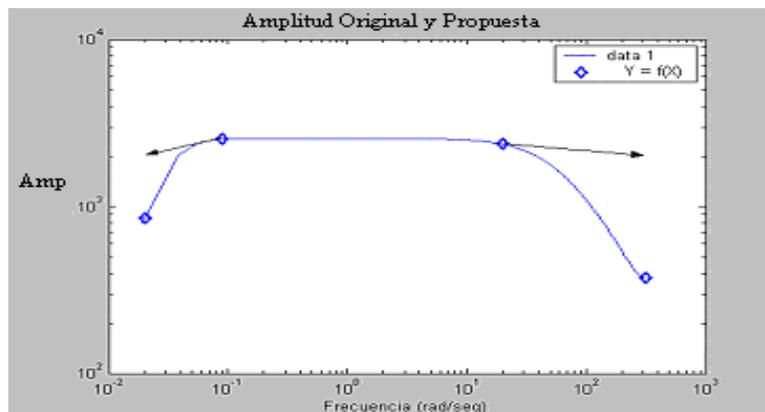


Figura 13. Amplitud Original y amplitud aplanada usando el método de interpolación logarítmica

En MATLAB esto se implementa así:

```

-----
for k = 1:5;
    AMP(k) = 2000 * (k) ^ ( 0.14605852165118 );
end
%-----Amplitud en pasaahtos al 77%-----
2370=b*k^m=b*1044
2000=b*16384^m
dividiendo:
1.185= 1044^m/16384^m
log1.185=m*log1044-m*log16384
0.07371835034612=m*(3.0287-4.21445)
m=-0.061650512408473
b=2000/16384^-0.061650512408473=3637.951493194211
Finalmente AMP=3637.951493194211*K^-0.061650512408473. En Matlab se tiene:

```

```

-----
for k = 1044:16384;
    AMP(k) = 3637.951493194211 * k ^ ( -0.06165187906229 );
end
figure(3)% Ver Figura 14-----
semilogx ( w ( 1 : 16384 ), PHASE )
title ('--- Fase Original ---'), xlabel ( 'Frecuencia (rad/seg)' ),
ylabel ( 'Fase (grados)' )

```

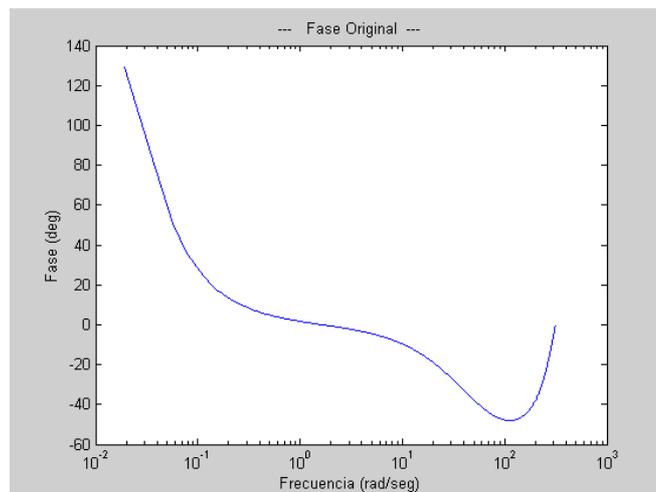


Figura 14. Gráfica de la Fase obtenida con la función de transferencia

%-----Fase pasabajos (ver primer caso en 7.1)-----
 Se usa la relación lineal existente entre el logaritmo de la frecuencia ω versus la fase Φ . Esta relación es del tipo $p=ab^x$. En este caso $k=ab^{\Phi}$, donde k =índice del vector frecuencia en rad/seg y Φ es la fase en grados. La relación entre la frecuencia angular ω , y el índice k de la transformada de Fourier (en esta aplicación de 1 a 32768) es la siguiente
 $\omega=2\pi 100(0:k)/32768$
 $k=32768*0.02/(2\pi 100)$.
 Se usa esta fórmula para modificar las curvas de amplitud y fase. En Matlab se tiene:

```

-----
for k=(1:16) ;
    PHASE(k)=(log10(k)-1.6991345004552) / -0.056637816681837;
End

```

```

%-----Fase en los pasaltos-----
for i = (5218:16384) ;
    PHASE (i) = (3.2247552197885 - log10 (i) ) / .01041752336544 ;
end
%Para convertir la AMP que en un comienzo fue dada en %Voltios/(m/seg) a
%Cuentas/(m/seg).
for k=1:16384;
    AMP(k)=AMP(k)/(1.907*10^(-6));
end
figure(4)% (Ver Figura 15)-----
semilogx ( w (1:16384) , PHASE )
title('--- Nueva Fase ---'), xlabel ('Frecuencia (rad/seg)'), ylabel('Fase (grados)')

```

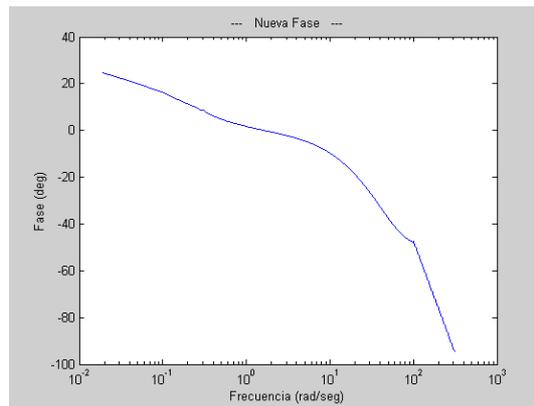


Figura 15. Grafica de la fase a la cual se le ha variado el pasaalto y el pasabajo

PARA CONVERTIRLO DE COORDENADAS POLARES A COORDENADAS CARTESIANAS.

```

for k = 1:16384 ;
    FOURIER (k) = AMP (k) * cos ( PHASE (k) * pi / 180 ) +...
    AMP (k) * sin ( PHASE (k) * pi / 180) * j ;
end ;
FOURIER = FOURIER.' ;
figure(5)% (Ver Figura 16) -----
loglog ( w (1:16384) , abs ( FOURIER ( 1 : 16384) ) )
title ( '--- La Amplitud linealizada en los extremos --- ' ) ,
xlabel ( 'Frecuencia (rad/seg)' ) , ylabel ( 'Amplitud (Cuentas/(m/seg))' )

```

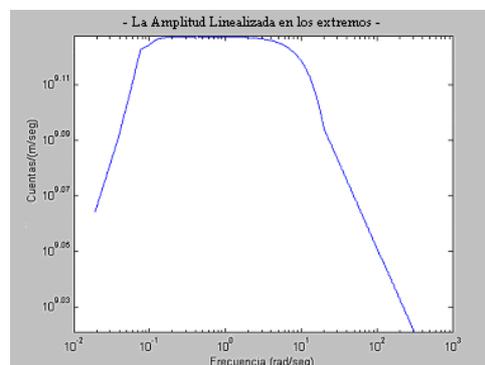


Figura16. Nueva amplitud hecha con coordenadas cartesianas

```

%LA YARADA
load -ascii c:\sandra\08081721a.asc
x = X08081721a';
x = x(:);
t1 = 0:0.01:120.34;
y = x - mean(x);      %elimina el DC
f = 100 * (0:32767) / 32768 ;
%vector de frecuencia. Se divide 100Hz en 32768 bandas de frecuencia equiespaciadas con
incrementos de 100/32768 Hz
w = 2 * pi * f ;      %vector de frecuencia angular en radianes por segundo
X = fft( x , 32768 ) ;      %Fast Fourier Transform
%CALCULO INVERSO
FOURIER = FOURIER.>';
INVERSO = 1 ./ FOURIER ( 1:16384 ) ;
INVERSO = INVERSO.>';
figure(6)% (Ver Figura 17)-----
loglog ( w (1:16384) , abs( INVERSO (1:16384) ) )
title ( '--- Inversa de la Amplitud --- ' ) , xlabel ( 'Frecuencia (rad/seg)' ),
ylabel(' (m/seg)/Cuentas' )

```

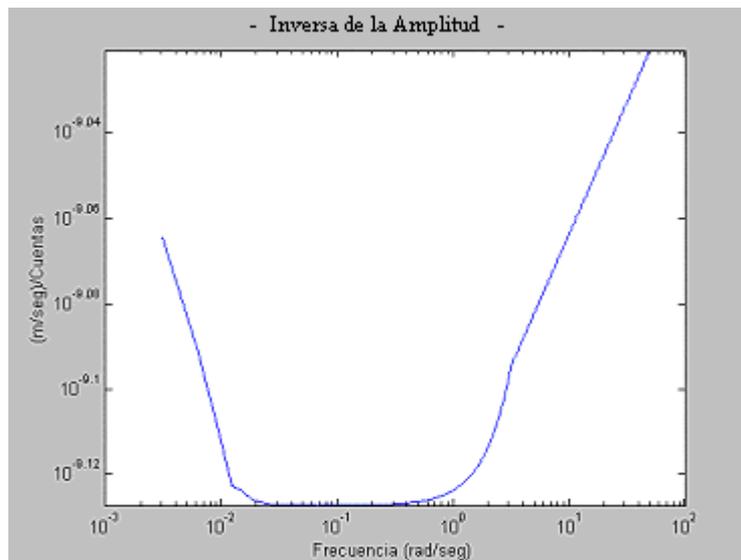


Figura 17. Inversa de la Amplitud

```

TIERRA = INVERSO(1:16384) .* X (1:16384) ;      %deconvolución por
%división espectral. Se divide la fft de La Yarada entre el equipo.
tierra = ifft ( TIERRA ( 1:16384 ) ) ;
t = 120.34*(1:6017)/6017;
t = t' ;
figure(7)% (Ver Figura 18)-----
subplot ( 2 , 1 , 1 ) , loglog ( w ( 1:16384 ) , abs ( X ( 1:16384 ) ) )
subplot ( 2 , 1 , 2 ) , loglog( w (1:16384) , abs (TIERRA(1:16384) ) )

```

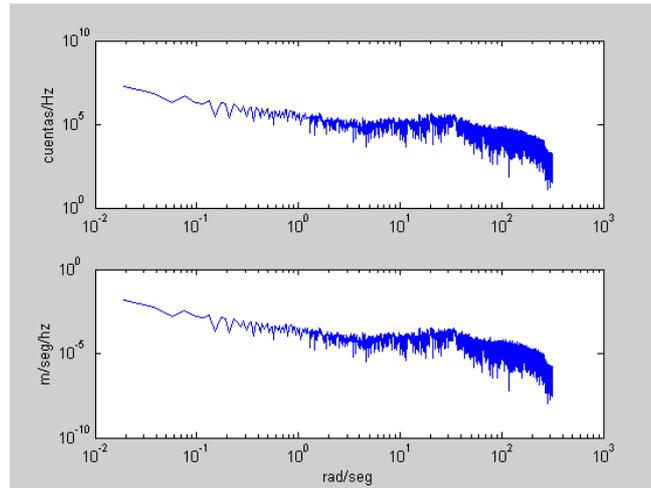


Figura 18. Comparación de la señal con el equipo(arriba) y la señal con el equipo deconvuelto (abajo)

```
figure(8)% (Ver Figura 19)-----
subplot ( 2 , 1 , 1 ) , plot ( t1 , y )
title ('--- La Yarada Original ---' ) , xlabel('segundos') , ylabel ( 'Cuentas' )
subplot ( 2 , 1 , 2 ) , plot ( t , real ( tierra ( 1:6017) ) )
title ('--- Señal deconvuelta ---' ) , ylabel ( 'm/seg' ) )
```

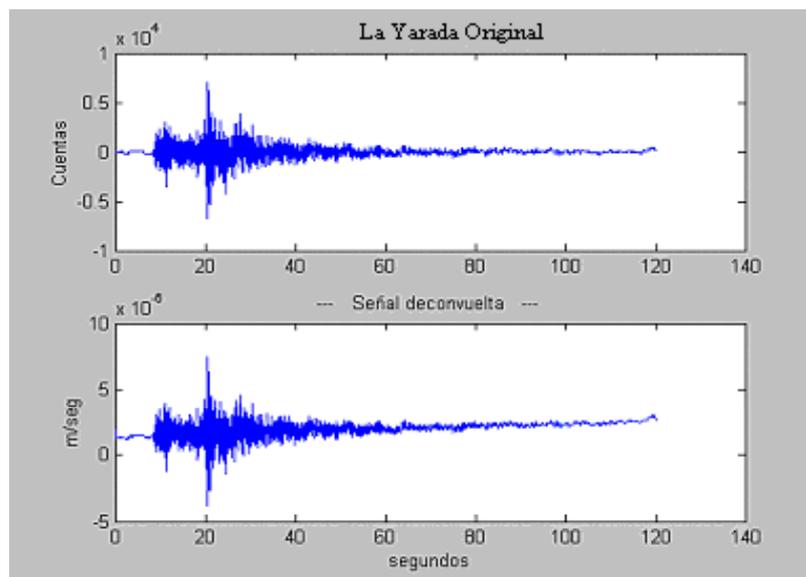


Figura 19. La Señal original y la Señal deconvuelta

CONCLUSIONES

Al remover el efecto instrumental, dispone el geofísico de la señal quasireal del terreno (desplazamiento, velocidad o aceleración) que es muy deseable para evaluar otros parámetros.

En este trabajo se trata de remover el efecto del instrumento para una señal sísmica por deconvolución utilizando herramientas de Matlab.

Para aplicar este método debe observarse cuidadosamente el espectro de la señal y la respuesta en frecuencia del instrumento, buscando minimizar la alteración del

espectro de amplitud del instrumento, caso contrario se alteraría el sismograma.

Se puede modificar el espectro de fase, para lo que se pone a disposición del usuario como una herramienta adicional, en casos extremos de inestabilidad.

La implementación de la herramienta de convolución con un instrumento de referencia está en camino a ser implementado.

REFERENCIA BIBLIOGRAFÍA

SCHERBAUM, Frank. (1996) Of Poles and Zeros. Kluwer Academic Publishers. Capítulo 9 , páginas 132-160.

CMG-40T Broadband Seismometer. Operators Guide (1995). Calibration Sheet. Sección 18, página 1, Sección 20, página 2.

SHAHIAN B. y HASSUL M., (1993). Control System Design Using MATLAB. Prentice Hall, página 1-350.

Tratamiento Digital de Señales. Prentice Hall. Página 6-9

<http://www.eng.uwaterloo.ca/~che100/cha/pter2.pdf>. Universidad de Waterloo Canada. Presentation and Interpretation of Engineering Data.

