



INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU
Dirección de Asuntos Académicos

**COMPENDIO DE TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN
REALIZADOS POR ESTUDIANTES
DURANTE EL AÑO 2006**

Volumen 8

Editor
Hernando Tavera

Lima - Perú
Enero 2007

PRESENTACION

El Volumen 8 de la serie “*Compendio de Trabajos de Investigación realizados por Estudiantes durante el Año 2006*” reúne los diversos trabajos técnico-científicos realizados por estudiantes universitarios durante su permanencia en el Instituto Geofísico del Perú (IGP) en el año 2006. En general, los estudiantes ingresan al IGP para realizar sus estancias a través de la Dirección de Asuntos Académicos (DAA) y tienen como procedencia las especialidades de Física, Geofísica, Geología, Meteorología e Ingeniería Electrónica de las diferentes universidades existentes en el país. Estos estudiantes desarrollan en el IGP un determinado tema de investigación durante un período de 3 a 6 meses para luego presentar sus resultados en un informe técnico-científico. Estos informes son entregados a la DAA, quien a su vez los publica a manera de artículos en el presente compendio.

La tarea de divulgar el conocimiento en forma de trabajos científicos, es una de los objetivos que el IGP está cumpliendo con meritorio esfuerzo y obtiene como resultado la formación de nuevos profesionales capaces de realizar trabajos de investigación de alto nivel. De esta manera el IGP contribuye en mejorar la capacidad científica de estos profesionales en el campo de la geofísica.

En este *Compendio* se presenta 8 trabajos elaborados por estudiantes que realizaron sus estancias en los Observatorios de Jicamarca, Ancón, Mayorazgo-Lima y Huayao-Huancayo. Los temas tratados fueron Pronóstico del Tiempo y Clima, Alta Atmósfera, Sismología y Astronomía. Asimismo, se ha incluido en el *Compendio* un trabajo invitado que propone curvas para la atenuación de la aceleración para el Perú. Muchos de los trabajos que se presentan en este *Compendio* han sido punto de partida para que algunos estudiantes profundicen sus investigaciones y dar por inicio la elaboración de una tesis profesional.

En general, los temas de investigación y el contenido de los artículos que se presentan en este *Compendio* son de responsabilidad del investigador que tuvo a su cargo la formación del estudiante y el comité editorial se limitó a organizar la estructura del artículo de acuerdo al formato del *Compendio*.

La edición del volumen 8 de estos *Compendios* ha contado con el apoyo de la Sra. I. Pérez-Pacheco, en su labor de asistente de edición y diagramación. Nuestro agradecimiento al Dr. Hernán Montes (Director Técnico del IGP), por su confianza y apoyo a la investigación, a los investigadores del IGP por apoyar la edición del *Compendio* con la revisión de los trabajos, y a los estudiantes por tomar con ánimo la aventura de investigar y escribir sus resultados.

El comité editorial espera que el contenido de los diversos temas que se presentan en este volumen motive a sus autores a continuar investigando, ya que es el único camino para llegar a descubrir todo lo enigmático que nos ofrece la naturaleza.

El Editor

CONTENIDO

Presentación

Conversión de magnetogramas fotográficos a imágenes digitales. <i>Isabel L. Castro Merino</i>	9
Calibración e instalación de un espectógrafo solar digital. <i>Cecilia López Córdova</i>	18
Implementación de instrumentos meteorológicos para el Radiotelescopio de Sicaya. <i>Erick Meza Quispe</i>	33
Implementación de la plataforma Moodle en el Observatorio de Huancayo. <i>Sadith S. Matos Vilchez</i>	39
Programa para establecer un horario de ejecución automática de los experimentos que se ejecutan con el sistema de adquisición basada en receptores digitales Echotek. <i>José M. Quiroz Zafra</i>	49
Análisis de fases sísmicas. <i>Dina B. Herrera Puma</i>	53
Flyspec: La nueva herramienta para medir las concentraciones de SO₂ en las emisiones de gas volcánico. <i>Carmen G. Talavera Salcedo</i>	67
Generación de mapas de susceptibilidad a deslizamientos a nivel de cuencas. Caso de estudio: Cuenca del río Piura <i>José J. Meza Huaylinos</i>	103
TRABAJO INVITADO	
Curvas de atenuación a partir de registros de aceleración y velocidad: Aplicación a terremotos ocurridos en el Perú <i>Isabel Bernal Esquia</i>	117

CONVERSIÓN DE MAGNETOGRAMAS FOTOGRÁFICOS A IMÁGENES DIGITALES

ISABEL LIZ CASTRO MERINO

Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas

Universidad Nacional del Callao

isabel5cas@hotmail.com

Prácticas dirigidas por: Dr. José Ishitsuka.

Estación Telemétrica Satelital de Ancón

RESUMEN

En el año 2007 se celebra los 50 años del Año Geofísico Internacional (IGY), el Instituto Geofísico del Perú participa activamente en estas colaboraciones internacionales y se instala una nueva estación geomagnética en Arequipa, desde entonces toda la información registrada en esta estación se hizo en forma de papel fotográfico continuo, ahora hay la necesidad de conservar esta valiosa información en formato digital.

El presente trabajo se realiza en base a un entrenamiento efectuado en las instalaciones del Centro Mundial de Datos (WDC) para Geomagnetismo de la Universidad de Kyoto en Japón, que consiste en digitalizar los magnetogramas fotográficos obtenidos en la Estación Magnética de Characato en Arequipa, mediante el uso de una cámara digital conectado a una PC donde se procesan y almacenan los datos, para luego ponerlos en el Internet.

Las imágenes digitales que se obtienen con este trabajo serán procesadas por la WDC y serán utilizados por científicos usuarios a nivel internacionales, posteriormente serán publicados en el Data Catalogue de la World Data Center for Geomagnetism.

INTRODUCCIÓN

La Ciencia del Magnetismo Terrestre estudia las variaciones de campo magnético a través de los registros gráficos continuos que se obtienen en los observatorios del mundo, complementados por las mediciones de campo en lugares donde no existen estaciones magnéticas fijas [1].

El 1 de marzo de 1922 en el Observatorio de Huancayo obtuvo el primer registro fotográfico continuo del campo magnético terrestre – un magnetograma de componente horizontal H, componente vertical Z, y declinación D. Estos magnetogramas interesaron de inmediato al

mundo científico, ya que la amplitud de la variación diurna de H, registraba el doble de lo que se esperaba [2].

La ubicación del Observatorio de Huancayo en la zona ecuatorial magnética, resulto ser muy afortunada, ya que muchas anomalías peculiares en esta zona, tales como la extraordinaria amplitud de variación diurna de H, fueron descubiertas y esto contribuyo a que se buscasen explicaciones mas adecuadas y completas de diversos fenómenos geofísicos.

La asociación Internacional de Geomagnetismo por intermedio del Comité N°11, encomendó entre 1948 y 1953 hacer mediciones de la componente H entre el

ecuador geomagnético y el ecuador geográfico para estudiar las corrientes eléctricas en alta atmósfera; para tal efecto el Dr. Sydney Chapman considero el establecimiento de 4 estaciones más en América y entre ellas Arequipa. Para el efecto, la Institución Carnegie y el Instituto Geofísico del Perú llevarían a cabo el proyecto.

Con motivo del Año Geofísico Internacional, se construyó la estación magnética en el Cerro de San Francisco de Characato de la Universidad Nacional de San Agustín - UNSA. La construcción enteramente de adobe, comprendía ambientes para los variógrafos y para la medida de Absolutos, construcción concluida en 1958.

El instrumental constó de tres variómetros tipo La Cour, uno para la componente H, otro para la declinación y un inclinómetro para la componente vertical; además, de un registrador (similar al de Huancayo) fotográfico y un reloj Thomas Mercer para el control del tiempo y marcas de hora.

La instalación de los magnetómetros y las pruebas de reorientación fueron realizadas por el Ing. Mateo Casaverde del Instituto Geofísico del Perú, en el mes de agosto del mismo año. A partir de esta fecha se obtuvieron los primeros magnetogramas hasta el 13 de enero de 1960, año en que ocurrió un terremoto, dejando la estación

magnética en mal estado y por lo tanto fuera de servicio.

La construcción de un nuevo local (Figura 1) muy cerca del antiguo, es de madera y descansa sobre bases de concreto; los pisos, doble puertas, ventanas y paredes son de madera. El techo es de cartón cemento cubierto con una delgada capa de lana de vidrio para darle isotermia; todo el edificio constituye una sola unidad protegida con planchas de eternit. Dividida en varios ambientes: uno para variómetros, otro para la ubicación de un Askania, control de tiempo y una para sala de Absolutos. Los instrumentos fueron los mismos que funcionaron en la construcción antigua, los que fueron reinstalados, controlados con pruebas de orientación y calibrados por el Ing. Mateo Casaverde en junio de 1963.