<http://www.egr.msu.edu/decs/facilities/software/matlab/matlabses7.pdf> Matlab Training Session VII . Basic Signal Processing

TOMOGRAFIA IONOSFERICA COMPUTARIZADA

SERGIO PATRICIO DALY SCALETTI

*Especialidad de Ingeniería Electrónica
Facultad de Ciencias e Ingeniería
Pontificia Universidad Católica del Perú
sergio@jro.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por : Dr. Martín F. Sarango
Dr. Jorge L. Chau Chong-Shing
Radio Observatorio de Jicamarca - IGP*

RESUMEN

La tomografía no es una técnica nueva en el ámbito científico, pero si lo es en el campo del estudio del comportamiento de la atmósfera. Esta técnica permite obtener lecturas del contenido total de electrones (TEC, por sus siglas en inglés) en un mayor periodo de tiempo que otros instrumentos. Con la tomografía ionosférica se podrán tomar datos todos los días del año, las 24 horas del día, y el mantenimiento no afectara mayormente el desempeño del sistema. Como proyecto de investigación del Radio Observatorio, se propone modelar un programa que optimice la utilización de un arreglo de transmisores y receptores proporcionados a futuro por la Universidad de Illinois. Este programa consiste de una serie de rutinas que tomaran los datos de los receptores y los procesara adecuadamente para obtener un mapa bidimensional de la atmósfera ecuatorial.

INTRODUCCION

La parte superior de la atmósfera terrestre esta parcialmente ionizada y esta cambia constantemente por diversos motivos como : la radiación ultra violeta del sol, campos eléctricos, recombinación química y vientos neutrales.

Los principales componentes que se encuentran en la atmósfera superior de la Tierra son : iones diatómicos y electrones en la capa E (90 - 150 km), iones de oxígeno (300 - 400 km), y sobre los 1500 km es básicamente iones de hidrógeno y de helio con un numero semejante de electrones.

La tomografía se ha aplicado a la ionosfera y la atmósfera neutra. Ambos problemas tienen aplicación de impacto socio-económico:

La monitorización del estado ionosférico es fundamental por las perturbaciones que la ionosfera provoca en las transmisiones de radio,

La estimación del contenido de vapor de agua de la troposfera es de utilidad en la predicción meteorológica y climática.

En latitudes bajas las líneas de campo magnético son horizontales y la gravedad opera perpendicularmente a ellas. La fuerza generada por $g \times B$, donde g es la gravedad y B es el campo magnético, produce la polarización del campo eléctrico del plasma en la parte baja de la capa F ecuatorial. La atmósfera puede ser afectada por inestabilidades tipo Rayleigh - Taylor y se forman grandes proporciones de iones que, como burbujas, se elevan por la capa F hacia la parte mas alta de la ionósfera. Otras inestabilidades se dan por polarizaciones del campo eléctrico por causa de vientos neutrales. Las inestabilidades internas se pueden observar en las noches, donde ocurren unas series de grandes irregularidades ionosféricas.

DESCRIPCION DE LA TOMOGRAFIA IONOSFERICA

La tomografía ionosférica computarizada consiste básicamente en utilizar un arreglo en línea de transmisores satelitales y de receptores en tierra firme. Este arreglo permitirá construir una malla virtual con la que se obtiene la lectura del contenido total de electrones, mediante la diferencia de fase de dos señales cuya diferencia de fase inicial es conocida y que son

transmitidas desde los satélites. Suponiendo que las frecuencias son mucho mayores que la frecuencia máxima del plasma se puede asumir que los efectos del campo magnético y refracción a lo largo de la trayectoria de la señal son despreciables. Entonces se tendrá:

$$\Phi(f) = \frac{2\pi f D}{c} - \frac{\pi k}{fc} \int n_e ds$$

Donde : D es la distancia entre el satélite transmisor y el receptor en tierra.

$$y, k = \left(\frac{e}{2\pi}\right)^2 \frac{1}{m_e \epsilon_0}$$

Ajustando las dos fases en razón a las dos frecuencias se obtiene una medida de la densidad integrada de electrones a lo largo de la trayectoria:

$$C \int_R^T n_e ds = \Phi_1 - \Phi_2 / N + \Psi$$

Donde : C=5.62*10⁻¹⁵ rad m²

Considerando la geometría de la figura 1, donde los satélites pasan sobre un arreglo lineal de receptores.

Usando la técnica de diferencia de fases se calcula el contenido total de electrones a lo largo de las trayectorias de cada enlace transmisor-receptor.

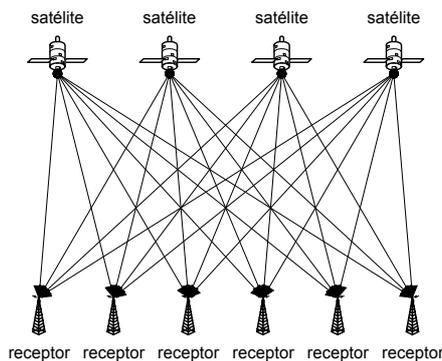


Figura 1. Geometría de la tomografía ionosférica, donde se aprecian los satélites transmisores y el arreglo de receptores en tierra. La malla formada por los enlaces permite la reconstrucción de la densidad ionosférica.

Estos trayectorias forman una malla de enlaces en un plano que contiene los satélites y los receptores en línea. Luego, analizando algoritmos de tomografía los datos recibidos se obtendrá una imagen

bidimensional de la densidad de electrones. La densidad integrada de electrones es descrita en términos de la transformada de Radon :

$$I[S(t)\theta(t)] = \int n_e[x(U), y(U)]dU$$

Donde:

$$x(U) = S(t)\cos\theta(t) - U\sin\theta(t)$$

$$y, y(U) = S(t)\sin\theta(t) - U\cos\theta(t)$$

La transformada de Radon produce mapas de densidades en el espacio físico (x,y) al espacio de la transformada (S,Q), donde S indica la ubicación del enlace a integrar y Q es el ángulo del enlace con respecto al eje de las ordenadas (Y).

Las reconstrucciones tomográficas son producto de la inversa de la transformada de Radon. En el campo de la medicina, esta inversión es llamada "Filtered Back Projection". Este procedimiento trabaja bien usando todos los valores de S y Q en el espacio de la transformada de Radon. Pero esto debe ser acompañado de técnicas algebraicas en el caso de la tomografía ionosférica, dado que se tiene un número limitado de vistas (enlaces). La gráfica de la densidad de electrones puede ser dividida en pequeños cuadros (píxeles) y los valores de TEC será la suma ponderada de la densidad de electrones en cada cuadro. Esto se representa algebraicamente mediante la fórmula :

$$I_i = \sum_{j=1}^N D_{ij} n_{ej}$$

Donde : i varía desde 1 hasta M

D_{ij} es la distancia que recorre el enlace i sobre el cuadro j

n_{ej} es la densidad de electrones en cada píxel

e, I es el vector que determinan las mediciones del TEC.

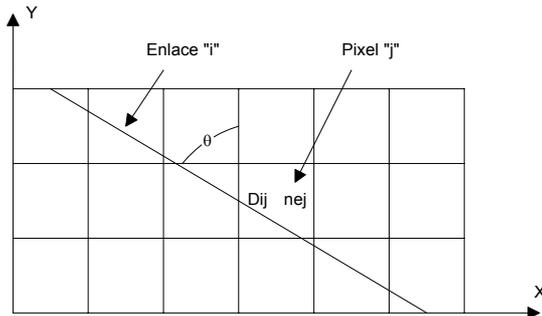


Figura 2. En la figura se muestra como es que se va a dividir el enlace "i" a través de los diferentes píxeles "j", que es la una suma de los valores ponderados de las densidades en cada pixe.

$$n_{ej}^{k+1} = n_{ej}^k \frac{f(I_i)}{f(I_i^k)} = n_{ej}^k \left[\frac{I_i}{\sum_{m=1}^N D_{im} n_{em}^k} \right]^{\lambda_j D_{ij}}$$

y es llamado "Técnica de Reconstrucción Algebraica Multiplicativa" (MART, por sus siglas en ingles).

Ambos métodos, ART y MART, requieren un valor inicial para la iteración. Los dos métodos convergen siempre, pero dependen del numero de iteraciones que se hagan y de enlaces que existan y siempre van a retener algo del valor inicial. Existen otros métodos para hallar el TEC :

- SIRT : Técnica de Reconstrucción de Iteraciones Simultaneas
- DIT : Teoría Discreta Inversa
- SVD : Descomposición de valores singulares
- MaxEnt : Máxima entropía
- SMART : Técnica de Reconstrucción Algebraica de Multiplicaciones Simultaneas
- VSIRT : SIRT Volumétrico (para mapas de densidad en tres dimensiones)

Esta representación usa los cuadros como funciones básicas, donde la densidad de electrones n_{ej} es asumida como constante en el área que corresponde a cada cuadro. En la ecuación dada arriba, las M ecuaciones que tienen un total de N variables se pueden resolver numéricamente mediante iteraciones algebraicas. Una forma de iterar es llamada "Técnica de Reconstrucción Algebraica" (ART, por sus siglas en inglés). Se suman correcciones a una densidad de electrones inicial mediante la fórmula :

$$n_{ej}^{k+1} = n_{ej}^k + f(I - I^k)$$

Donde : I es el vector que determinan las mediciones del TEC.

y, el superíndice k es el índice de iteración.

La formula mas común usada para el algoritmo ART es:

$$n_{ej}^{k+1} = n_{ej}^k + \lambda_k \frac{I_i - \sum_{m=1}^N D_{im} n_{em}^k}{\sum_{m=1}^N D_{im}}$$

Donde : λ_k es una parámetro que varia entre 0 y 2. Por otro lado, se puede usar un procedimiento similar, pero con factores de corrección :

AVANCES EN EL DESARROLLO DEL PROGRAMA

El programa desarrollado en IDL proyecta una porción de la ionosfera dividida en pequeños cuadros llamados píxeles, por los que atraviesan todos los enlaces transmisor-receptor.

Esta "malla" puede variar de acuerdo a varios parámetros como :

el radio de la Tierra, donde se encuentran los receptores.

la altitud en que se encuentran los satélites transmisores.

el rango de divisiones verticales, que indica la altura de la "malla".

el rango de divisiones horizontales, que indica el ancho de la "malla".

el numero de divisiones verticales, que indica el numero de filas que va a tener la malla.

el numero de divisiones horizontales, que indica el numero de columnas que va a tener la malla.

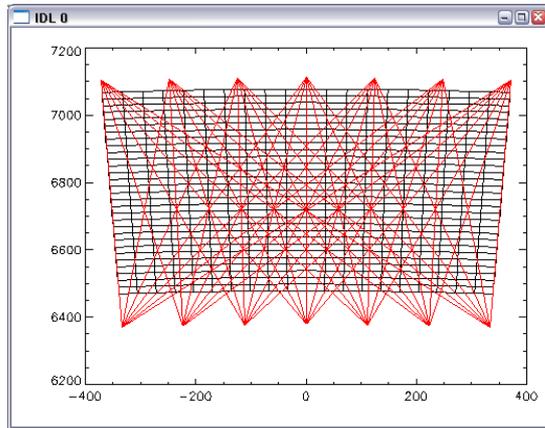


Figura 3. Se muestran los enlaces (en rojo) y las divisiones en píxeles (en negro), para el caso de 7 satélites, 7 receptores, y una de la malla de 20 columnas y 30 filas. El eje vertical indica la distancia en metros hacia el centro de la Tierra, el eje horizontal es tangente a la superficie de la Tierra y tiene la dirección del Ecuador magnético.

Luego se ha proporcionado un modelo idealizado de la atmósfera generado mediante el uso de funciones específicas que utilizan la teoría de Chapman y otros criterios.

Una vez que se tienen estos parámetros iniciales se lee el aproximado de la señal que va a llegar a los receptores, teóricos por el momento, y se procede al procesamiento en sí de los datos obtenidos. En esta parte del programa se están realizando pruebas con distintos criterios para optimizar en lo posible la

reconstrucción exacta del modelo atmosférico.

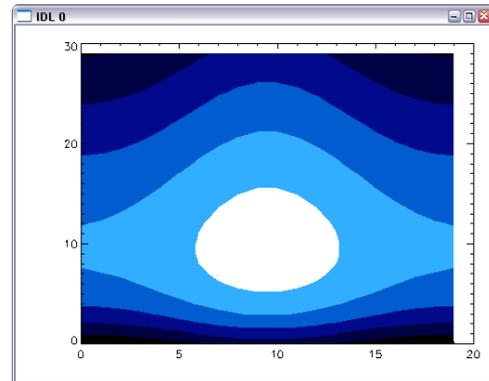


Figura 4. Se muestra el modelo idealizado de la atmósfera a utilizarse. Los ejes indican las filas y columnas de píxeles que encuadran dentro de la malla.

CONCLUSIONES

Utilizando distintas técnicas de reconstrucción de imágenes, se podrá lograr un modelo de la atmósfera bastante bien aproximado a la real.

La ventaja es que puede trabajar por mucho más tiempo que los radares de dispersión incoherente (ISR).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Kak, A. y Slaney, M. (2001): Principles of Computerized Tomography; Classics in Applied Mathematics 33; 2001.

Davies, K. (1965): Ionospheric Radio Propagation.

OBSERVACIONES DE LA IONOSFERA EN JICAMARCA Y SU UTILIDAD EN EL CÁLCULO DE FRECUENCIAS MÁXIMAS UTILIZABLES

RONALD RAMON ILMA CAMPANA

*Escuela Profesional de Física
Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas
Universidad Nacional Federico Villarreal
rilma@jro.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Dr. Jorge Chau
Oscar Véliz Castillo
Radio Observatorio de Jicamarca - IGP*

RESUMEN

En el presente trabajo se realizó un estudio de las observaciones hechas por una moderna ionosonda y la forma de aprovechar las mediciones para el cálculo de la frecuencia máxima utilizable para la comunicación entre dos localidades, siendo este el principal objetivo. Se pone en manifiesto las consideraciones geométricas del enlace y el entorno web desarrollado en donde se muestra los cálculos en tiempo real (<http://jro.igp.gob.pe/programs/muf/html/mufweb.htm>). Cabe mencionar que el Instituto Geofísico del Perú elaboraba con cierto periodo la Carta Nacional de Propagación Ionosférica en HF cubriendo el territorio nacional [Lerkic et al., 1973], aproximadamente en el año 1972. En dicha publicación se mostraba los valores de frecuencias máximas para enlaces específicos de comunicaciones.

INTRODUCCIÓN

La característica más importante de la ionosfera en terminos de las comunicaciones radiales es la capacidad de refractar ondas de radio. Sin embargo, sólo estas ondas serán refractadas dentro de un cierto rango de frecuencia. El rango de frecuencia refractada depende de diversos factores (ciclo solar, variación diaria y estacional, posición geográfica). Varios métodos han sido utilizados para investigar la ionosfera y el instrumento más utilizado para éste propósito es la ionosonda. Cabe resaltar que muchas referencias sobre comunicaciones ionosféricas hablan sobre la reflexión de la onda, siendo un proceso de refracción lo que en realidad ocurre, pero seguiremos usando el mismo término por cuestiones bibliográficas.