Figura 1. Estación Magnética de Characato - Arequipa

Dado el interés de hacer estudios de conductividad en nuestro territorio, el antiguo instrumental magnético de registro continuo fue reemplazado por uno nuevo tipo Götingen que fueron construidos y donados por el Departamento de

Magnetismo Terrestre de la Institución Carnegie de Washington D.C., el instrumental está compuesto por variómetros para las componentes D, H y Z con sus respectivas bobinas de calibración y un elemento bi-metálico para el registro de la variación de la temperatura; además de una unidad de control para los valores de escala de cada variómetro.

La instalación del nuevo instrumental estuvo a cargo del Dr. A. Aldrich y el Sr. Steiner de DTM sobre una nueva base de concreto mas amplia y orientada de N-S.

El sistema de registro fotográfico no fue continuo sino por puntos correspondientes a cada minuto con una duración de 10 segundos, con el objeto de facilitar su digitalización. Mucho después el Instituto Geofísico del Perú cedió a la estación magnética de Arequipa el equipo de magnetómetros Ruska para hacer mediciones de Absolutos, que son similares a los que hay en Huancayo y se pueden apreciar en la Figura (2).



Figura 2. Equipo Ruska para mediciones Absolutas en la Estación Magnética de Characato

ESCALADO DE LOS MAGNETOGRAMAS

Con los variógrafos se obtiene diariamente el magnetograma que es la gráfica de la variación diurna en sus tres componentes D, H, Z; marcas de hora y una línea de base para cada componente. Usando las bobinas de calibración de cada instrumento se realiza el valor de escala que se grafica en el magnetograma. La tabulación diaria de los magnetogramas consiste en medir con un escalímetro en milímetros, la distancia de la línea de base a la parte media horaria de cada elemento para las 24 horas.

Los observatorios magnéticos no usan cualquier valor escala para sus variómetros, sino que deben estar de acuerdo con la latitud geomagnética en la cual están ubicados. Los valores de escala para cada componente son:

$H = 3.0 \text{ gammas} \times \text{milímetro}$

$Z = 8.0 \text{ gammas} \times \text{milímetro}$

$D = 0.5 \text{ minutos} \times \text{milímetro}$

El Observatorio de Characato actualmente cuenta con datos desde 1959 a la actualidad pero en los últimos años hay intervalos de tiempo sin registrar debido a que los equipos son antiguos y sufren desperfectos especialmente del reloj.

CENTRO MUNDIAL DE DATOS (WORLD DATA CENTER - WDC)

El Centro Mundial de Datos de Geomagnetismo, Kyoto, es operada por el Centro de Análisis de datos de Geomagnetismo y Magnetismo del Espacio de la Escuela de Graduados de Ciencia de la Universidad de Kyoto.

La WDC es una institución que proporcionan datos de observaciones magnéticas a usuarios del mundo, también las analiza e investiga. Realiza estudios de la variación del campo magnético, recolecta información de los diversos observatorios y estaciones magnéticas alrededor del mundo, para ponerlas a disposición de los usuarios. (Ver Tabla 01, para el caso de Perú: Ancón, Huancayo y Arequipa).

Es así que la información obtenida del campo magnético registrado en el Instituto Geofísico de Characato viene a ser de mucha importancia.[3]

Para poder cumplir con estos requerimientos de la WDC, se ha iniciado el proyecto de digitalización de magnetogramas mediante el desarrollo de programas de procesamiento y escalado digital de los magnetogramas.

Digitalizar los magnetogramas obtenidos en la Estación de Arequipa, mediante el uso de una cámara digital en interfase con una PC. Los datos procesados serán puestos a disposición en el Internet para los diferentes usuarios internacionales en el Área de Geomagnetismo, y publicados en el Data Catalogue de la World Data Center for Geomagnetism.

Tabla1. Estaciones Geomagnéticas que se encuentran operando en el Perú en la actualidad

ESTACION	INSTRUMENTOS DE VARIACIÓN	TIEMPO DE RESOLUCIÓN	FECHA DE INICIO
Ancón (-11.77 -77.14)	XYZ Fluxgate (KYU) HDZ Fluxgate (TKU)	3 seg. 1 Seg. y 1 Min.	Junio 1992 Enero 1991
Huancayo (-12.03 -75.32)	H,D,Z Eschenhagen (DTM) HDZ Fluxgate (TKU) XYZ Fluxgate (OHBM) * PPM (OHBM) *	1 Hr. 10 seg. 1 seg. 1 Min.	Marzo 1922 Abril 1997 Julio 1997
Jicamarca (-11.56 -77.03)	XYZ Fluxgate (UCLA)	1 seg.	Enero 1997
Cañete (-13.11 -76.38)	XYZ Fluxgate (KYU)	3 seg.	Junio 1994
Guadalupe (-13.98 -75.77)	XYZ Fluxgate (KYU)	3 seg.	Junio 1994
Arequipa (-16.46 -71.49)	H,D,Z La Cour , Tipo Fotográfico, (IGP -DTM)	1 Hr.	Abril 1957

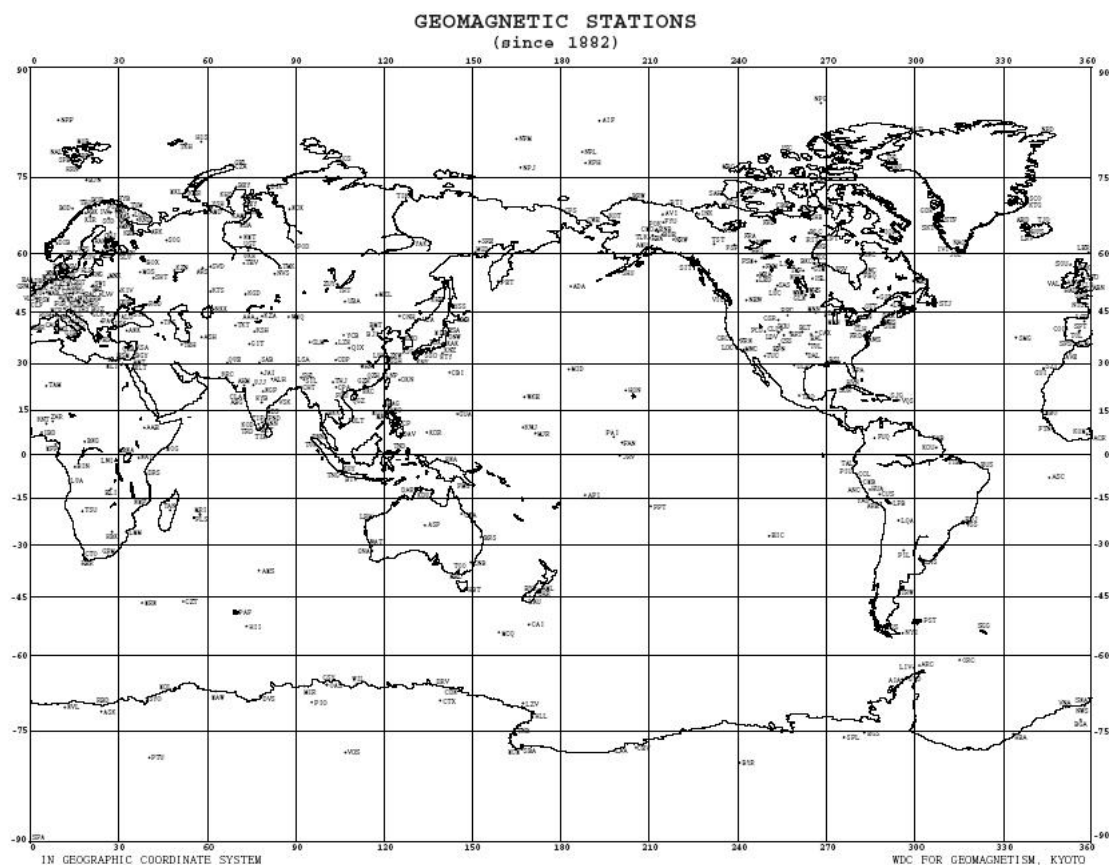


Figura 3. Estaciones Geomagnéticas en el Mundo [3]

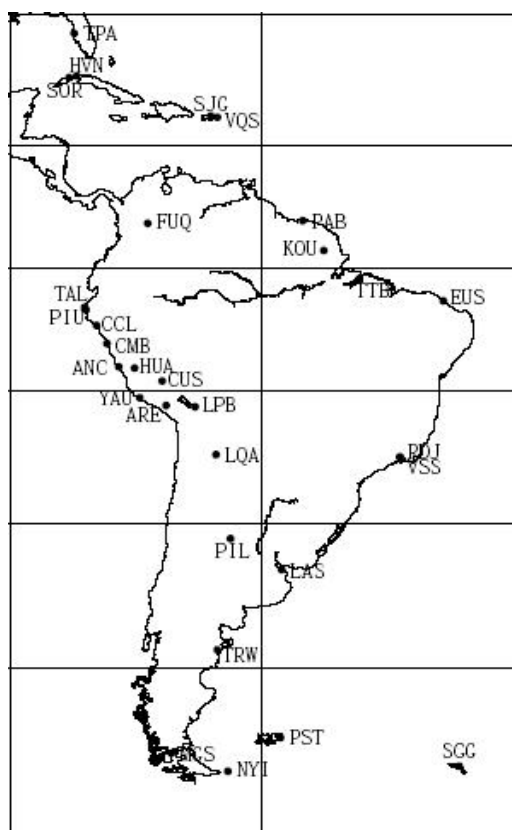


Figura 4. Estaciones Magnéticas en Sudamérica[3]

EQUIPOS Y MATERIALES NECESARIOS:

Para realizar este trabajo ha sido necesario utilizar los siguientes equipos:

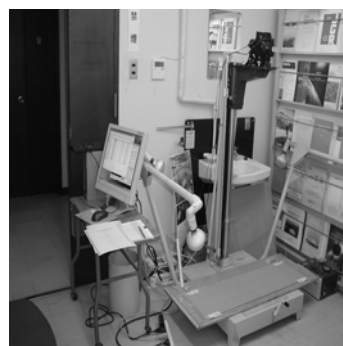


Figura 5. Equipos instalados en la WDC – C2

1. PC con entorno Windows XP,
Procesador Profesional Pentium IV, con

interfase y cable de extensión USB para la conexión de la cámara digital; Memoria RAM de 1GB; espacio en el disco duro de 150GB.

2. Cámara Digital Konica Minolta Dimage A1 con las siguientes características:

Imagen:

Píxeles Efectivos: 5 Mega-píxeles

Resolución Máxima: 2568 x 1928 píxeles

Sensibilidad de la Cámara: automática y equivalentes ISO de: 100, 200, 400, y 800.

Óptica:

Zoom Óptico: 7 aumentos

Distancia Focal: 28-200 mm.

Almacenamiento:

Formato Comprimido: JPEG, TIFF, Motion JPEG(mov), WAV y RAW.[4]

Tamaño del Archivo: 14.1 MB

Se adaptó un nivelador mecánico a la cámara digital.

3. Software para el manejo de la cámara digital Konica Minolta DIMAGE A1: DIMAGE CAPTURE. (Figura 6)



Figura 6. Cámara Digital MINOLTA

4. Mesa iluminada con soporte de Cámara (luces incorporadas de 150W: 2 en cada

extremo), tablero acrílico transparente con una regla para medida en centímetros. Se puede apreciar en la Figura 7.

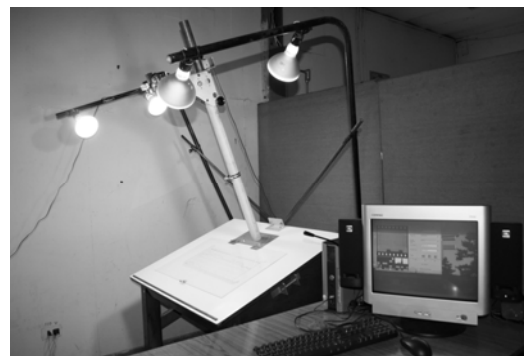


Figura 7. Equipo instalado en el Observatorio de Ancón similar al de la Universidad de Kyoto, se muestra la mesa iluminada

5. Magnetogramas de la estación magnética de Arequipa (ARE) desde 1959 al 2002.

6. Formatos para llevar un control de las imágenes digitalizadas.

PROCEDIMIENTO

El procedimiento es como se detalla a continuación:

1. Implementar primero un laboratorio para obtención de imágenes digitales, que disponga de electricidad y conexión Internet. Un escritorio donde colocar la PC que controla la cámara digital. La iluminación en el laboratorio deberá ser uniforme, para el efecto evitar ventanas y otras fuentes de luz adicional que varíe la iluminación del laboratorio.

2. Instalar la cámara digital en la mesa iluminada. Verificar el nivel mecánico

haciendo que la cámara esté paralela a la superficie de la mesa.

3. Verificar la conexión USB entre la cámara y la PC, encendiendo primero la cámara y luego la PC.

4. Encontrar el foco de la cámara; puede ser a través del visor de la cámara o a través de la imagen proyectada en el monitor de la PC.

5. Colocar el magnetograma adecuadamente debajo del tablero de acrílico.



Figura 8. Colocar el magnetograma en el tablero

6. La configuración del software DIMAGE CAPTURE debe estar como sigue:

Opción “Basic”

- Formato: TIFF
- Tamaño: 2560 x 1920 pixeles
- Modo: Auto
- Modo de Manejo: Single Frame
- Tiempo de Exposición: Exp. (0.3 EV)
- FFP (Flex Focus Point).
- Focus Screen: OFF

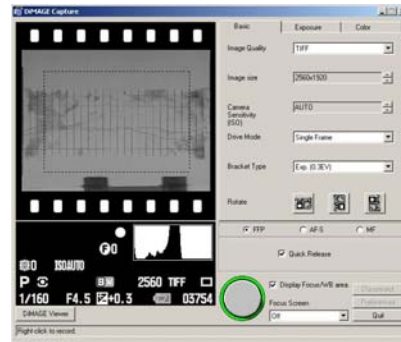


Figura 9. Software Dimage Capture

Opción “Exposure”

- Modo de Exposición: Program
- Modo de Medida: Multi-segment
- Modo del Flash: Fill-flash
- Control del Flash: Pre-flash TTL

Opción “Color”

- Balance: White Fluorescent
- Modo de color: B&W
- Filtro: F0

Tiempo de exposición: de 10 a 90 segundos.

7. Para obtener la imagen digital desde la PC, debemos ubicarnos sobre la imagen del magnetograma que se visualiza en el software Dimage Capture. Usaremos el modo FFP (Flex Focus Point), que permite encontrar el foco al hacer click izquierdo del mouse, (No usar el botón verde que aparece en el monitor). La señal de que la imagen este en foco se confirmara cuando aparezca un círculo pequeño blanco.

Si no, aparecerá un círculo rojo que indicara que aun no se encuentra en foco. Se debe de repetir los pasos previos hasta que la señal sea blanca. Luego de encontrar el foco hacer click derecho del mouse para obtener la imagen.

Demorara aproximadamente minuto y medio en almacenarse en la carpeta destino.

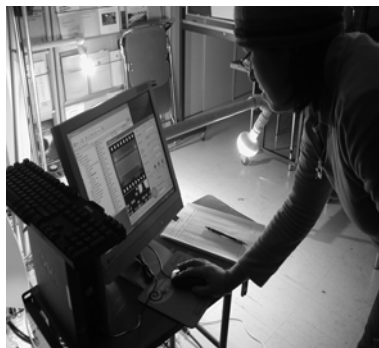


Figura 10. Presionar con el mouse el botón sobre la imagen del magnetograma

8. El archivo imagen es automáticamente guardado en la carpeta destino. Ello toma cerca de 30 segundos.
9. Preparar el próximo magnetograma y repetir la misma operación.
10. Colocar en el formato de control la fecha del magnetograma y el número del campo que se esta digitalizando. (Como se aprecia en la Figura 11).

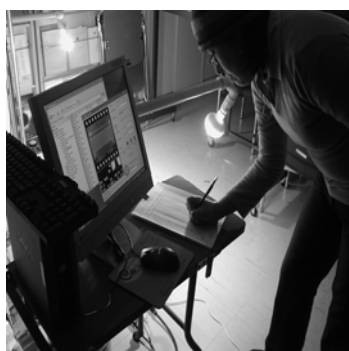


Figura 11. Anotar siempre en el formato de registro para llevar un control

Consideraciones:

- Dado a que la cámara digital está fija el centrado y la posición correcta del magnetograma, es importante.

- Para mantener la transparencia del tablero acrílico uniforme, procurar mantenerlo siempre limpio.

RESULTADOS

La imagen digital que se obtiene será:

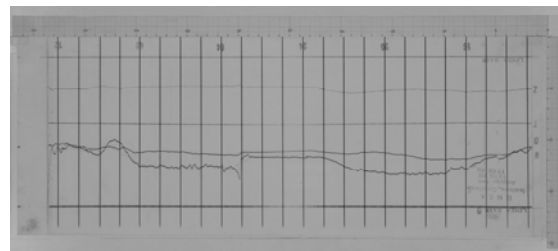


Figura 12. Foto obtenida en el Observatorio de Ancón

El archivo imagen que se obtiene será enviada a la WDC por el Internet para su procesamiento y análisis.

CONCLUSIONES

Las imágenes digitales en formato TIFF de los registros fotográficos de la Estación Magnética de Characato - Arequipa enviados a WDC donde serán tratadas inicialmente mediante un software en desarrollo y se pondrán a disposición de los investigadores con el siguiente tratamiento:

- Reducción de la imagen a un tamaño moderado para poderlo bajar y subir del Internet cómodamente.
- Se elimina en la imagen toda clase de ruidos que no sean propios del magnetograma.