Una ionosonda es un radar de frecuencia alta (HF) el cual envía un pulso de onda de radio verticalmente hacia la ionosfera. Si la frecuencia de radio no es tan alta, el pulso es reflejado de vuelta a tierra. La ionosonda registra el tiempo de retardo entre la transmisión y la recepción de los

pulsos. Mediante la variación de la frecuencia de oscilación de los pulsos se obtiene un registro del retardo a diferentes frecuencias.

Las ionosondas han sido utilizadas durante los últimos 60 años para monitorear la ionosfera, y lo continuarán haciendo. Sus datos son una fuente valorable de uso práctico y científico, motivo por el cual se han creado programas de monitoreo a largo plazo. Ello es necesario para estudiar la respuesta de la ionosfera a la actividad solar, la cual varía de un ciclo a otro (cada ciclo solar dura aproximadamente 11 años), entre otros. Para fines de comunicaciones por ondas de radio, es necesario tener información acerca de la ionosfera a escala global. Antes de la II Guerra Mundial hubieron sólo unas pocas estaciones de sondeo ionosférico, por ejemplo: Slough, England; Washington, D.C., U.S.A.; Huancayo, Perú; Watheroo, Australia y Slutsk, U.S.S.R. La necesidad de contar con óptimas comunicaciones en la banda HF permitió la instalación de muchas más estaciones durante la II Guerra Mundial (1940 - 1950). A inicios de la última década del siglo XX (1992), el

Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) empezó a contar en sus instalaciones con una moderna ionosonda (Digisonda) diseñada por el Centro de Investigaciones Atmosféricas de la Universidad de Lowell (ULCAR), Massachusetts, USA; así, el ROJ ingresó a la red mundial de digisondas, que en la actualidad ha llegado a 84 estaciones.

FUNDAMENTOS

Desde los experimentos de Breit y Tuve, (1926), los cuales forman parte del inicio experimental de la ciencia ionosférica (1924-1926), el sondeo con ondas de radio de frecuencia alta emitidas por las ionosondas ha proporcionado un clima de información sobre el comportamiento de la ionosfera. El principio básico del sondeo ionosférico de incidencia vertical es simple: ondas de radio HF son reflejadas a la frecuencia de corte del magnetoplasma ionosférico, el cual está dado por:

Onda ordinaria $X = 1$

Onda extraordinaria $X = 1 - Y$

Onda z $X = 1 + Y$

$$X = \left(\frac{f_p}{f} \right)^2, Y = \frac{f_H}{f},$$

$$f_p = \sqrt{\frac{Ne^2}{4\pi^2 m \epsilon_0}}, f_H = \frac{eB_0}{2\pi m}$$

donde N , e y m son la densidad numérica, carga y masa del electrón, respectivamente, ϵ_0 es la permitividad en el espacio libre, y B_0 es el campo magnético de la Tierra. Para explorar a la regiones E y F de la ionosfera, las ionosondas registran generalmente desde 1 a 20 MHz (con una duración de 3 minutos, típico en el DPS del ROJ), transmitiendo ondas de radio moduladas, luego recepcionando y analizando las señales eco reflejadas ionosféricamente (barrido de frecuencias). Convencionalmente, la

ionosonda presenta las señales eco demoduladas, tal como el tiempo de vuelo de la señal versus frecuencia de sondeo en forma de ionogramas (Figura 1). Modernas ionosondas de avanzada tecnología miden todas las características de las señales electromagnéticas reflejadas, no solamente el tiempo de vuelo: altura virtual, polarización de la onda, frecuencia de Doppler, amplitud, fase, y ángulo de llegada.

Una ionosonda moderna

Mientras que un radar de dispersión incoherente opera generalmente a una frecuencia fija, las ionosonda hace mediciones en función de la frecuencia de sondeo para explorar a la ionosfera desde la región E hasta el pico de la capa F2. Tal conjunto de mediciones puede ser obtenido por un sistema digital que consiste en controles computarizados y el respectivo procesamiento digital de las señales. La mayores ventajas de un sistema digital son la alta precisión, alta versatilidad en el funcionamiento y facilidades para el análisis de los datos.

Los perfiles de densidad de electrones y los parámetros de comunicación HF proporcionados en tiempo real y mostrados en internet por éste instrumento son de importancia para usuarios como operadores y científicos. La Figura 2 muestra la Digisonda (DPS, Digisonde Portable Sounder) con la que cuenta el ROJ. Después de cada barrido de frecuencias, la Digisonda ejecuta el programa ARTIST (Automatic Real Time Ionogram Scaler with True Height, que es desarrollado por ULCAR), el cual, analiza el ionograma con el fin de extraer los parámetros de la ionosfera, extrae los trazos de la región E y F para establecer el perfil de densidad de electrones. El ARTIST escala 43 parámetros de la ionosfera, siendo la frecuencia crítica (es la frecuencia más elevada que se refleja cuando la onda choca con la capa en incidencia vertical. Las frecuencias más altas que la crítica atraviesan la capa) el parámetro más utilizado, en la tabla 1 se muestran algunos de ellos.

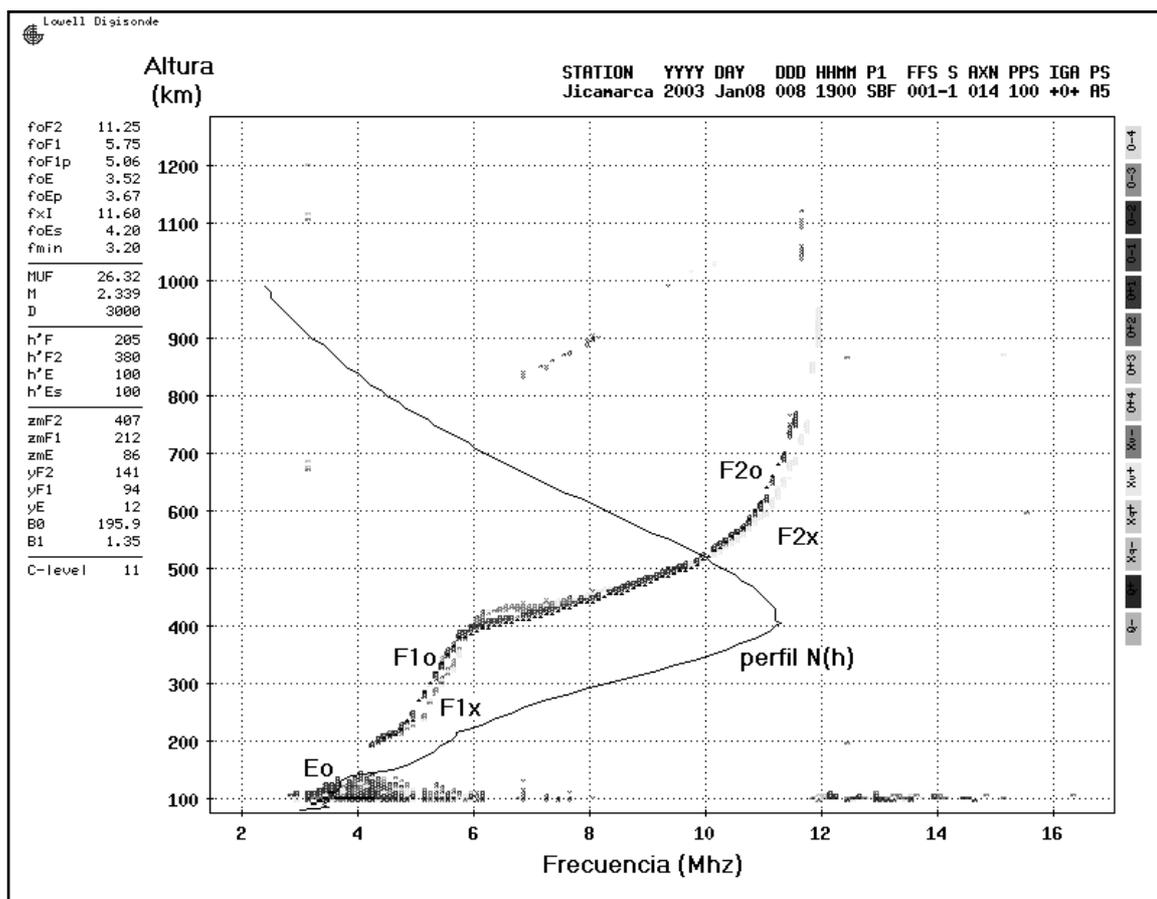


Figura 1. Ionograma digital con auto-escalamiento (perfil N(h), perfil de la densidad de electrones que da cuenta de la frecuencia del plasma versus la altura), se pone en evidencia los ecos O y ecos X (trazo oscuro y trazo claro, respectivamente). Jicamarca, Perú, 26 de Agosto del 2002, 1445 LT. Los más importantes parámetros autescalados se listan a la izquierda.

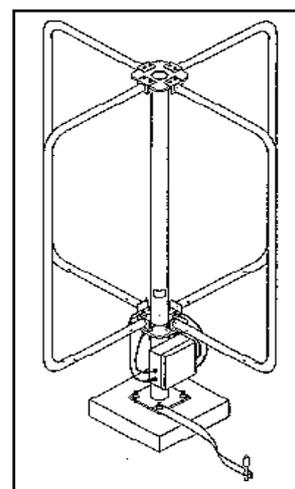


Figura 2. Moderna ionosonda con la que cuenta el ROJ, el DPS; mostrando además la antena receptora de lazo cruzado.

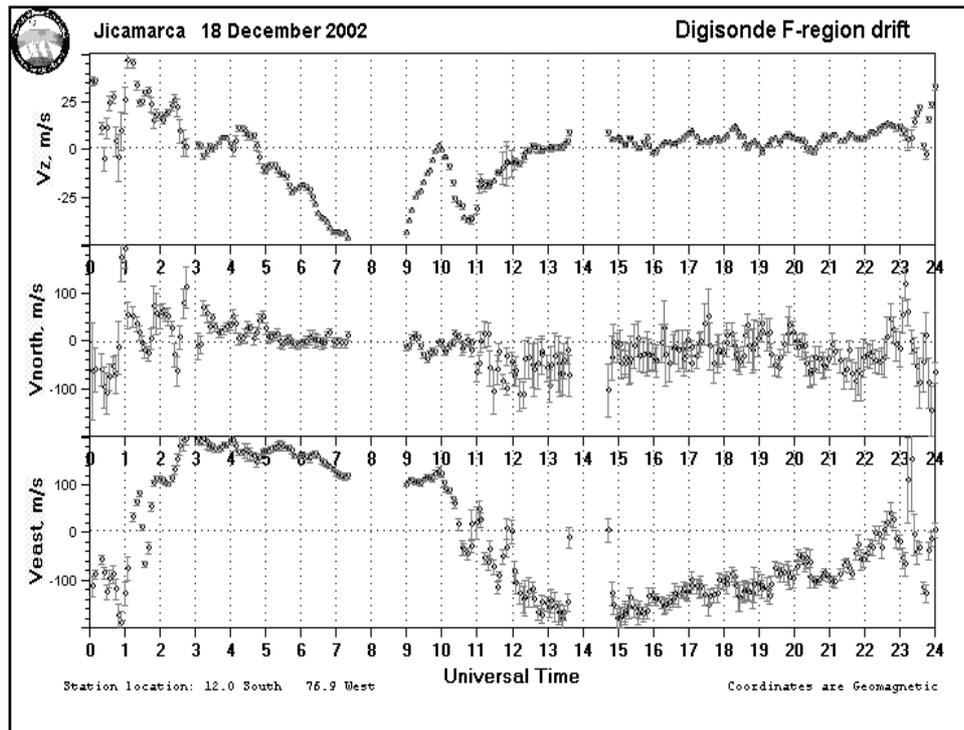


Figura 3. Velocidades Verticales y Zonales obtenidas en tiempo real por el DPS para el 18 de Diciembre del 2002.

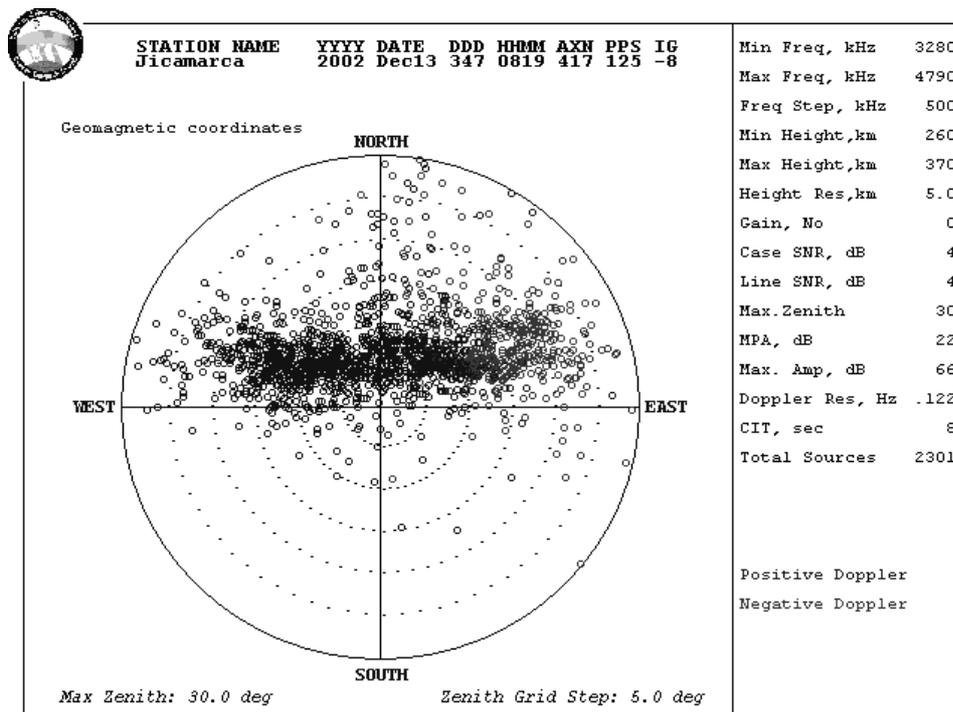


Figura 4. Mapa del cielo sobre Jicamarca obtenido en tiempo real por el DPS para el 13 de Diciembre del 2002, 0319 LT.

Tabla 1. Algunos parámetros ionosféricos escalados automáticamente por la Digisonda.

SÍMBOLO	DESCRIPCIÓN	UNIDAD
foF2	frecuencia crítica de la capa F2	Mhz
foF1	frecuencia crítica de la capa F1	Mhz
foE	frecuencia crítica de la capa E	Mhz
fmin	frecuencia mínima del eco observado	Mhz
h'F	altura virtual mínima del trazo ordinario de la región F	km
h'E	altura virtual mínima del trazo ordinario de la región E	km
zmF2 ó hmF2	altura del máximo de la región F2	km
TEC	contenido total de electrones	10 ¹⁶
MUF(3000)F2	frecuencia máxima utilizable a 3000 km vía F2	Mhz
yF2	semi-espesor de la capa F2	km
yF1	semi-espesor de la capa F1	Km

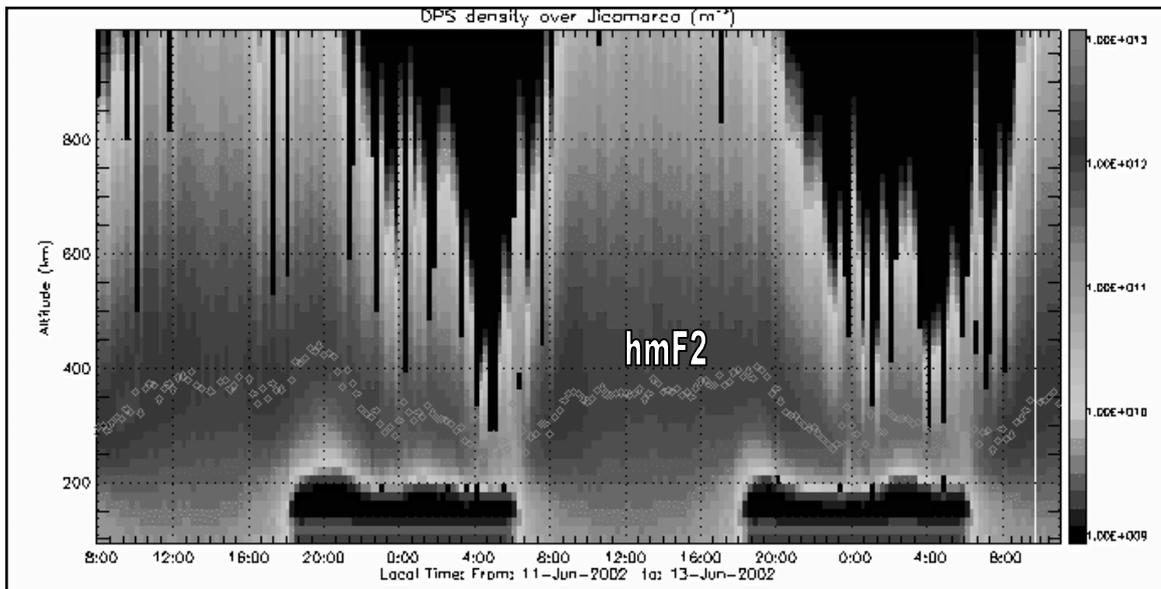


Figura 5. Variación de la densidad de electrones sobre Jicamarca para el 11 al 13 de Junio del 2002 calculado a partir de los perfiles N(h) con una secuencia de 15 minutos entre cada ionograma. Los pequeños diamantes expresan la altura de la densidad máxima de la ionosfera (hmF2).

Diversos equipos han sido utilizados para medir los movimientos del plasma ionosférico (velocidades de la deriva de los electrones), el DPS posee la capacidad de mostrar y almacenar en tiempo real la deriva de los electrones en la región F de la ionósfera, como se muestra en la Figura 3. Cuando el DPS determina la inclinación y la localización de los puntos de reflexión ionosférica, los muestra en un mapa en tiempo real como se observa en la Figura 4. Este mapa se denomina “mapa del cielo” y es la representación de los puntos de reflexión dentro de un sistema

corregido de coordenadas geomagnética, [Reinisch et al., 1997]. También, cada mapa del cielo es el resultado de 5 minutos de observaciones (en el ROJ).

Frecuencia máxima utilizable (MUF)

Para una señal de radio que se desplaza desde T (transmisor) hasta R (receptor) a través de la ionósfera (Figura 6), su frecuencia debe ser menor que un valor máximo. Por encima de esta frecuencia, la densidad de electrones no será suficientemente grande para que la señal

vuelva al suelo por reflexión y continuará desplazándose en el espacio a través de la ionosfera. Por consiguiente, existe un límite superior del margen de las frecuencias que serán reflejadas por la ionosfera entre dos puntos fijos. Esta frecuencia límite superior se llama frecuencia máxima utilizable, para un circuito dado.

Matemáticamente se expresa por la “ley de la secante” [Davies, 1965], que relaciona a la frecuencia de incidencia oblicua f con la de incidencia vertical f_v :

$$f = f_v \sec \phi_o$$

ϕ_o es el ángulo de incidencia en la ionosfera, obtenido analizando la geometría del enlace entre T y R.

Considerando la curvatura de la tierra y de la ionosfera (Figura 7), se utiliza la “ley de la secante corregida”:

$$f = kf_v \sec \phi_o$$

donde k es un factor de corrección. Según la teoría de la capa parabólica [Barghausen et al., 1969], el factor k tiene la siguiente forma:

$$k = \frac{1}{\sqrt{1 - \left(\frac{2(h'-h)}{ro + ho}\right) \tan^2 \phi_o}}$$

donde ro es el radio terrestre, ho es la altura mínima de la capa reflectora y h es la altura real de reflexión. El valor de ϕ_o considerando la curvatura de la tierra es:

$$\tan \phi_o = \frac{\text{sen} \frac{1}{2} d}{1 + \left(\frac{h'}{ro}\right) - \cos \frac{1}{2} d}$$

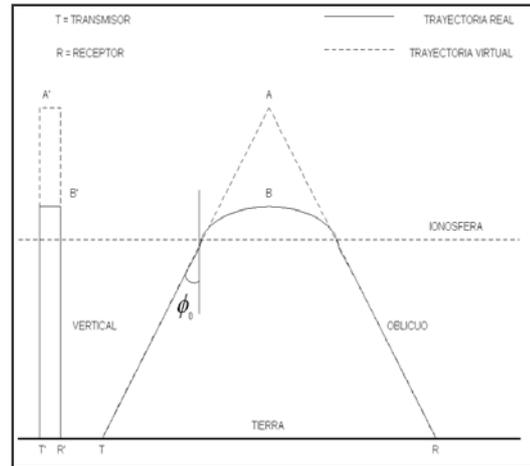


Figura 6. Esquema de la equivalencia entre sondeo oblicuo y vertical.

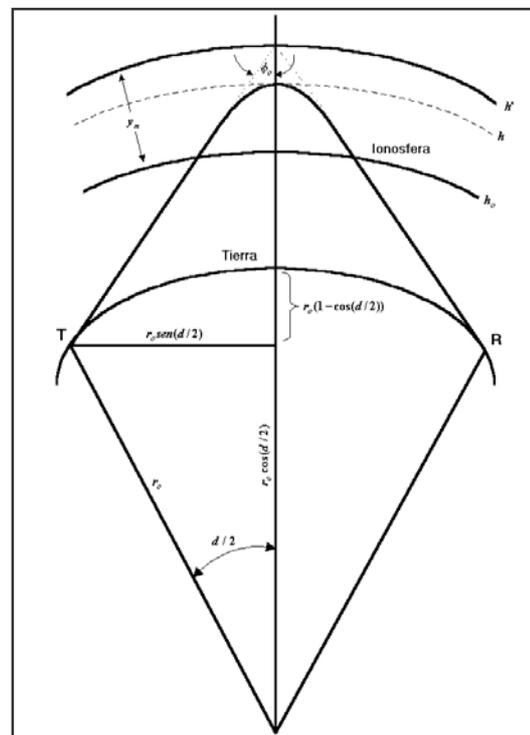


Figura 7. Ilustración de la geometría de un enlace considerando la tierra curva y ionosfera curva.

RESULTADO

En la Figura 8 se muestra un mapa de contornos con el mismo valor de MUF, elaborado con IDL [Research System, 1998], que almacena en un archivo una gráfica de contornos de MUF constante calculado con datos obtenidos por la digisonda del ROJ.

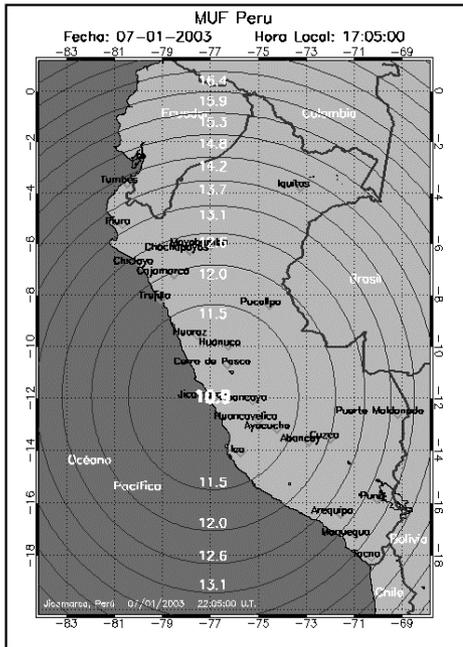


Figura 8. Ilustración de contornos de MUF en tiempo real.

La parte principal del cálculo consiste en una función donde los valores de entrada son la frecuencia de incidencia vertical (f), la altura virtual para incidencia vertical (h_v), la altura real de reflexión (f_{peak}), la altura mínima real de la capa reflectora (h_o) y la distancia de transmisión (d). Esta función considera la curvatura de la ionósfera y la curvatura de la tierra. El comportamiento de los MUF calculados con datos de sondeo vertical se observan en la Figura 9, en donde se pone de manifiesto que a mayor distancia de transmisión las consideraciones de la curvatura de la tierra y ionosfera se aproximan muy bien a lo calculado por el DPS. Regresando a la Figura 8, se ve que los contornos están espaciados al 5% del valor MUF a 0 km. Además, éste resultado ya se puede observar en una página web, en la cual, el usuario puede ingresar las coordenadas geográficas del centro de transmisión o elegir las pre-determinadas. Por ejemplo, observando la misma Figura 8, para comunicarse por HF desde Jicamarca a Cuzco, la frecuencia de transmisión no debe sobrepasar 12 Mhz.

CONCLUSIONES

La Digisonda del ROJ es una herramienta versátil para el estudio de la ionosfera. El

análisis de los datos en tiempo real proporciona los parámetros característicos de la ionosfera y perfiles de densidad de electrones para ser utilizadas en comunicaciones vía la ionosfera, además contribuye al monitoreo del clima espacial, etc.

Actualmente el cálculo de frecuencias máximas utilizables presentado en este escrito se realiza considerando sólo el estado de la ionosfera encima de Jicamarca. Para obtener el estado de la ionosfera en cualquier punto de la tierra es necesario utilizar un modelo ionosférico, como el IRI (International Reference Ionosphere), el cual es un estándar internacional para la especificación de las densidades y temperaturas de la ionosfera [Bilitza, 2001]. Si se logra a futuro una familiarización con el modelo IRI se podría obtener el comportamiento de la ionosfera alrededor de Jicamarca y así obtener el MUF a 0 km para cualquier posición geográfica para el transmisor.

RECOMENDACIONES

Habiendo obtenido un método para la obtención de los MUF, se recomienda estimar la confiabilidad de los cálculos, es decir comparar con valores de frecuencias ya utilizados para enlaces de comunicación por radio.

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento al Dr. Jorge L. Chau por darme la oportunidad y confianza en realizar mis prácticas pre-profesionales, al Dr. Ronald Woodman por el asesoramiento en parte de este proyecto, al Sr. Oscar Véliz por su experiencia y apoyo para realización del mismo y a todo el personal del Radio Observatorio de Jicamarca por la amabilidad en que los caracteriza.

BIBLIOGRAFÍA

Barghausen, A., Finney, J., Proctor, L., Schultz, L. (1969): Predicting long-term operational parameters of HF sky-wave telecommunication system.

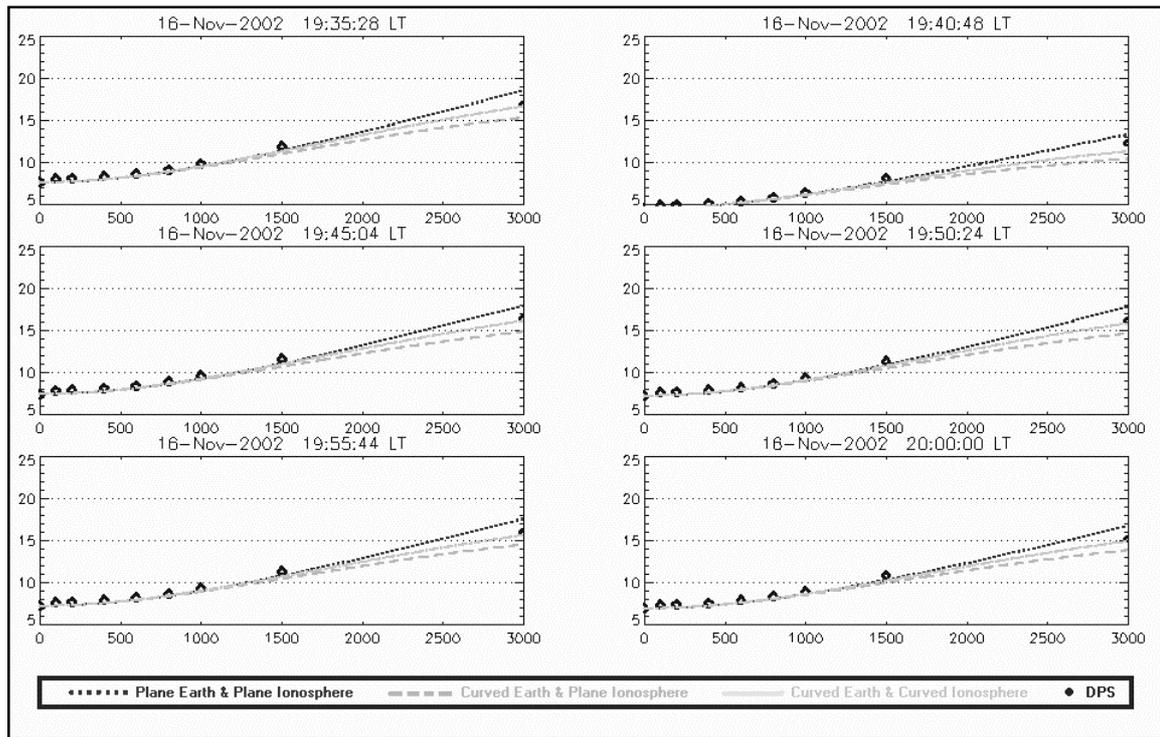


Figura 9. Gráfica de la variación en el tiempo para los MUF en función de la distancia de enlace para el 16 de Noviembre del 2002 obtenido con el DPS; se resalta las diferencias entre las consideraciones geométricas del cálculo.