Posteriormente serán publicados en boletines y se distribuirán a los centros mundiales de datos y a investigadores de todo el mundo.

El software en desarrollo busca poder digitalizar completamente la imagen del magnetograma, será capaz de trazar cada componente de variación magnética, marcar las horas e indicar el valor de la línea de base.

- La información que se recolecta motiva a que se desarrolle modelos de campo geomagnético para estimar los valores del campo principal y de su variación con el tiempo (conocida como variación secular), a una escala global o regional. Estos modelos contribuyen a una mejor comprensión de las propiedades magnéticas de nuestro planeta, siendo además necesarios para la reducción de campañas magnéticas, permitiendo la combinación de datos magnéticos tomados en situaciones y épocas muy diversas.

De esta forma es posible el estudio de las anomalías magnéticas, aquellas desviaciones que se encuentran cuando se compara una medida real con el valor predicho por un modelo de referencia en ausencia de campo externo.

El Instituto Geofísico del Perú cuenta con una gran cantidad de información magnética a través de sus distintas estaciones magnéticas distribuidas a lo

largo del territorio nacional, algunas tienen registros fotográficos y sería conveniente que todos estos datos sean digitalizados apropiadamente para ponerlo a disposición de la comunidad internacional. El tratamiento de digitalización debe ser reforzado e impulsado, además que podrá ser aplicado en otros campos de la geofísica.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad de Kyoto por el apoyo proporcionado durante mi entrenamiento y estadía en Japón. Instituto Geofísico del Perú, por permitirme utilizar sus instalaciones y equipos.

Agradezco también el apoyo brindado por el Dr. Mutsumi Ishitsuka, Dr. José Ishitsuka Iba (Perú) y al Dr. Toshihiko Iyemori (Japón).

Un agradecimiento de corazón a Dios, a mi familia, como a todo el personal de Ancón por su amistad, cariño y colaboración que me brindaron todo este tiempo.

BIBLIOGRAFIA

[1] Chapman, S., and J. Bartels, Geomagnetism, Vol. II, Oxford University Press, New York, 1940.

[2] Separata de Ciencia Interamericana: Instituto Geofísico del Perú por Alberto Giesecke Vol. 03 N°03, Unión

Panamericana, Secretaria General OEA,
Washington, 1962.

<http://swdcdb.kugi.kyoto-u.ac.jp/>
<http://swdcdb.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc/Sec3.html>

[3] World Data Center for Geomagnetism,
Data Catalogue No.27, Kyoto 2005.

- INTERMAGNET

<http://www.intermagnet.org/>

[4] Manual de Instrucciones de la Cámara
Digital Konica MINOLTA

- Instituto Geofísico de Characato - UNSA

http://www.unsa.edu.pe/invest_cooper/inst_geofisico/investigacion.htm

PÁGINAS WEB

- World Data Center for Geomagnetism,
Kyoto – Japón

CALIBRACIÓN E INSTALACIÓN DE UN ESPECTRÓGRAFO SOLAR DIGITAL

CECILIA LÓPEZ CÓRDOVA

Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas
Universidad de Callao

cecifisica@yahoo.es

*Prácticas dirigidas por: Dr. José Ishitsuka
Estación Telemétrica Satelital de Ancón*

RESUMEN

Un espectrógrafo es un instrumento que permite dispersar la emisión de radiación electromagnética en diferentes longitudes de onda de luz, formando un *espectro electromagnético*. El Observatorio de Ancón cuenta con un *Espectrógrafo Solar*, único en el Perú, el cual nos permitirá estudiar el espectro solar.

En el presente trabajo se describen los procedimientos para la calibración del equipo "Espectrógrafo Solar Digital" instalado a manera de prueba en el Observatorio de Ancón.

Cuyos objetivos son: Obtener una buena distribución espectral de la energía que se recibe del Sol, Optimizar su capacidad para separar las diferentes longitudes de ondas cercanas (a través de un elemento dispersor), Medir las diversas propiedades de las líneas de absorción y emisión que se producen en la atmósfera solar e identificar las líneas espectrales, en base a las imágenes obtenidas con la cámara CCD.

INTRODUCCIÓN

La Espectroscopía es el estudio del espectro electromagnético (descomposición de la luz en sus longitudes de onda), los espectros nos aportan tres tipos de información: - primero, nos permite identificar los distintos elementos presentes en los astros; segundo, al comparar cuanta luz llega en distintas líneas y en distintas regiones del espectro, es posible determinar las condiciones físicas de la estrella, principalmente su temperatura y su densidad; - tercero, nos proporcionan importantes indicios acerca del movimiento del objeto bajo estudio¹. Los espectros electromagnéticos son ampliamente clasificados en tres categorías: los espectros de línea de emisión, espectros del continuo, y

espectros de línea de absorción. En la región visible, el Sol muestra un espectro de línea de absorción, esto es, la absorción característica se superpone sobre un continuo. El espectro continuo se forma en el interior solar y obedece un espectro del cuerpo negro, con una temperatura efectiva de aproximadamente 5785K^2 . Las líneas de absorción (líneas oscuras) se forman como la radiación del continuo que atraviesa las capas exteriores más frías del Sol a través de la atmósfera de la tierra.

El descubrimiento de las líneas de absorción en el espectro del Sol dio lugar al desarrollo de la espectroscopía, y al inicio de la astrofísica.

Un espectrógrafo solar es un instrumento que nos permite estudiar las propiedades de las diversas líneas de absorción y

emisión que se producen en la atmósfera solar y de este modo conocer y determinar los diversos fenómenos que ocurren en la cromósfera y fotósfera solar.

La importancia de una espectrógrafo radica en la *dispersión* de la luz en sus diferentes longitudes de onda para que pueda ser analizada y la *resolución*

espectral, parámetro que indica la capacidad del espectrógrafo para separar dos líneas muy próximas³.

DESCRIPCIÓN DEL SISTEMA:

Nuestro sistema en su totalidad muestra la siguiente distribución en su posición de trabajo (Figura 1).



Figura 1. Se muestra el equipo en su totalidad, las líneas de color amarillo nos muestran la trayectoria de la luz del sol desde el espejo primario del celostato hasta el detector del espectrógrafo solar.

DESCRIPCIÓN DEL TELESCOPIO SOLAR:

A. CELOSTÁTO.

Está compuesto por dos espejos planos de 32cm de diámetro, cuya función es fijar la luz del Sol en una dirección específica. El primer espejo se denomina Espejo Primario y el segundo Espejo Secundario tal como observamos en la Figura 2.

B. Lente Objetivo.

Formado por un lente apocromático, de distancia focal de 4600mm y diámetro del lente de 120mm. Este permitirá formar la imagen del disco solar sobre la rendija del

espectrógrafo de un tamaño aparente de aprox. 42mm.

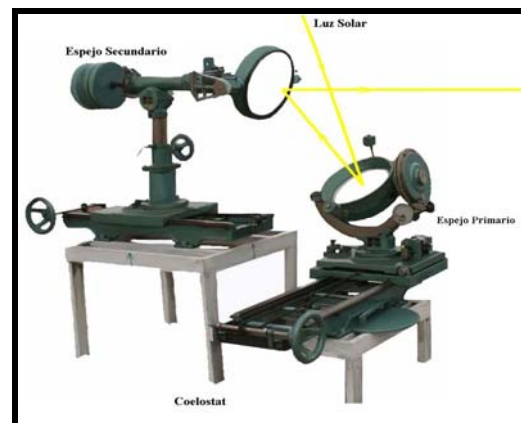


Figura 2. Se observa al celostato donde el equipo de la derecha corresponde al espejo primario, y el otro al espejo secundario. Las flechas muestran la trayectoria de los rayos de luz del Sol desde el espejo primario al espejo secundario, para luego salir en dirección al lente objetivo.

DESCRIPCIÓN DEL ESPECTRÓGRAFO SOLAR:

El Espectrógrafo es un sistema compuesto por: la rendija, la red de difracción (elemento dispersivo), dos espejos colimadores, y un detector (cámara CCD). La configuración a la que pertenece el espectrógrafo Solar que estamos empleando es de tipo Hale, que es un espectrógrafo horizontal, este tipo de configuración es el más usado para realizar estudios de espectros solares. Este diseño se muestra en la Figura 3.

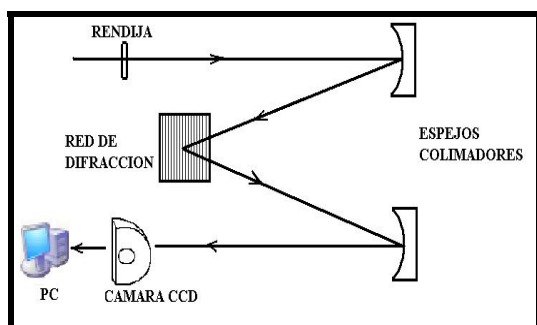


Figura 3. Configuración del Espectrógrafo Solar del tipo Hale.