ESSA Tech. Rep. ERL 110-ITS 78, US Dept. of Commerce, Cap. 3, 5.

Bilitza, D. (2001): International Reference Ionosphere 2000, Radio Science, Vol. 36. No. 2. Pgs 261.

Davies, K. (1965): Ionospheric Radio Propagation, US Dept. of Commerce, Cap. 4.

Ierkic, H., Woodman, R. (1973): Manual para la selección de frecuencias óptimas de radio en el territorio nacional, Instituto Geofísico del Perú, Cap. 2, 3.

Reinisch, B.; Haines, D. y Bibl, K. (1997): Ionospheric sounding in support of over-the-horizon radar, Radio Science, Vol. 32. No. 4. Pgs 1681-1694.

Research System. (1998): Using IDL, Cap. 10, 11, 12, 13.

DISPOSITIVO PARA EL DIRECCIONAMIENTO AUTOMATICO DE LA ANTENA PRINCIPAL DEL RADIO OBSERVATORIO DE JICAMARCA: ENSAYOS EN ALTA POTENCIA DE UN BIT DE CONMUTACION DE FASE.

OMAR HERNAN JUAREZ AYOSA

Universidad de Piura

Facultad de Ciencias de la Ingeniería Mecánica-Eléctrica

ojuarez@jro.igp.gob.pe

*Prácticas dirigidas por: Ing. Otto Castillo
Ing. Ramiro Yanque.
Radio Observatorio de Jicamarca.*

RESUMEN

En el Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) para realizar el estudio de la atmósfera emplea un radar VHF de 50 Mhz.

La antena principal, cambia su dirección de apunte eléctricamente. La manera como se enfasa es cambiando las longitudes de los cables que llegan a los módulos de la antena. Este proceso se realiza en un promedio de 2 horas, con 4 operarios.

Como producto del constante desarrollo y avance científico-tecnológico que realiza el Radio Observatorio de Jicamarca, se ha considerado realizar el direccionamiento de la antena en forma automática. Para realizarlo se emplearan diodos PIN, los cuales permiten seleccionar la fase de cada módulo.

INTRODUCCIÓN

Un radar es un sistema que envía señal pulsada de radiofrecuencia RF, recibe el eco y analiza dicha señal. En particular el radar Mesosfera, Estratosfera y Troposfera (MST), que puede utilizarse para estudiar vientos, ondas, turbulencias y estabilidad en las regiones atmosféricas indicadas, (Martín F. Sarango Aguila, 1996).

La antena del Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) está construida en un área de 84 000 m² (Ochs 1965), consiste en dos arreglos superpuestos en ángulo recto, conformados por dipolos de media longitud de onda. Cada antena tiene una línea de alimentación independiente lo que facilita configurar diversas polarizaciones. La antena esta dividida en cuartos, cada cuarto se divide en 16 módulos y cada módulo está conformado por 144 dipolos por antena (antena UP y antena DOWN). La dirección del haz de la antena se controla enfasando la señal RF, esto se realiza variando la longitud de las líneas de alimentación de la antena que llega a cada módulo. Actualmente el

enfasamiento de la antena se realiza de forma manual, este procedimiento toma un intervalo de tiempo de 2 horas, con 4 personas en promedio.

Para cada dirección del haz de la antena existe una tabla de fases que se aplican a cada módulo.

Una solución para el enfasamiento de la antena es activar dos caminos de líneas de transmisión con diodos pin, que conmutan entre dos valores de fase. Estando previsto usar en el proyecto dos bit de conmutación.

OBJETIVOS

Obtener un sistema electrónico que permita el cambio de dirección de apunte del haz de la antena del Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) en forma remota desde una PC.

Realizar este cambio en el menor tiempo posible, en el orden de magnitud de los IPP (milisegundos).

FUNDAMENTOS

Líneas de transmisión

Una línea de transmisión es un medio que transmite energía, (William I. Orr, 1986 / ARRL 2002).

Se emplea cables o líneas de transmisión cuya longitud está en el orden de magnitud de la longitud de onda de la señal.

En Radio Frecuencia las pérdidas en las líneas de transmisión es pequeña, por lo que se desprecian.

Los parámetros de la línea de transmisión.

R(Ω/m) : Representa las pérdidas por atenuación.

G(mho/m) : Representa las pérdidas por aislamiento.

L(H/m) : Representa la inductancia del cable.

C(F/m) : Representa la capacitancia de los cables y el medio

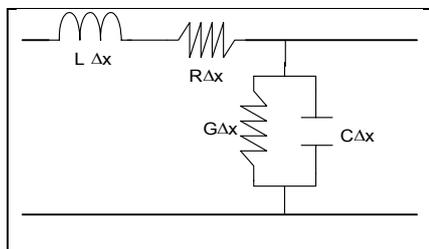


Figura 1. Representación esquemática de una Línea de transmisión para una longitud Δx .

Características:

No genera distorsión, (Jon B, Hagen, 1996).

Se emplea muy altas frecuencias (VHF : 30-300 Mhz).

Impedancia Característica(Z_0): Es igual a la razón de la tensión V a través de la línea a la corriente I a través de la línea para una señal viajera.(Igual a 50Ω).

Se consideran señales sinusoidales periódicas.

Voltaje Incidente(V_i): Es la señal de voltaje que viaja hacia la carga desde el transmisor.

Voltaje Reflejado(V_r): Es la señal de voltaje que es reflejada desde la carga hacia el transmisor.

Impedancia de la Carga (Z_L): Es la impedancia que simula la carga a la cual va a ser conectada la línea de transmisión. En nuestro caso simulaba la impedancia de la carga de la antena. Su valor es de 50Ω .

Atenuación: Es el parámetro que mide las pérdidas en amplitud o amplificación a través del desplazamiento de la señal. Se expresa en decibels/metro (dB/m).

Coefficiente de Reflexión (ρ): Es la relación entre el voltaje Reflejado y el voltaje Incidente. La expresión del coeficiente de reflexión:

$$\rho = \frac{V_r}{V_i} = \frac{Z_L - Z_0}{Z_L + Z_0} \quad (1)$$

VSWR: Coeficiente de Ondas Estacionarias. Viene dado por al siguiente expresión:

$$VSWR = \frac{1 + \rho}{1 - \rho} \quad (2)$$

Velocidad de Fase (v_{ph}): Es la velocidad de un punto de fase constante.

Características de las Líneas de transmisión empleadas en Jicamarca.

Frecuencia de trabajo: 49.92 Mhz.

Impedancia Característica: 50Ω .

Cables coaxiales:($v_{ph} = 200\,000$ Km/s)

Atenuación:

RG 58 C/U: 3.5 dB/30m

RG 8 A/U: 1.5 dB/30m.

RG 218/U - (RG 17): 0.7 dB/30m.

Líneas de transmisión de aluminio de 6 ($V_{ph} = 300\,000$ Km/s).

Atenuación:

Menor a 0.1dB/30m.

Diodos Pin

El diodo pin es un semiconductor que opera con una resistencia variable en RF y frecuencia de microonda, (M/A COM, MA4PK2000, 3000 KILOVOLT™ Series Datasheet). Controla altos voltajes RF con niveles de excitación DC mucho más pequeño, para el caso de frecuencias altas (VHF, UHF,...).

Región Directa

Al diodo se le aplica voltaje positivo (DC) en sus terminales (n-p).

Presenta una resistencia muy pequeña R_s (0.5Ω y en función de la corriente DC), denominada resistencia Forward. En la Figura 2 siguiente se muestra el circuito equivalente del Diodo Pin en la región directa.

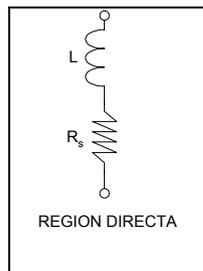


Figura 2. Circuito Equivalente del Diodo Pin en la región Directa.

Región Inversa

El diodo tiene un voltaje menor o igual a cero en sus terminales (n-p). El diodo presenta una resistencia en paralelo R_p alta (mayor a $50 K\Omega$ y en función del voltaje en la región inversa) y una capacidad C_T , como se muestra en la Figura 3, ambas depende de la frecuencia de la señal RF.

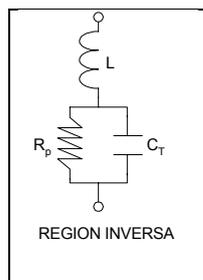


Figura 3. Circuito Equivalente del Diodo Pin en la Región Inversa.

Coefficiente de elevación de la temperatura.

Este coeficiente nos mide la variación de la temperatura con respecto a la potencia consumida por el diodo ($^{\circ}C/W$). Al multiplicarlo por la potencia consumida por el diodo para un ensayo, obtendremos el incremento de temperatura del diodo.

$$\theta_{\text{eff}} = (DF) \cdot \theta_{\text{ja}} + \theta_{\text{tp}} \quad (3)$$

θ_{eff} : Impedancia térmica efectiva ($^{\circ}C/W$)- Datasheet del diodo pin.

DF : Ciclo de trabajo (0.8%).

θ_{tp} : Impedancia térmica Pulsada ($^{\circ}C/W$)- Datasheet del diodo pin.

Reemplazando valores obtenidos en datasheet, en la ecuación 3:

$$\theta_{\text{eff}} = \frac{0.8}{100} \cdot 3 + 0.4 = 0.064^{\circ}C / W$$

La potencia consumida del diodo es la diferencia de potencias picos de dos ensayos donde el primero se mide sólo la potencia pico del diodo pin y carga y en el segundo se mide la potencia pico de la carga. Para un ensayo obtuvimos una potencia consumida por el diodo pin de 390 W.

Por lo que tendremos una variación de temperatura de $25^{\circ}C$, siendo la temperatura ambiente de $20^{\circ}C$, el diodo tendría una temperatura de $45^{\circ}C$.

El voltaje máximo que soporta el diodo pin es 1KV de DC.

SISTEMA DE CONMUTACION RF

Una solución para el enfasamiento de la antena es activar un camino entre dos posibles, esto se hace mediante el empleo de diodos Pin (Michael A. Davis, 1994). El camino esta conformado por líneas de transmisión (cable RG217/U – RG17 A/U). Como se necesita conmutar entre cuatro posiciones, se emplean dos sistemas de conmutación de dos posiciones pero

con diferentes enfasamientos. En la Figura 4 se muestra el sistema de enfasamiento para una polarización de la antena, las fases que se obtienen son de $0^\circ, 90^\circ, 180^\circ, 270^\circ$. Los diodos ubicados en la posición 1 y 2, así como los ubicados en la posición 3 y 4 trabajan

complementariamente. Es decir si el diodo pin de la posición 1 está conduciendo, los de la posición 2 están en circuito abierto. El diodo pin es MAPK2001 de la compañía M/A COM, que soporta un voltaje máximo de 1KV.

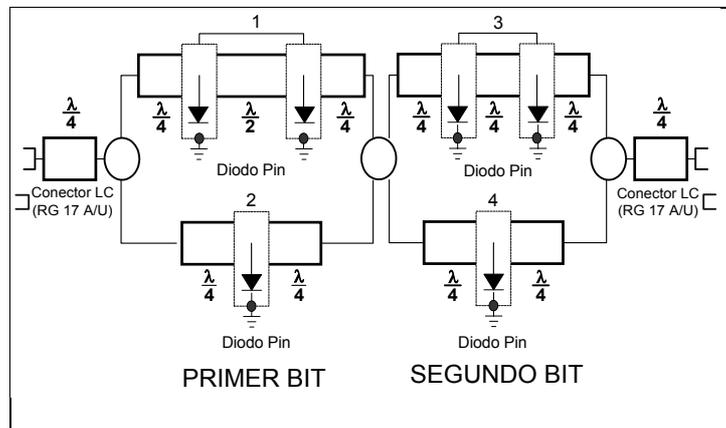


Figura 4- Sistema de Conmutación de RF.

Funcionamiento de los Diodos Pin

Para activar un camino se aplica un voltaje continuo negativo al diodo pin (n-p), el circuito equivalente será la misma línea de transmisión sin diodo pin como se aprecia en la Figura 5, dado que se encuentra en circuito abierto.

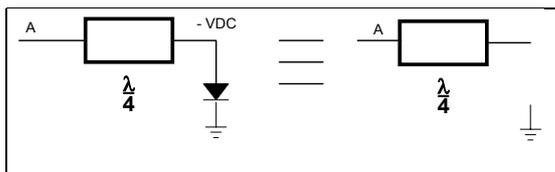


Figura 5. Camino de RF activado, aplicando voltaje negativo al Diodo Pin.

Para desactivar un camino se aplica un voltaje DC positivo al diodo pin (aproximadamente 1V), el circuito equivalente a lambda cuartos es como si no hubiese línea de transmisión, ver Figura 6.

A mayor nivel de corriente, la impedancia de diodo es menor mejorando el cortocircuito del diodo.

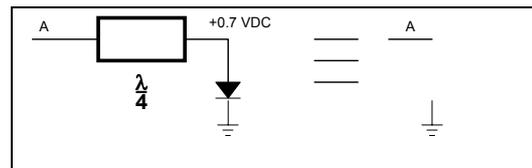


Figura 6. Camino de RF activado, aplicando voltaje positivo al Diodo Pin.

Configuración del Segundo Bit

Se construyó el segundo Bit del sistema de conmutación de RF (Ver Figura 7). Para este segundo BIT, se están utilizando en total tres diodos pin. Un diodo en el tramo de longitud de 2m y dos diodos pin en el tramo de longitud de 3m. Con la finalidad de encontrar el montaje óptimo entre tramos y después ensamblarlos como muestra la ilustración.

Para realizar esto se tiene que disminuir la longitud del cable, debido a que el alojamiento mecánico del diodo pin aumenta una longitud. En la figura se puede apreciar las longitudes hacia los diodos pin son menores a 1m ($\sim \lambda/4$).

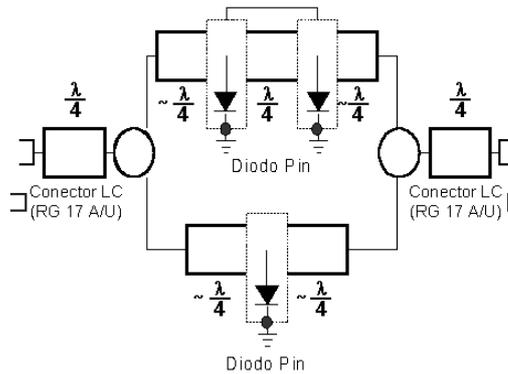


Figura 7. Configuración del segundo Bit.

CONSTRUCCION DEL SEGUNDO BIT

Construir y dejar en funcionamiento el segundo Bit, del sistema de conmutación de desfases.

Construcción de la cavidad de Montaje del Diodo Pin

El diodo pin tiene conectado una bobina, la cual protege a la fuente DC del ingreso de la señal RF y tiene un condensador el cual aísla la tensión de control de la señal RF en el cable.

Para el alojamiento mecánico se empleó un tubo hueco de cobre. A este tubo hueco se le sueldan tapas de cobre una en la base fija y la otra removible. Luego se hace los arreglos necesarios para colocar el diodo pin y el condensador de paso y sujetar con abrazaderas el conductor externo del cable con el tubo, como se muestra en la Figura 8.

Para mantener el aislamiento por alto voltaje se fabricó un tubo de polietileno. En la Figura 9 se muestra el diagrama esquemático de la cavidad de montaje del diodo pin, (líneas punteadas), además muestra la disposición de la bobina de choque (evitar el ingreso de señal RF a la fuente DC) y del condensador (evita el ingreso de la señal DC al sistema RF).

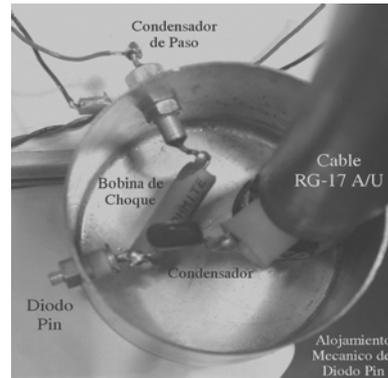


Figura 8. Cavidad de alojamiento del diodo Pin.

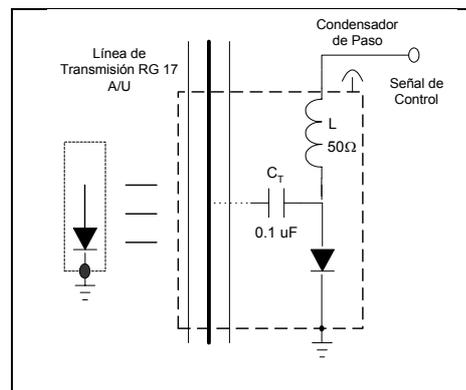


Figura 9. Diagrama esquemático de la cavidad del diodo Pin.

Conexión del conductor central y conductor externo del cable coaxial

Para conectar los conductores centrales de los cables se maquina una barra hexagonal de bronce. Primero se genera una cavidad en la parte superior de la barra, esto genera un espacio para el punto de conexión de los conductores centrales. Luego se taladran huecos simétricos por los lados laterales, lo que permite el ingreso de los conductores centrales, generalmente se unen 3 o 4 conductores centrales (Datos).

Para conectar las mallas a tierra se cortó un tubo vacío de cobre el cual se ha plateado. El cable ingresa con su dieléctrico por huecos distribuidos simétricamente en la zona lateral. Se asegura la conexión de la malla con la posición de tubo empleando arandelas y tornillos, así como se muestra en la Figura 10.

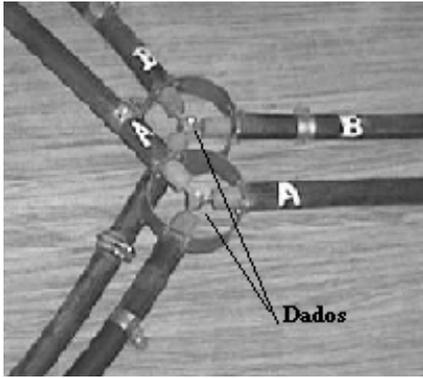


Figura 10. Conexión del conductor central y conductor externo del cable coaxial.

RESULTADOS PRELIMINARES

Ensayos en Baja Potencia

Para estos ensayos se realizaron con un generador de señal de baja potencia de 50 Mhz, Analizador de impedancia TOMCO, cables y conectores tipo BNC.

En estos ensayos se midió la fase debido a las longitudes con diodos PIN (DP), y las pérdidas en función del voltaje aplicado. Una λ en cable coaxial es equivalente a una longitud de 4 metros.

Longitud	Z	Característica
$\lambda/4 - \sim\lambda/4/DP/$ $\lambda/4/DP/\sim\lambda/4 -$ $\lambda/4$	$51.8 \angle 2.6^\circ$.	Medición entre terminales a 50 Mhz con carga de 50Ω .
$\lambda/4 - \sim\lambda/4/DP/$ $\lambda/4/DP/\sim\lambda/4 -$ $\lambda/4$	$49.4 \angle 4.5^\circ$	Medición entre terminales a 50 Mhz con carga de precisión de 50Ω .

Ensayos en Alta Potencia

Para los ensayos en alta potencia se empleo un transmisor MST de 30 KW pico.

El pulso utilizado es de 1.33 ms con un ancho de pulso de 1.5%.

Para medir el voltaje incidente y reflejado en los ensayos de alta potencia, se utilizó un acoplador direccional con una atenuación de 70 dB.

Equipos

MST

Este transmisor ha sido usado como generador de señales de alta potencia (potencia pico 30KW).

Consta de 3 etapas de amplificación, para amplificar la señal RF y poder llegar a capas de la atmósfera muy altas, con el fin de poder estudiar sus los fenómenos geofísicos que se dan en dichas alturas, (Martín F. Sarango Aguila, 1996).

Consta de una señal de control TR, la cual permite conectar la antena ya sea al transmisor o al receptor.

Circuito Pi

El cual es un transformador de impedancias que permite adaptar y compensar el desbalance de impedancias existentes a la impedancia en la línea de transmisión, en este caso $50 \angle 0^\circ$. En nuestro caso usaremos líneas de transmisión (2m/3m) con diodos pin.

Acoplador direccional

La tensión de radiofrecuencia existente en una línea de transmisión puede ser considerada en componentes, la componente incidente y la componente reflejada. (Jhon D. Kraus, 1986).

La componente reflejada se origina por el funcionamiento de la línea, cuando está terminada en una carga cuya impedancia no es igual a la impedancia característica de la línea.

El acoplador direccional es un instrumento que detecta y mide las componetes reflejada en una línea de transmisión, debido a que la componente reflejada de la tensión y la corriente están desfasadas 180° , mientras la componete Incidente de la tensión y la corriente están en fase.

Un acoplador direccional se inserta en una porción de la línea de transmisión, la operación es substancialmente independiente de la impedancia de la carga y de la frecuencia.

Carga 50 Ohm

La carga de 50 Ohm de 1 KW , para su enfriamiento utiliza aceite.
Esta representa a la antena, el cual tiene una impedancia característica de $50\angle 0^\circ \pm 5\angle 5^\circ$.

Configuración de los ensayos.

Se ha estandarizado un montaje el cual nos da mejores resultados en comparación de otros arreglos. Con ésta disposición se realizaran los posteriores ensayos.

Ensayos de calibración

Se realizaron ensayos sólo con líneas de transmisión de varias longitudes (Li), con el objeto de tener una referencia para los ensayos posteriores. El montaje al cual mostramos es el estándar, es el que mejores resultados obtuvimos y se muestra en la Figura 11.

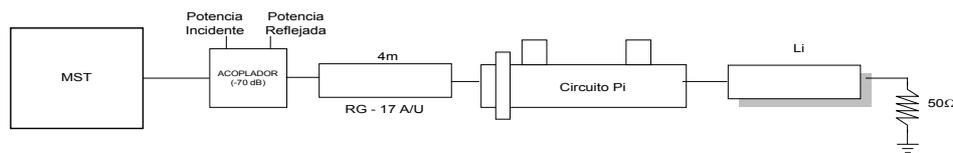


Figura 11. Ensayo de líneas de Transmisión de calibración.

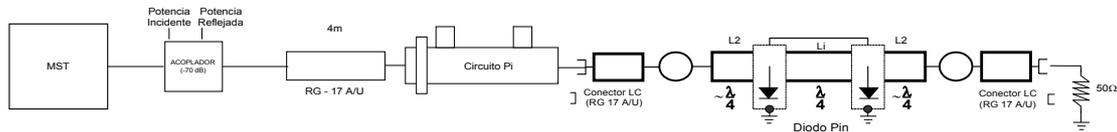


Figura 12. Ensayo Línea de transmisión de 3m. con 2 Diodos Pin

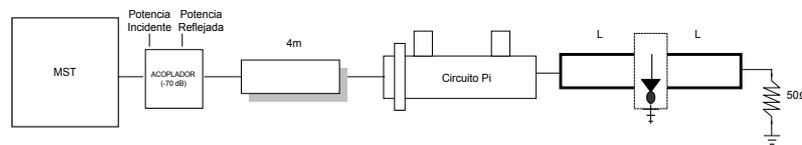


Figura 13. Ensayo Cable 2m. con 1 Diodo Pin

A continuación se muestra el resultado del ensayo con un ancho de pulso 1.5%.

Li	4m	3m	2m	1m
Potencia Pico I (KW)	25.92	28.88	19.22	19.22
VSWR	1.11	1.10	1.11	1.13
Porcentaje de Potencia R.	0.28	0.22	0.28	0.38

Ensayo en alta potencia MA4Pk2001 para el segundo bit

Se ensaya el tramo de 3m, con el empleo de dos diodos pin. La Figura 12 muestran la configuración estándar de los ensayos.

Utilizamos un acoplador direccional y un circuito Pi, para acoplar el tramo de 3m.

con el empleo de dos diodos pin a una carga.

A continuación se muestra el resultado del ensayo con un ancho de pulso 1.5%.

	(Fig 3.)
Voltaje Pico I (V)	853.81
Voltaje Pico R (V)	52.18
Potencia Pico I (KW)	14.58
Potencia Pico R (KW)	0.05
Aislamiento (Inc/Ref) (dB)	-24.28
VSWR	1.13

Se ensayó el segundo tramo del segundo bit: Un diodo pin y longitud 2m, como se muestra en la Figura 13.

A continuación se muestra el resultado del ensayo con un ancho de pulso 1.5%.

	(Fig 4)
Voltaje Pico I (V)	750
Voltaje Pico R (V)	62
Potencia Pico I (KW)	28.13
Potencia Pico R (KW)	0.19
Aislamiento (Inc/Ref) (dB)	-21.65
VSWR	1.18

En los ensayos realizados se definió la relación de ondas estacionarias (VSWR) de referencia:

Limite Mínimo: $1.10 \pm 5\%$, éste es el menor valor para los ensayos de calibración.

Límite Máximo: $1.20 \pm 5\%$, éste es el mayor valor para los ensayos con el primer Bit ya terminado.

TRABAJOS POR REALIZAR

- Finalización del segundo Bit.
- Analizar reducción para empleo de 6 diodos Pin.
- Ensayar los dos Bits en conjunto.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a todos los compañeros y amigos del Radio Observatorio de Jicamarca por su cooperación y estímulo para llevar a cabo el presente proyecto.

De manera especial al ing. Otto Castillo e Ing. Ramiro Yanque por su valiosa colaboración, aportación y sugerencias, también mencionar la colaboración de los

Sres. Francisco Córdova y Walter Rojas por su colaboración en el área mecánica para el avance del proyecto.

BIBLIOGRAFÍA

Kraus, J. (1986): Electromagnetismo, Cap 10, 1th Ed. Español.

Hagen, J. (1996) : Radio Frequency Electronics, Cap 8, 9, 1th Ed.

Sarango, M. (1996) : Sistema controlador / procesador multi DSP para el radar MST perfilador de vientos de la Estación Científica Antártica Machu Pichu, Cap 0, 1. Tesis Doctoral.

Orr, W. (1986) : Radio Handbook, Cap XXV, XXXI, XXXIII, XXXV, 22th Ed.

Davis, M. (1994) : Antenna Beam Steering Switchers for the Jicamarca 50 Mhz Radar. Tesis.

ARRL (2002): The ARRL Handbook. The National Association for Amateur Radio. Tema II, Cap 9-23, 79th Ed.

Ochs, G. (1965) : The large 50 MC/S Dipole Array at Jicamarca Radar Observatory, NBS Report , 8772.

M/A COM. (2000) : MA4PK2000, 3000 KILOVOLTTM Series Datasheet.

AGENDA INTERACTIVA DE ACTIVIDADES DEL RADIO OBSERVATORIO DE JICAMARCA A TRAVÉS DE UNA PÁGINA WEB

JAIME AGUSTÍN LAU YAU
Facultad de Ciencias e Ingeniería
Especialidad de Ingeniería Informática
Pontificia Universidad Católica del Perú
jaimelau@jro.igp.gob.pe

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

RESUMEN

El presente trabajo tiene como propósito implementar una agenda interactiva de actividades del Radio Observatorio de Jicamarca en código *HTML* para que tanto su acceso, actualización y difusión al personal y público en general se realice de forma fácil y rápida. Actualmente el Radio Observatorio cuenta con una agenda en línea, pero generada por un programa externo, *Microsoft Outlook*, por lo que se requiere exportar la agenda al servidor web cada vez que se realiza algún cambio en ella. La nueva agenda busca independencia de programas externos, facilidad de uso y actualizaciones instantáneas.

INTRODUCCIÓN

El principal objetivo es el de permitir la difusión de las actividades a realizarse en el Radio Observatorio de Jicamarca de una forma de rápida, detallada y accesible no sólo para el personal interno, sino también para el público en general, requisitos que pueden cumplirse por medio de una página web.

Actualmente el ROJ cuenta con una agenda que es generada mediante *Microsoft Outlook*, y debido a ello, es necesario exportar la agenda a la página web cada vez que se modifique o agregue alguna tarea nueva, y sólo aquellos usuarios que cuenten con dicho programa podrán hacerlo. Ya que el webmaster es el encargado de las publicaciones de las páginas, todo cambio en la agenda no se refleja automáticamente hasta que se realice la una publicación.

Con la nueva agenda en línea se busca:

Que todo ingreso o cambio de datos a la agenda sea en línea vía web, evitando el uso del *Microsoft Outlook*.

Que diversas personas puedan ingresar/modificar datos en la agenda al asignárseles una clave de usuario.

Que dichos datos se reflejen automáticamente en la agenda una vez

ingresados/modificados en la base de datos.

Que las tareas sean clasificadas por colores dependiendo del área de trabajo para que puedan ser identificadas fácilmente.

Conjuntamente con la programación en *HTML*, se requirió de *JavaScript* para realizar las validaciones de los campos (Ej. que las fechas a ingresar sean válidas), *MySQL*, un motor de base de datos para el almacenamiento y administración de las tareas a ingresar y/o modificar y finalmente *PHP*, lenguaje embebido dentro del *HTML*, para realizar la conexión a la base de datos y manipulación de variables.