PROCEDIMIENTOS PARA LA CALIBRACIÓN

La luz Solar cae sobre el espejo primario, se proyecta sobre el espejo secundario, este pasa por el lente objetivo para generar la imagen del disco solar sobre la rendija del espectrógrafo. La región de interés deberá ser posicionada sobre la abertura de la rendija. El rayo de luz es recibida por el primer espejo colimador (espejo principal) este desvía el rayo a la red de difracción, que dispersa las ondas según la energía asociada a cada fotón incidente sobre la

red que son reflejadas hacia el segundo espejo colimador (espejo de imagen) para ser enviada hacia el detector de la Cámara CCD, las imágenes captadas serán transferidas a un ordenador que trabaja en interfase con la cámara CCD. Una vez allí pueden ser procesadas y estudiadas con mayor facilidad

Se forman tantas imágenes de la rendija como líneas de emisión y absorción hay en la luz incidente. La imagen de cada línea es generada por el segundo espejo colimador y recibe el nombre de línea espectral y su conjunto forma el espectro visible en el rango de 400 a 700 nm.

Para el proceso de calibración hemos considerado la siguiente secuencia:

- * Posición aparente de la luz del Sol, durante cada época del año.
- * Diseño de la orientación y posición relativa de los espejos del celostato.
- * Cálculo de la Resolución Espacial, característica de este espectrógrafo
- * Cálculo de la Dispersión característica de este espectrógrafo solar.
- * Cálculo de la Resolución Espectral característico de este espectrógrafo solar.

1.- POSICIÓN APARENTE DE LA LUZ DEL SOL, DURANTE CADA ÉPOCA DEL AÑO.

Deberemos tomar en cuenta que el espectrógrafo solar será instalado en la ciudad de Ica cuyas coordenadas son: Latitud 14.1°S, Longitud 75.76° O y Altura 410 msnm. Por lo tanto los cálculos desarrollados se basan en este supuesto.

El diagrama que sigue nos muestra los límites establecidos para los ángulos en la posición aparente del Sol correspondientes a los Solsticios ($\delta=\pm 23.5^\circ$) y los equinoccios ($\delta=0$), durante el tránsito del Sol por el meridiano local.

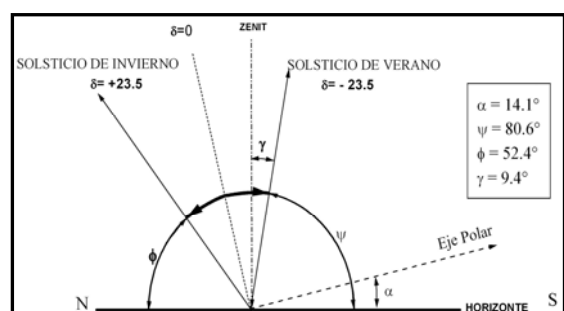


Figura 4. Diagrama Polar de la posición aparente el sol durante el año, para la ciudad de Ica.

El ángulo α , corresponde al valor de la latitud geográfica del lugar donde será instalado, los ángulos γ , ψ y ϕ , fueron calculados a partir del valor de α y los valores extremos de la declinación solar.

2.- DISEÑO DE LA ORIENTACIÓN Y POSICIÓN RELATIVA DE LOS ESPEJOS DEL CELOSTÁTO.

Primero.- Considerar que el eje de rotación del espejo primario (α) debe de coincidir con el eje de rotación de la Tierra, esto es latitud geográfica en nuestro caso, para Ica el ángulo que le corresponde es 14.1° .

Segundo.- El eje de simetría del espejo secundario debe de coincidir con el meridiano geográfico del lugar donde se instalará el equipo.

Así por ejemplo en base a la Figura 4 construiremos el diagrama para el

Solsticio de verano (ver Figura 5) donde tenemos que su ángulo de elevación ψ corresponde a 80.6° Sur. Esto implica que los obstáculos pueden estar bastante cerca del celostáto sin proyectar sombra sobre el espejo primario siempre y cuando el ángulo formado no sea mayor a 80.6° .

Se muestra al celostáto, en la dirección norte- sur, donde M1 y M2 son los perfiles de los espejos primario y secundario respectivamente.

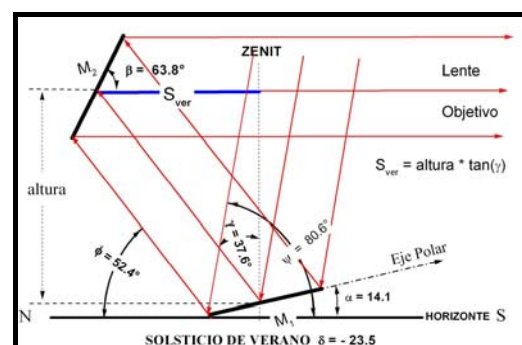


Figura 5. Este diagrama nos muestra la componente vertical de la trayectoria de la luz que viene del Sol al lente objetivo durante el Solsticio de verano.

Del mismo modo se puede graficar para el caso del **Solsticio de Invierno**, donde tenemos que su ángulo de elevación ϕ es de 52.4° Norte, que corresponde al valor del ángulo más bajo del Sol durante el año, esto implica que ningún objeto puede estar por encima de este ángulo, porque se generaría sombra sobre el espejo primario, y esto afectaría en la cantidad de luz solar que deseamos captar.

Para el caso del **Equinoccio** tenemos que el ángulo de elevación corresponde al valor de 75.1° y la declinación es de $\delta=0^\circ$.

En la Figura 5 el ángulo γ , se define como el ángulo que se forma por la

luz que refleja el espejo primario y la recta vertical que pasa por el centro del espejo secundario; su sentido es antihorario. El valor de γ depende de la declinación Solar (δ), del siguiente modo:

$$\gamma = \alpha - \delta$$

Puesto que el valor de α para el observatorio de Ica es constante, la ecuación aludida finalmente será expresada como sigue:

$$\gamma = 14.1 - \delta, \quad (1)$$

En la Figura 5 definimos S como la distancia generada desde el centro del espejo secundario con la línea vertical que

pasa por el centro del espejo primario, de este modo definimos el tamaño del segmento S como:

$$S = \text{altura} \tan(\gamma), \quad (2)$$

La altura se define como la distancia vertical, entre los centros de los dos espejos $M1$ y $M2$ (Figura 5). Considerando las dimensiones de los dos espejos, la posición relativa entre ellos, permite que la altura óptima sea 520mm.

Tabla 1. Nos muestra los diversos valores que pueden tomar las posiciones extremas que existen entre los solsticios en relación a diferentes alturas para los espejos.

Altura (mm)	$S_{\text{solsticio verano}}$	$S_{\text{equinoccio}}$	$S_{\text{solsticio invierno}}$
480	369.6	120.6	-79.5
490	377.3	123.1	-81.1
500	385.0	125.6	-82.8
510	392.7	128.1	-84.5
520	400.4	130.6	-86.1
530	408.1	133.1	-87.8
540	415.8	135.6	-89.4
550	423.5	138.2	-91.1
560	431.2	140.7	-92.7

Tabla 2. Nos muestra los diversos valores de los ángulos α , γ y β para un mismo valor de la latitud.

Δ	α	γ	β
-23.5	14.1	37.6	63.8
0.0	14.1	14.1	52.1
+23.5	14.1	-9.4	40.3

El ángulo β se define como el ángulo respecto a la horizontal que permite que la luz reflejada por el secundario sea horizontal (ver Figura 5). Existe una relación entre los ángulos γ y β que puede

encontrarse fácilmente usando las leyes de la óptica:

$$\beta = \frac{90^\circ + \gamma}{2},$$

Considerando la ecuación (1) el ángulo β se podrá expresar como:

$$\beta = \frac{104.1^\circ - \delta}{2}, \quad (3)$$

Tengamos en cuenta que tanto la distancia entre los espejos y el valor de β , son una función de la declinación solar δ . Puesto que la declinación solar esta en función del tiempo entonces los ángulos β y γ estarán variando con el tiempo.

3.- CALCULO DE LA RESOLUCIÓN ESPACIAL

El lente objetivo tiene una distancia focal de 4600mm, que permite proyectar el disco solar sobre la rendija con un tamaño aparente de aproximadamente 43mm.

Para estos valores podemos calcular el tamaño real del Sol que estamos viendo a través de la rendija.

Conociendo que el diámetro real del Sol es $1,392,116 \times 10^6$ km.

Tabla 3. Nos muestra las características del telescopio horizontal del sistema.