DESCRIPCIÓN

Entorno Gráfico

La agenda consta básicamente de un marco que contiene 2 submarcos internos: el izquierdo, en donde se visualiza un calendario mostrando un mes de un año en particular, con todas las tareas programadas para dicho mes, y el marco derecho, en donde se presenta la información de la página en general o el detalle de una o más tareas al hacer click

sobre un día o tarea en el calendario del marco izquierdo. (ver figura 1.)

Marco Izquierdo – Calendario

El marco izquierdo permite al usuario visualizar un mes de un año en particular, incluyendo las tareas programadas en dicho mes mostrando por defecto el mes y año actual. Para visualizar algún otro mes, se pueden usar las flechas izquierda o derecha en la parte superior. En dicho caso, cada vez que se presione sobre alguna flecha se avanzará o retrocederá un mes según sea el caso. El usuario puede también valerse del recuadro azul, en donde puede escoger un mes y año en particular y luego presionando el botón 'GO'. En todo momento para volver al mes actual, presione sobre el hipervínculo 'Goto Today'.

En el caso de los días, si existe una o más tareas programada para tal día, el número podrá ser presionado con el cursor para ver con mayor detalle la información de las tareas en el marco derecho. Si el usuario solo desea visualizar información de una tarea en particular, entonces deberá hacer click sobre dicha tarea.

Marco Derecho - Pantalla de informativa

El marco derecho muestra la información en detalle de las tareas programadas por un día en particular, si es que se presionó en el calendario sobre un día, o una tarea individualmente si se hizo *click* sobre una tarea.

Por defecto mostrará la página de presentación y 2 hipervínculos con acceso restringido solo a los usuarios con privilegios para el ingreso y modificación de datos los cuales son:

Ingreso de nuevas tareas

Modificación/Eliminación de tareas existentes

Además presenta en la parte inferior la codificación de colores asignadas a los tipos de tareas existentes, y una ayuda de como interpretar las horas mostradas en el calendario.

Para volver a la página de defecto bastará con presionar sobre el hipervínculo 'Back to main screen' en la parte superior del marco derecho.

Pantallas de acceso restringido

Son aquellas pantallas en las que sólo los usuarios con privilegios pueden acceder. Estas son la pantalla de ingreso de tareas nuevas y la pantalla de edición/eliminación de tareas. Para ingresar a estas pantallas el usuario deberá ingresar su clave y contraseña previamente asignadas por el *webmaster* y almacenadas en la base de datos *MySQL*.

Ingreso de tareas nuevas

Una vez que el usuario ingrese satisfactoriamente, será asignado como coordinador de la nueva tarea a ingresar. Para ingresar la tarea se debe escoger una fecha de inicio y fin, usando los pequeños calendarios o manualmente los campos de texto sobre ellos. Además se deberá indicar las horas de inicio y fin (solo horas, sin minutos y en formato de 24 horas). También se debe ingresar el nombre de la tarea, el área de trabajo y si se desea, los usuarios y la descripción de la tarea. (ver figura 2)

Modificación o Eliminación de una tarea existente

Se le presentará al usuario una pantalla similar al marco principal, pero esta vez, cuando se presiona sobre una tarea, aparecerá la pantalla de edición. Dicha pantalla es idéntica a la del ingreso de tareas nuevas, pero con los campos ya llenos con la información actual. Además presenta un botón adicional para la eliminación de la tarea, con una previa confirmación.

CONCLUSIONES

Aparte de un *browser* y acceso a *Internet*, el usuario no requiere de alguna herramienta y/o programa adicional para utilizar la agenda en línea.

El entorno gráfico es sencillo y amigable hacia el usuario.

Puede ser utilizada como agenda de propósito general con sólo algunas modificaciones.

AGRADECIMIENTOS

El agradecimiento al Dr. Jorge Chau por brindarme la oportunidad de practicar para el Radio Observatorio de Jicamarca y por su constante apoyo durante mis primeros 6 meses en el ROJ.

REFERENCIA BIBLIOGRAFICA

Lerdorf, R. y Tatroe, K. (2002): Programing PHP, 1st Ed.

Williams, H. y Lane, D. (2002): Web Database Applications with PHP & MySQL, 1st Ed.

Página oficial del PHP : www.php.net
 Página oficial del MySQL: www.mysql.com



Figura 1 Vista de la nueva agenda en línea

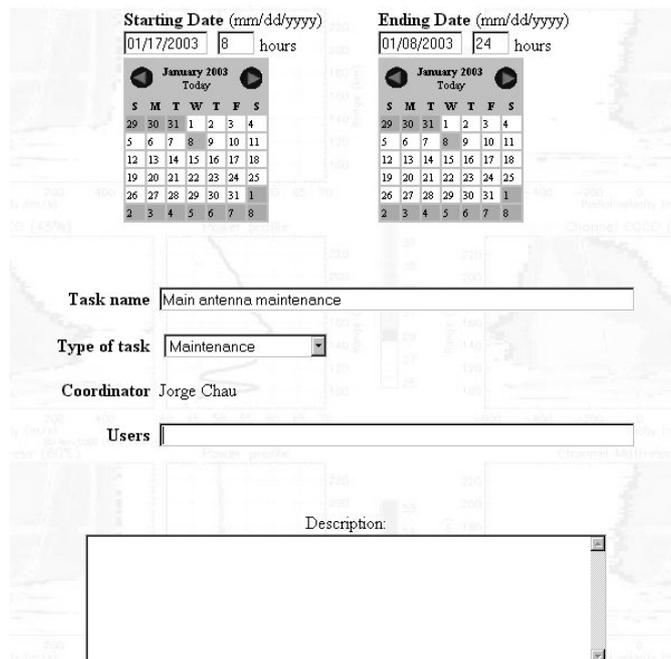


Figura 2 Vista de la pantalla de ingreso de tareas

AGENDA INTERACTIVA DE ACTIVIDADES DEL RADIO OBSERVATORIO DE JICAMARCA A TRAVÉS DE UNA PÁGINA WEB PÁGINA WEB OFICIAL PARA EL TALLER DE TRABAJO MST10 - PIURA

JAIME AGUSTÍN LAU YAU
Facultad de Ciencias e Ingeniería
Especialidad de Ingeniería Informática
Pontificia Universidad Católica del Perú
jaimelau@jro.igp.gob.pe

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

RESUMEN

El taller internacional de Radares MST, celebrado cada 2-3 años, es un evento importante que reúne a expertos de todo el mundo, dedicados a la investigación y desarrollo de técnicas de radar para el estudio de la mesósfera, estratósfera y tropósfera (MST). El taller de trabajo MST10 se llevará a cabo en Mayo del 2003 en Piura. Por tal motivo, se tuvo la necesidad de crear una página oficial del taller, la cual se encuentra en <http://jro.igp.gob.pe/mst10> y que servirá como medio de información, comunicación sobre actualizaciones y sobre todo, inscripción en línea tanto de los participantes como las ponencias a presentar.

INTRODUCCIÓN

La página web oficial para el MST10 se encuentra en la URL <http://jro.igp.gob.pe/mst10>. Orientado hacia la comunidad científica internacional con el propósito de servir como medio no sólo de información sino también como medio de inscripción en línea, tanto como para los participantes interesados y las ponencias a exponer. Esta página pretende dar mejores facilidades a los interesados en comparación con talleres anteriores, donde el modo de inscripción ha sido por medio del correo electrónico y/o fax. Se buscaba entonces que la página web sea amigable al usuario, registrase en una forma rápida y segura al participante interesado y que proveyera la información necesaria y actualizada. Debido a que la página será visitada por científicos extranjeros en general, la página se diseñó totalmente en inglés.

DESCRIPCIÓN

Para la creación de la página se utilizaron las siguientes herramientas:

Microsoft FrontPage: para la diagramación de la página y generación del código *HTML*.

Corel Draw 9: para la creación y edición de imágenes.

MySQL: motor de base de datos para el almacenamiento de la información de los subscriptores y abstractos.

PHP: lenguaje embebido al *HTML*, para la conexión a la base de datos.

Adobe Acrobat: para la generación de formularios pregenerados.

Javascript para la validación de los formularios en línea.

El uso del *PHP* para la conexión a la base de datos y manejo información básicamente se utiliza en las páginas de inscripción tanto de los participantes como de los abstractos. La validación de los campos de los formularios de inscripción en línea se realiza por medio de *Javascript* para evitar que el usuario ingrese datos errados (Ej. Letras en campos donde deben ingresarse números). Por tal motivo, se verifica que el *browser* del usuario tenga habilitado el *Javascript* y que además lo soporte. Una vez validado los campos, se almacenan los datos en la base de datos *MySQL* y además se le envía un correo

electrónico autogenerado al que se inscribe. Estos datos luego son mostrados al visitante (página de estadísticas). En el caso de que el usuario no desee inscribirse en línea, puede hacerlo obteniendo los formularios pregenerados con *Adobe Acrobat*, los cuales son enviados luego por fax/correo electrónico.

En el caso de los convocantes (*conveners*), se utiliza el *PHP* conjuntamente con *MySQL* para validar a los usuarios y determinar sus privilegios. Se tiene almacenada una tabla para los usuarios y claves, las cuales se verifican cuando el convocante desea revisar los abstractos.

Pantallas Importantes

Pantalla Principal

La página web consta de 3 marcos los cuales están visibles en todo momento sin importar que opción escoja el usuario. El marco izquierdo es la pantalla de menú para la navegación interna, el marco derecho o principal es aquella que presenta la información requerida luego de escoger una opción del menú y es ésta la única que cambia dinámicamente según la opción y finalmente el marco inferior que presenta a los auspiciadores del taller de trabajo. (ver Figura 1)

Marco Izquierdo o Menú

Consta de las siguientes opciones: (ver figura 1)

Main Page (Página Principal): retorna a la página principal (Figura 1).

Important Dates (Fechas Importantes): muestra una tabla con las fechas importantes.

General

Scientific Program (Programa Científico): Detalla los temas a discutir en el taller de trabajo.

Updates (Actualizaciones): Cualquier cambio o mensaje importante será comunicado en esta página.

Communications

Second Circular (Segunda Circular): Copia del segundo documento enviado a la comunidad científica detallando los temas a discutir en el workshop MST10 – Piura y como inscribirse.

First Announcement (Convocatoria): Copia del documento original que se usó

para convocar a los científicos al workshop MST10 – Piura.

Registration

Registration (Inscripción): Formulario en donde el participante interesado puede inscribirse en línea u obtener un formulario pregenerado que luego será enviado por fax/correo electrónico.

Abstract Submission (Registro de abstractos): Formulario en donde el o los expositores interesados pueden inscribir un abstracto en línea u obtener un formulario pregenerado que luego será enviado por fax/correo electrónico.

Hotel Reservation (Reservación de Hotel): Formulario pregenerado para reservar habitaciones en hoteles de Piura.

Financial Support (Apoyo Financiero): Indicaciones para el participante interesado que requiera apoyo financiero.

Registration Payment (Registación del pago): Formulario pregenerado para realizar el pago por inscripción al taller de trabajo por medio de tarjeta de crédito.

Statistics

By participants (estadísticas por participantes): lista detallada de los participantes inscritos. Se actualiza con cada inscripción nueva.

By abstracts (estadísticas por abstractos): lista detallada por abstractos registrados. No mostrará ningún abstracto hasta que todos hayan sido recibidos y aprobados/rechazados.

Other

About UDEP (Acerca de la UDEP): acceso directo a la página de la Universidad de Piura.

About Piura (Acerca de Piura): acceso directo a la página de PromPerú relacionado con el departamento de Piura.

About Sipan (Acerca de Sipán): acceso directo a una página relacionada con Sipán, una de las principales atracciones turísticas de Piura.

About Peru (Acerca de Perú): acceso directo a una página con información general acerca del Perú.

Logistics (Logísticas): Página con información relacionada a la logística (hoteles, transporte, etc).

Sponsors (Auspiciadores): Muestra una lista de los auspiciadores del taller de trabajo MST10.

Organizers (Organizadores): Muestra una lista de los organizadores del taller de trabajo MST10.

Contacts (Contactos): Muestra una lista de las personas que pueden proveer más información acerca del taller de trabajo o la página web.

Conveners

Login: Página privada para los convocantes del taller de trabajo, para poder aceptar, rechazar o revisar los abstractos presentados.

Página de inscripción en línea (on-line registration)

En esta página el usuario interesado en participar en el taller de trabajo puede inscribirse a ella vía Internet. Luego de ingresar sus datos personales (Ej. Nombres, ciudad, país de origen, etc), la página almacenará los datos en la base de datos gracias al código *PHP* y remitirá un correo electrónico tanto al usuario como al *webmaster* como confirmación de una suscripción exitosa. Vea la Figura 2 para ver la vista de la página de inscripción en línea.

La lista de inscritos se actualiza con cada nueva suscripción y puede visualizarse al hacer clic sobre el enlace '*by abstracts*' bajo el submenú '*Statistics*' (Figura 3), mientras que si se desea ver la información personal de los inscritos, basta con hacer *click* sobre sus nombres.

Página de inscripción de ponencias en línea (On-line abstract submission)

Permite inscribir las ponencias que, de ser aprobados por los convocantes, serán expuestos en el taller de trabajo. En esta página se pide el nombre de la ponencia a

presentar, características de la exposición (Ej. si requerirá de equipo adicional como proyectores), los datos personales tanto de el o los autores y del expositor, así como una breve descripción de la ponencia. Se le enviará un correo electrónico al expositor como confirmación luego de la inscripción. A diferencia de la inscripción de los participantes, el detalle de las ponencias no podrá ser visualizado por los visitantes a la página hasta que todos las ponencias hayan sido revisadas y seleccionadas por los convocantes. La figura 3 muestra un detalle de la página de inscripción de las ponencias.

Página privada para los convocantes

Esta página de acceso restringido solo para convocantes, permite a éstos administrar las ponencias enviadas, para que puedan ser aceptadas, denegadas o editadas, si es que las ponencias requieren correcciones o cambios.

AGRADECIMIENTOS

El agradecimiento al Dr. Jorge Chau por brindarme la oportunidad de practicar para el Radio Observatorio de Jicamarca, y por ofrecer su confianza y libertad para realizar este proyecto.

BIBLIOGRAFÍA

Lerdorf, R. y Tatroe, K. (2002): Programing PHP, 1st Ed.

Williams, H. y Lane, D. (2002): Web Database Applications with PHP & MySQL, 1st Ed.