Abertura =120mm
Distancia focal = 4600mm
Tamaño medio aparente del disco solar = 43mm
Escala en el disco solar = 32514 Km/mm
Resolución espacial = 761km (1.05arcsec)

Considerando el criterio de Rayleigh, para la resolución espacial⁴ se hicieron los

cálculos para encontrar la mínima escala en el disco solar:

4.-CALCULO DE LA DISPERSIÓN

El rendimiento de un espectrógrafo se caracteriza por la dispersión y la resolución que ofrece, no es de extrañar, por tanto, que la pieza fundamental de un espectrógrafo sea su elemento dispersor, que para nuestro caso es una *Red de difracción*.

La Red de Difracción, permite dispersar la luz en sus diferentes longitudes de onda.

Este tipo de redes presentan una gran cantidad de rayas o líneas muy finas en su superficie y este es el origen de que la luz sea difractada. La luz difractada se superpone para formar un frente de ondas difractadas.

Para que una red sea eficiente las separaciones de las líneas deben ser del orden de la longitud de onda difractada⁵ (la red que empleamos tiene 300 líneas por milímetro) y además deben ser muy uniformes para que los ordenes producidos por cada parte de la red den en el mismo lugar. La difracción por una red puede ser mejor visualizada geométricamente, como se muestra en la Figura :7

Las redes de difracción sencillas tienen el problema de que casi toda la luz va a parar al orden cero, que es donde menos interesa. Para evitar esto la mayoría de las redes se raya en forma de dientes de sierra con un cierto ángulo que hace que el

máximo de luz caiga en el orden deseado. Este ángulo es conocido como **ángulo de blaze**, y se muestra en la Figura 7 como θ_b .

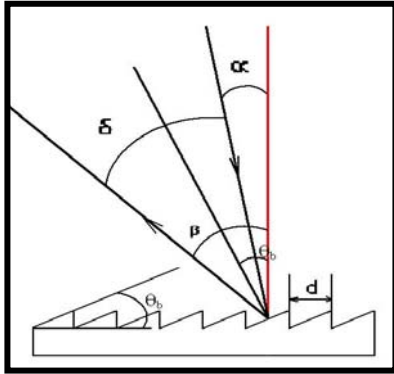


Figura 7. Características del ángulo de blaze, interno a la red de difracción.

En este tipo de redes la máxima luz se produce para la longitud de onda dada por la ecuación de la red de difracción:

$$Gn\lambda = \sin \theta + \sin \theta', \dots\dots\dots(4)$$

$$G=1/d, \dots\dots\dots(5)$$

G, es la frecuencia de líneas

θ, ángulo incidente.

θ', ángulo difractado.

n, orden de difracción del espectro.

d, el paso de la red (separación entre las líneas).

Midiendo de distintos modos se obtuvo un valor para el ángulo de blaze de $5.45 \pm 0.03^\circ$ que contrasta con el valor dado por el fabricante (7.43°)

La dispersión nos da la distribución de longitudes de onda y se mide como la dispersión angular (que depende únicamente de las características de la red de difracción) o la dispersión lineal (que depende de la red de difracción y de los espejos colimadores)..

de la ecuación (4) tenemos que :

$$\theta' = \sin^{-1}(Gn\lambda - \sin \theta) \quad (5)$$

Entonces tenemos que la dispersión angular esta dado por:

$$D = \frac{\partial \theta'}{\partial \lambda} = \frac{nG}{\cos \lambda}, \quad (6)$$

Por lo tanto la Dispersión lineal, es:

$$Df = \frac{\partial \theta'}{\partial \lambda} f = \frac{nG}{\cos \lambda} f, \dots\dots(7)$$

Donde **f**, distancia focal del colimador secundario.

Para nuestro espectrógrafo

$$f=3m$$

Df, dispersión lineal en mm /nm

Se ha variado los valores de la longitud de onda y los valores del ángulo, para diferentes órdenes del espectro, los resultados se muestra en la tabla 3.

Tabla 4. Nos muestra los valores de la dispersión lineal para diferentes órdenes y longitudes de onda del espectro y sus respectivos ángulo de dispersión.

$d=0.0033(\text{mm})$ $\alpha=0.5$	n=1		n=2		n=3	
λ (mm)	Angulo de Difracción(°)	Dispersión (nm/mm)	Angulo de Difracción(°)	Dispersión (nm/mm)	Angulo de Difracción (°)	Dispersión (nm/mm)
4E-4	-0.36632	10.60353	-0.23922	20.38035	-0.11596	29.9008
4.5E-4	-0.35014	10.5395	-0.20814	20.23676	-0.0703	29.77354
5E-4	-0.33406	10.4793	-0.17726	20.1152	-0.02479	29.70913
5.5E-4	-0.31806	10.42278	-0.14656	20.01456	0.02067	29.70634

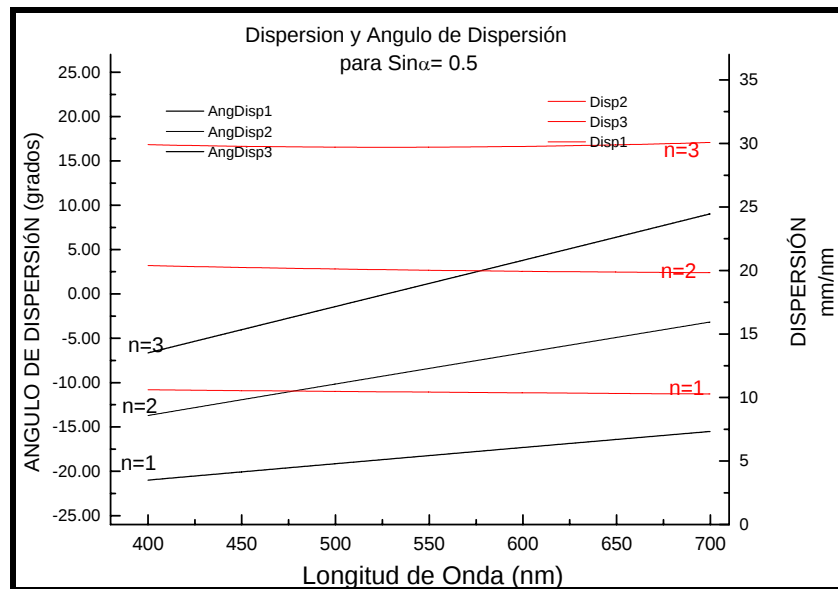


Figura 6. Observamos que para el orden de dispersión $n=2$, $n=3$ existe superposición en lo que se refiere al ángulo de dispersión.

5.- CALCULO DE LA RESOLUCIÓN ESPECTRAL

El **poder resolutivo** es una característica del instrumento de separar dos líneas espectrales más próximas. Y se mide por un intervalo mínimo de longitudes de onda tal, que dos líneas espectrales monocromáticas aun se observan por separado.

Este criterio cuantitativo del poder resolutivo fue establecido por Rayleigh.⁶ El intervalo resolutivo mínimo aceptable

$\delta\lambda$ es igual a la distancia entre el máximo principal y el primer mínimo de la función que describe el perfil de la línea espectral. La medida angular de esta distancia es:

$$\delta\varphi = \lambda/b$$

λ , la longitud de onda emitida.

b , abertura de la rendija.

Así dos líneas monocromáticas de igual intensidad situadas a esa distancia una de otra producen por superposición como se muestra en la Figura 7:

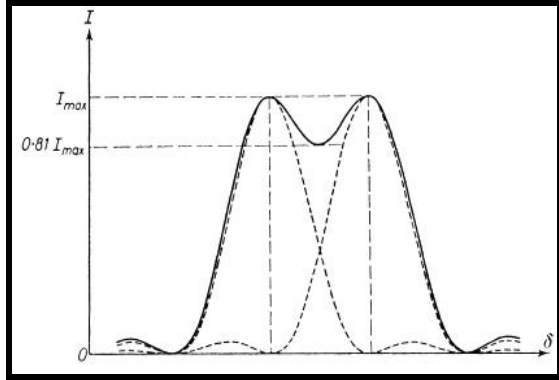


Figura 7 Explicación del criterio de Rayleigh.

La abscisa del punto de intersección del perfil de estas dos líneas es igual a:

$$\varphi = \lambda / 2b$$

Empleando la siguiente función:

$$E_{\varphi} = E_0 \frac{\sin^2 u}{u^2},$$

Donde: $u = \frac{\pi b}{\lambda} \sin \varphi$

Para la rendija de abertura rectangular cuyos límites son los bordes de una red:

$$\frac{E_{\varphi}}{E_0} = \frac{\sin^2 \frac{\pi b}{\lambda} \varphi}{\left(\frac{\pi b}{\lambda} \varphi\right)^2},$$

$$\frac{E(\lambda/2b)}{E_0} = \frac{1}{(\pi/2)^2} \approx 0.4 \dots\dots(8)$$

De aquí que la ordenada del mínimo de la superposición (Figura 7) es igual a 0.8. O lo que es, la depresión de la iluminación en el centro de la superposición forma el 20% de la iluminación máxima. Por eso dos líneas situadas a una distancia $\delta\varphi$, satisfacen el criterio de Rayleigh.