Página oficial del PHP : www.php.net
Página oficial del MySQL: www.mysql.com



Figura 1. Vista de la pantalla principal y el menú de opciones

Option 1) On-Line Registration

The fields with the * mark are required.

Last <input type="text"/>	
* Name	
First <input type="text"/>	M.I. <input type="text"/>
* Affiliation <input type="text"/>	
Department <input type="text"/>	
Address <input type="text"/> Full Mailing Address.	
* Country (Select Country) <input type="text"/>	
* Telephone # <input type="text"/> - <input type="text"/>	Include the International Code. Example 511 - 4637568
Fax # <input type="text"/> - <input type="text"/>	Include the International Code. Example 511 - 4637568
* Email <input type="text"/>	For a registration notification.
<input type="button" value="Submit"/>	

Done Internet

Figura 2. Vista de la página de inscripción en línea

Participants List

Click on the column name (example Country) to re order the list by that field.

	Name	Affiliation	Department	Country	Date
1	Milla, Marco A	Radio Observatorio De Jicamarca	Grupo De Procesamiento De Señales	PE	01-08-03
2	Xiong, Jian Gang	Wuhan Institute Of Physics And Mathematics	Wuhan Ionospheric Observatory	CN	01-02-03
3	Chu, Yen-Hsyang	National Central University	Institute Of Space Science	TW	12-17-02
4	Venkat Ratnam, Madhavi	University Of Leipzig	Institute For Meteorology	DE	12-13-02
5	Selvamurugan, Raman	Research Associate	National Mst Radar Facility, Department Of Space	IN	12-05-02
6	Reddy, Madhu Chandar	National Mst Radar Facility	Department Of Space	IN	11-29-02
7	Kumar, Kiran N	Sri Venkateswara University	Department Of Physics	IN	11-29-02
8	Woodman, Ronald F	Instituto Geofísico Del Perú	Radio Observatorio De Jicamarca	PE	11-28-02
9	Chau, Jorge L	Instituto Geofísico Del Perú	Radio Observatorio De Jicamarca	PE	11-28-02
10	Thorsen, Denise	University Of Alaska - Fairbanks	Electrical And Computer Engineering	US	11-26-02
11	Reddy, Krishna	Frontier Observational Research System For Global Change	Hydrological Cycle Observational Research Program	JP	11-22-02

Figura 3. Vista de la página del listado de inscritos

Abstract Details Manager

Beam Broadening Effect On The Doppler Spectrum Of The Echoes From Ionospheric Irregularities Localized In Sporadic E Region
 Y. Chu and C. Wang

Current Status: **STAND-BY**

Registered: 2002-12-17 02:13:46

Session:

Type:

Oral Poster

Projector:

Overhead
 Multimedia
 Slide

CI:

Invited
 Contributed

Minutes:

The effects of along and transverse radar beam drifts of sporadic E (Es) field-aligned irregularities localized in the expected echoing region on mean Doppler velocity and spectral width are theoretically investigated in this article. We show that the mean Doppler velocity of the irregularities is not only governed by the along and transverse beam drift velocities, but also affected by the mean position and zonal extent of the organized plasma structure in the expected echoing region that can be determined by using IGRF2000. Detailed analysis indicates that the Doppler velocity nearly linearly proportional to the mean angular distance of the irregularities from the radar beam axis

Figura 4. Página de administración de las ponencias

COMENTARIOS ORIENTADOS A PREVENIR LOS DAÑOS CAUSADOS POR LOS TERREMOTOS

GIOVANNA G. FLORES H.

Licenciada en Educación

Gleny_flor@hotmail.com

INTRODUCCIÓN

El Perú es parte del Cinturón de Fuego del Pacífico; por lo tanto, sus habitantes deben aprender a convivir con los diversos desastres naturales de tipo externo e interno que se producen en toda la región del círculo Circumpacífico. Entre los desastres de tipo interno son importantes las erupciones volcánicas y los terremotos que de manera frecuente ocurren en el borde occidental y en el interior del territorio peruano. En el Perú, los terremotos de mayor magnitud tienen su origen en el proceso de fricción de placas dentro del proceso de subducción y por el cual, la placa de Nazca se introduce por debajo de la Sudamericana. Terremotos de magnitud menor y menos frecuentes ocurren en el interior del país debido a la presencia de importantes sistemas de fallas geológicas.

La historia de los diversos terremotos que han afectado al Perú se inicia en el año de 1500 y desde entonces, las regiones Norte, Centro y Sur han sido afectadas de manera diferente por cada uno de ellos. La distribución espacial de los terremotos que han ocurrido frente a la línea de costa de Perú ha permitido a los investigadores a considerar para cada región diferentes periodos de acumulación de la energía suficiente para generar un terremoto de magnitud elevada (Dorbath et al, 1990). Así, se dice que en la región Norte el acoplamiento de las placas de Nazca y Sudamericana es nula; es decir, la fricción entre ambas es menor o se desarrolla de manera elástica, de ahí que no se cuente con información sobre la ocurrencia de terremotos grandes. En la región Centro el acoplamiento sería total y esto explicaría la ocurrencia continua de terremotos. En

los últimos 60 años, esta región ha sido afectada por los terremotos ocurridos en 1940, 1942, 1966, 1970, 1974 y 1996, todos con magnitudes mayores a 7.0 en la escala de Richter e intensidades que sobrepasan el valor de VII en la escala de Mercalli Modificada. Finalmente, los investigadores consideran a la región Sur como de acoplamiento medio debido a que requiere de mayor tiempo para acumular la suficiente energía para producir un sismo de magnitud 8 a 9 como los ocurridos en 1604 y 1868 (Tavera, 2002.a-b).

Dentro de este contexto, es evidente que en cualquier momento debe ocurrir un nuevo terremoto frente a la línea de costa de Perú y ante la imposibilidad de poder evitarlos o predecirlos, es importante asumir un rol de prevención en todos sus niveles a fin de mitigar los efectos que ellos causan en las viviendas y personas.

PREDICCIÓN DE TERREMOTOS

Después de los éxitos y posteriores fracasos en el campo de la predicción sísmica por parte de los científicos chinos, la mayoría de los grupos de investigación se orientaron a desarrollar procedimientos y técnicas que conlleven a prevenir y reducir el grado de daño que puedan causar los terremotos. Así por ejemplo, los japoneses comenzaron a aplicar reglas y normas para mejorar el tipo construcción, ya sea de las viviendas, edificios o grandes obras de ingeniería, además de una eficaz educación en todos los niveles para aprender a convivir con los terremotos y erupciones volcánicas a tal punto, que a nivel mundial sus experiencias son utilizadas como ejemplos de una prevención eficaz.

En el campo de la sismología, los científicos afirman de manera general que cuando se habla de predecir un terremoto es necesario conocer el lugar donde ocurrirá, su tamaño y la fecha probable. Sin embargo, con todo el conocimiento logrado por los científicos solo es posible conocer el lugar donde ocurriría el terremoto y quizás su tamaño, pero aún no es posible poder saber la fecha en que se produciría el terremoto. En el caso de la región Sur de Perú, los científicos señalan que los terremotos grandes tienen periodos de retorno del orden de 130 años con un margen de error de hasta 40 años (Dorbath et al, 1990; Comte y Pardo, 1991). A pesar de haberse producido un terremoto en esta región en el año 2001, parece que la regla no se cumple ya que muchos investigadores indican que en realidad el terremoto de 1868 aún no se ha repetido y que el ocurrido en el año 2001 sería un precursor. En estas condiciones, la región Sur de Perú podría ser afectado nuevamente por otro terremoto.

Por otro lado, una apreciación simple nos llevaría a considerar que cuanto más nos alejamos del último terremoto que afectó a una determinada región, más cerca estamos del próximo ya que el proceso de acumulación de energía en los bordes de las placas es continuo en el tiempo. No debemos olvidar que la placa de Nazca, dentro del proceso de subducción, es de las de mayor velocidad en el mundo (10 am por año).

PREVENCIÓN

Ante el eminente peligro de ser afectados por la ocurrencia de un terremoto en el futuro, las campañas de prevención de cualquier tipo aplicadas en el Perú aún no son las suficientes como para poder disminuir los efectos producidos por los terremotos. Lo dicho nos permite replantear las siguientes preguntas:

*Que se ha aprendido del terremoto de Nazca ocurrido en el año 1996...?
Como se ha aplicado dichas experiencias antes, durante y después del terremoto de Arequipa de 2001...?*

Que se ha aprendido del terremoto de Arequipa ocurrido en el año 2001...?

Como se está aplicando en el resto del país lo aprendido con ambos terremotos...?

Después de la ocurrencia de los terremotos de 1996 y 2001, se ha observado que el mayor número de daños se han hecho presentes en viviendas construidas sin normas antisísmicas utilizando material de mala calidad y/o en viviendas construidas con ladrillo y cemento pero que no respondieron al 100% a las expectativas de los ingenieros. Mayores daños se ha observado en viviendas construidas en zonas geológicamente inestables. Estos dos factores han facilitado que se incremente el número de muertos y heridos como producto de la ocurrencia de ambos terremotos. En el caso de ciudades con mayor población, habría que considerar otros factores como la tugurización de las viviendas y de los medios de transporte local, la presencia de importante cableado eléctrico sobre el nivel del suelo, la falta de control sobre la expansión urbana y la concentración de los servicios públicos que conlleva a la población hacer uso de dichos servicios de manera conjunta (Tavera, 2001).

Ante estas experiencias, todas de conocimiento de las principales autoridades, que se ha hecho para corregir estas faltas en todas las localidades y ciudades afectadas por ambos terremotos o para prevenir a los habitantes de otras ciudades para que no sean participantes de similares experiencias en el futuro.

En el ámbito de la educación, es evidente que todo lo aprendido durante el terremoto de 1996 no se ha aplicado ya que las mismas deficiencias han sido observadas en la región Sur de Perú durante la ocurrencia del terremoto de 2001. Por ejemplo, los habitantes de Camana manifestaron en varias oportunidades que no se les había informado que después de un terremoto existe siempre la posibilidad de que produzca un tsunami.

Ante esta problemática es importante que las autoridades asuman la responsabilidad

de normar la construcción de viviendas y controlar la expansión urbana de manera asesorada a fin de evitar construir con material de mala calidad o en suelos inestables, así como controlar la turgurización en todas sus modalidades y preocuparse de evaluar el real estado de las viviendas antiguas. La experiencia vivida por países como Japón, ha permitido considerar que el mejor procedimiento para prevenir los desastres causados por los terremotos es realizar campañas de educación a todos los niveles. En el caso de los colegios, universidades e institutos se debería considerar cursos sobre desastres naturales con la participación de personal preparado y calificado. En el caso de las familias considerar programas de información y cultura por radio-televisión de manera obligatoria tratando siempre de contar con especialistas en el campo de la sismología y construcción antisísmica.

Es evidente que toda campaña de prevención requiere de una gran inversión; por lo tanto, es prioritario que las autoridades competentes decidan que es más importante, invertir en educación o en reconstruir ciudades.

LOS SIMULACROS

Como todo niño, sabemos que cuantas más veces repitamos la tabla de multiplicar mayor será nuestra habilidad para lograr un buen manejo de los números. De igual forma, si deseamos educar a la población sobre que hacer durante la ocurrencia de un terremoto, debemos realizar los *simulacros* de manera más continua. El entrenamiento que se logra durante los simulacros es de vital importancia ya que nos enseña que hacer durante la ocurrencia de un terremoto. Evidentemente, antes del simulacro siempre hay reglas que respetar y a los cuales debemos acostumbrarnos para tener éxito ante la ocurrencia de estos fenómenos.

No es aceptable ni positivo realizar simulacros una vez al año, ya que siempre la población ha participado, participa y participará de manera irresponsable. Debemos considerar que una gran parte de

la población tiene necesidades primarias como alimentarse y contar con un lugar donde vivir, antes de preocuparse si ocurrirá o no un terremoto. La mejor solución a esta irresponsabilidad por parte de la población es realizar un mayor número de simulacros y al igual que un niño es posible que todos aprendamos algo provecho que pueda ayudarnos a sobrevivir ante la ocurrencia de un terremoto.

Una experiencia personal, me ha permitido ser participe de un simulacro realizado en un colegio un día antes de que ocurra el terremoto de Arequipa del 23 de junio de 2001. A pesar de los esfuerzos que se hacia por controlar el comportamiento de los estudiantes de secundaria a fin de intentar poner en práctica todo lo aprendido durante los cursos que Defensa Civil organiza para estos casos, era fácil de proyectarse a lo que podría suceder en este colegio si el terremoto ocurriese un día de clases. Para suerte de todos nosotros, el terremoto ocurrió un sábado, pero la experiencia resultó muy útil para reflexionar y así lo hicieron saber los estudiantes luego que se reanudaron las clases. Esto prueba que al parecer todos tomamos con seriedad los problemas cuando estos ocurren y son somos partícipes de ellos, mientras tanto poco o nada importa.

COMENTARIOS FINALES

La ocurrencia de terremotos que puedan afectar directamente a nuestro país es un realidad de la cual no podemos escapar. Ante esto, únicamente resta considerar todas las medidas preventivas necesarias para lograr sobrevivir a este peligro natural. No debemos olvidar que cuando ocurre un terremoto, no sobreviven las personas más inteligentes, ni las más fuertes, solo se salvaran aquellas que realmente se prepararon.

Es importante considerar que los investigadores han señalado que el terremoto ocurrido en la región Sur de Perú en el año 2001, no cumple las condiciones para ser considerado repetitivo del gran terremoto de 1868; por

lo tanto, debería ocurrir en esta región otro terremoto del mismo tamaño en un futuro próximo. En el caso de la región Central, se ha identificado áreas pequeñas ubicadas al norte y sur del departamento de Lima que podrían producir un terremoto de magnitud o tamaño similar al ocurrido en 1974 en esta misma región. Ante esta situación, solo resta que cada una de las personas y especialmente las autoridades asuman su responsabilidad y sean partícipes de cualquier actividad orientada a prevenir la posible destrucción parcial de una ciudad o para reducir el número de personas muertas o heridas a causa de la ocurrencia eminente de un terremoto en un futuro próximo.

BIBLIOGRAFÍA

Comte, D. y Pardo, M. (1991). *Natural Hazard*, 4, 23-44.

Dorbath, et al., (1990). *Bull. Seis. Soc. Am.*, 80, 551-576.

Tavera, H. (2001). *Revista de PREDES*, N° 14, 30-35.

Tavera, H. (2002a). En “Terremoto de la Región Sur de Perú del 23 de Junio de 2001”, Informe CNDG-IGP, 11-18.

Tavera, H. (2002b). En “Terremoto de la Región Sur de Perú del 23 de Junio de 2001”, Informe CNDG-IGP, 129-138.