Si aplicamos la ecuación (6) a la dispersión angular, podremos hallar el

intervalo espectral mínimo resolutive en longitudes de onda.

$$\delta\lambda = \frac{\delta\varphi}{D_{\varphi}} = \frac{\lambda}{(bD_{\varphi})},$$

Donde:

D_{φ} , Es la dispersión angular del aparato.

$\delta\lambda$, Es el **límite de resolución**, así el poder resolutive de Rayleigh, o poder resolutive del espectrógrafo esta definido por:

$$R = kN$$

λ , es la longitud de onda en nm.

k , es la constante de la red.

n , es el número total de líneas por mm.

Es evidente de la ecuación que el aumento del número de líneas de la red es posible solo a costa de la disminución de su constante, y de no ser así, tendríamos que contar con redes de difracción extremadamente grandes. Por ejemplo si deseáramos obtener una red con 600 líneas/mm. Con un poder de resolución de 100 000 para un espectro de primer orden, deberemos elaborar la parte estriada de 17cm de largo aproximadamente. Si hacemos la constante de la red por lo menos 10 veces menor, es decir 1/60mm, su longitud aumentaría hasta 170cm, lo que no es factible por significaría que las demás partes del espectrógrafo tendrían que crecer proporcionalmente.

Así para obtener un poder de resolución grande estaría obligándonos a aumentar el número de líneas, y por lo tanto a disminuir la constante de la red. Otra posibilidad para aumentar el poder

resolutivo sería elevar el orden del espectro.

Veamos para el caso del espectrógrafo (300líneas/mm) los resultados podemos verlos en el siguiente cuadro (Tabla 4).

Tabla 4. La tabla muestra el análisis de la resolución del espectrógrafo para diversos valores de longitud de onda (λ) y orden del espectro.

$\lambda(\text{nm})$	RESOLUCIÓN (nm)		
	n=1	n=2	n=3
400	0.01587	0.00794	0.00529
450	0.01786	0.00893	0.00595
500	0.01984	0.00992	0.00661
550	0.02183	0.01091	0.00728
600	0.02381	0.0119	0.00794
650	0.02579	0.0129	0.0086
700	0.02778	0.01389	0.00926

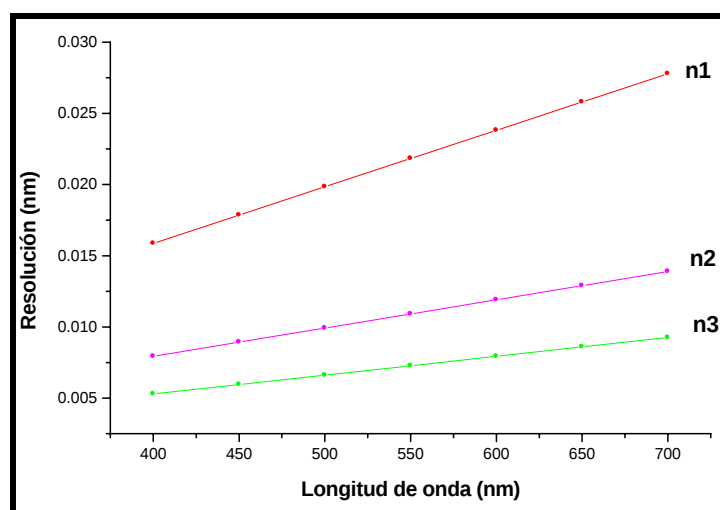


Figura 8. En la siguiente figura podemos observar la variación de la resolución para diversos órdenes de la longitud de onda. Para un orden 1, el valor de la resolución es mayor y va disminuyendo según se avanza en el orden.

RESULTADOS

Los resultados obtenidos respecto de los parámetros de mayor importancia en un espectrógrafo como son la dispersión y resolución, muestran que los valores son óptimos tenemos por ejemplo que para una longitud de onda de 700nm el poder de resolución es:

0.02778, en el primer ,0.01389 para el segundo orden y 0,00926 para el tercer orden de dispersión. Así mismo los valores de la dispersión para una longitud de onda de 550nm es de: 0.91223, 1.84397, 2.81672 para el primer, segundo y tercer orden de dispersión respectivamente.

En la Figura 9a y Fig9b, mostramos algunas de las primeras imágenes del espectro solar, tomadas con una cámara digital, como pruebas iniciales al proceso de calibración.

Estas imágenes tomadas con una cámara digital Canon, muestran claramente las líneas de absorción (líneas oscuras), se intenta seguir una secuencia que abarque todo el espectro en sus diferentes longitudes de onda.



Figura 9a. En esta fotografía podemos ver claramente la rendija (pequeño agujero en la parte superior), el espectro del sol (luz dispersada en colores), la red de difracción (a la derecha podemos ver la luz del Sol incidiendo en la red de difracción)

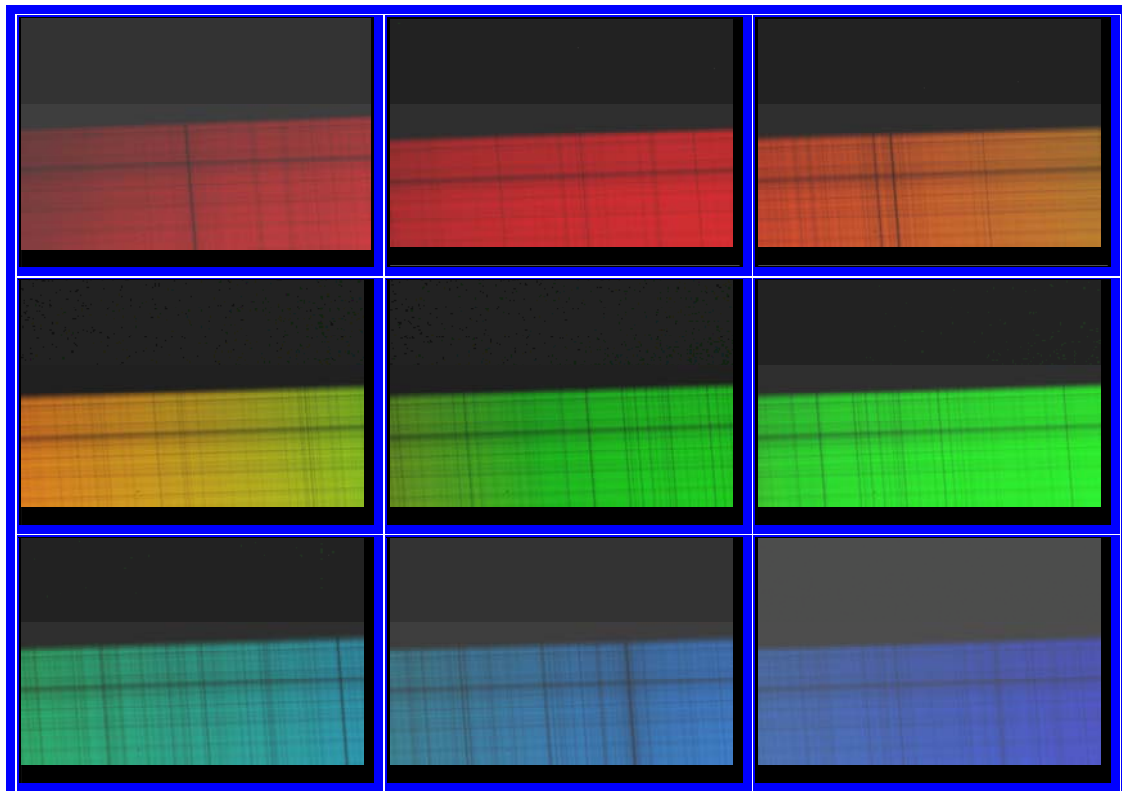


Figura 9b. En esta fotografía podemos ver los primeros espectros obtenidos con el espectrógrafo para algunos rangos de desde el rojo al violeta.

Son las primeras imágenes que se obtuvieron con el equipo espectrógrafo solar en la ciudad de Lima, se aprovechó

un instante en que las condiciones fueron favorables a las primeras pruebas y los resultados son estos hermosos espectros.

CONCLUSIONES

- * los parámetros descritos permitirán un mejor operatividad del equipo permitiéndonos contar con un margen de variación de aproximadamente 2 minutos de arco. respecto de los valores calculados.
- * La ventaja de poder fijar la imagen del sol sobre la rendija del espectrógrafo, nos permite usar un espectrógrafo fijo y muy grande. Una de las desventajas mas importantes es la particularidad que la imagen solar
- * rota, esto resulta un verdadero problema cuando se desea observar estructuras solares por un largo periodo de tiempo (horas).
- * El ángulo blaze calculado, es curiosamente diferente al que menciona el equipo, a raíz de este hecho se buscaron varios métodos que consoliden el valor hallado durante las mediciones, donde obtuvimos resultados similares.
- * Las imágenes del espectro solar, muestran un ligero ángulo de inclinación. Esto implica que el sistema aun debe tener algunos ajustes durante su calibración.
- * Los cálculos teóricos realizados en este trabajo son realizados con posiciones y distancias que deberá tener al ser instalado.

AGRADECIMIENTO

Mi especial respeto y reconocimiento al Dr. Mutsumi Ishitsuka Komaki y al Dr.

José Ishitsuka Iba, por su entereza en el apoyo a la investigación.

Al Magíster. Hugo Trigos Avilés, por todo su apoyo, confianza y sobre todo por hacer que la espectroscopía, el espectrógrafo sean parte de mí.

A todo el personal del Observatorio de Ancón, por su amistad e inigualable compañerismo.

A Dios, mis padres y hermanos que son la razón de mí vivir.

BIBLIOGRAFÍA

Carramiñana L., Carramiñana A. y Carrasco E. (1998). Revista Síntesis

Graham J. 649, (2003). Dispersión, Resolution & Free Spectral Range of Diffraction Gratings, Mathematics Department, Macquarie University-Sydney.

Meltzer, R. (1969). Spectrographs and Monochromators, in Applied Optics and Optical Engineering, vol. V (chapter 3), R.Shannon, ed., Academic Press (New York, New York).

Palmer C. (1983). DIFF-RACTION GRATING HANDBOOK, fifth edition.

Priest E. (1982). Solar Magneto Hydrodynamics p.4, D. Reiel Pub. Company, London, N.Y, England.

Zaidel A., Ostróvskaya Y. y Ostrovski I. (1979). Técnica y Práctica de Espectroscopía, traducido al español Editorial Mir, p. 32,219

Zaidel A., Ostróvskaya Y. y Ostrovski I. (1979). Técnica y Práctica de Espectroscopía, traducido al español Editorial Mir, p. 65.

IMPLEMENTACIÓN DE INSTRUMENTOS METEOROLÓGICOS PARA EL RADIOTELESCOPIO DE SICAYA

ERICK MEZA QUISPE

*Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas
Universidad Nacional del Callao*

emeza@hotmail.com

*Prácticas dirigidas por: Dr. José Ishitsuka.
Estación Telemétrica Satelital de Ancón*

RESUMEN

La Estación Terrena de Sicaya de propiedad de la Telefónica del Perú S.A. cuenta con una antena parabólica de 32 metros, en breve será transferida al IGP y la antena será transformada en un radiotelescopio. La estación contaba con un sistema de monitoreo meteorológico con el objetivo de conocer las condiciones meteorológicas en las cercanías de la antena. Sin embargo dada la antigüedad de los equipos hay la necesidad de que estos sean adaptados para que se ajusten a las necesidades del radio telescopio.

Las señales de los instrumentos deberán ser digitalizados y permitir el monitoreo en tiempo real, los datos digitalizados alimentaran constantemente la base de datos de la computadora que controla los movimientos del radio telescopio. Este trabajo pretende ejecutar las transformaciones necesarias de los equipos a la vez que evaluar las posibilidades y limitaciones del uso de los equipos existentes. En esta primera fase se automatizara el sensor de viento y dirección.

INTRODUCCION

Los efectos atmosféricos locales tales como el viento y los gradientes térmicos son responsables de las deflexiones estructurales en grandes telescopios de banda óptica (Gemini South 8m), radio (Medicina 32m) y sub-milimétrica (Nobeyama 64m).

Para medir las consecuencias de estos dos factores se realizaron numerosas pruebas tanto como en la del Radiotelescopio de Nobeyama y Medicina (Apéndice 5.5 “Implications of the Nobeyama wind testing result for the GMST”)

El objetivo principal de este trabajo no es medir los efectos directos tales como deformación del espejo primario o

secundario sino mas bien en base a los datos de las pruebas realizadas por el constructor de la antena (Nippon Electric Company) monitorear los factores atmosféricos en mención y usarlos en el óptimo manejo del Radiotelescopio de Sicaya 32m de diámetro.

Al implementarse los instrumentos meteorológicos (sensor de viento, humedad, presión y temperatura) para cuando se realice el apuntamiento y la Holografía del reflector principal podremos obtener medidas en tiempo real de los factores atmosféricos locales. Datos que de alguna u otra manera están relacionados con las posibles atenuaciones de las señales.

PROCEDIMIENTO

Desarrollaremos el hardware y software necesario para la conversión de la señal analógica que proviene de los sensores mediante una tarjeta de adquisición y conversión A/D y el posterior análisis y procesamiento de la señal; esto con el fin de obtener las medidas atmosféricas en

tiempo real.

Debido a que la rapidez del viento es muy importante para las operaciones mecánicas de la Antena este valor ira directamente al microcomputador del sistema de control (ver Figura 1).

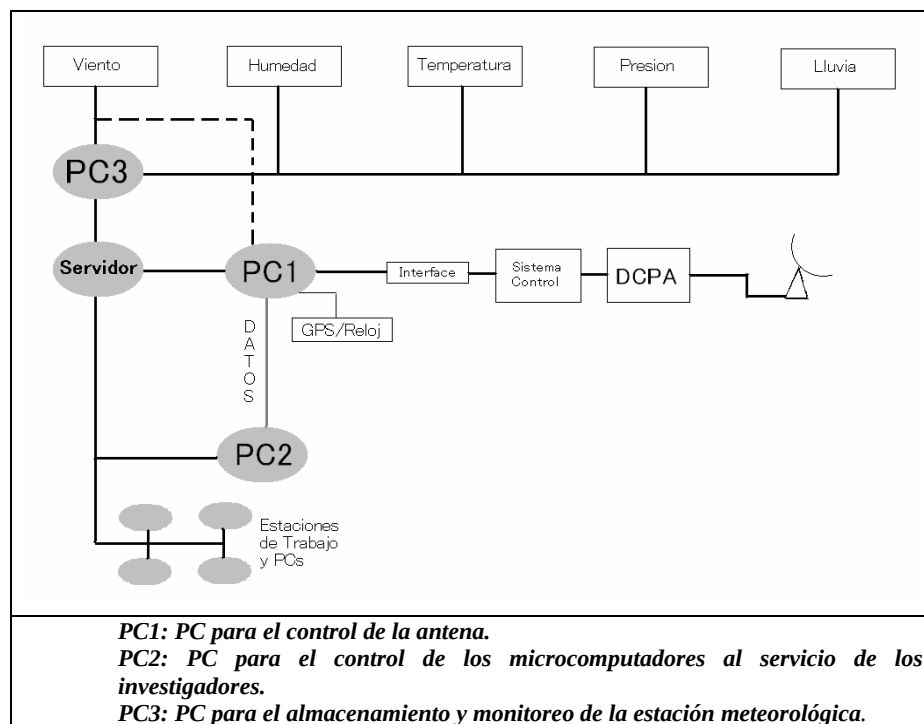


Figura 1. Distribución de la estación meteorológica

El desarrollo de interfaces no será necesario en el caso del anemómetro y la veleta pues los valores de estas señales están en el rango de la tarjeta de

adquisición de la marca National Instrument modelo PCI 6024E (Ver tabla 1 y Figura 2, 3)

Tabla 1 Características de la tarjeta PCI 6024

Bus	Entradas Analógicas	Resolución de Entrada	Máxima Velocidad de muestreo	Rango de Entrada
PCI, PCMCIA	16 SE/8 DI	12 bits	200 km/s	± 0.05 to ± 10 V



Figura 2. Tarjeta PCI 6024E



Figura 3. Expansión de la tarjeta

DIRECCION DEL VIENTO

Consiste en un diseño aerodinámico parecido al de los aviones el cual gira sobre un eje y en este esta ubicado un transmisor Selsyn (Resistencia Anillo) con dos salidas (voltajes) los cuales nos dan información de la dirección del viento.

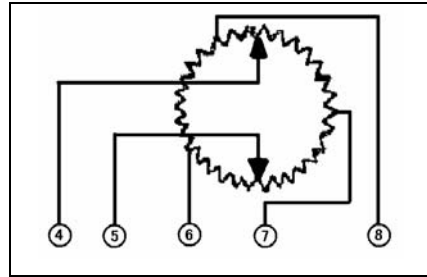


Figura 4. Transmisor Selsyn(Resistencia anillo)

Alimentación: hasta 12V DC.

Rango de medida: Todas las direcciones.

Medidas de exactitud: $\pm 5^\circ$

Indicador: Todas las direcciones.

OPERACION

Cuando el viento sopla sobre la veleta el fuselaje se orienta en dirección del viento. Subsecuentemente, el movimiento del fuselaje causa la rotación del transmisor Selsyn y entonces la señal designada a la dirección del viento es generada. Esta señal nos da la información de la deflexión de una dirección de referencia.(Norte) como se observa en la figura 5 mediante la tarjeta de adquisición podremos digitalizar la señal para así poder convertirla en información de la dirección del viento previa una calibración.

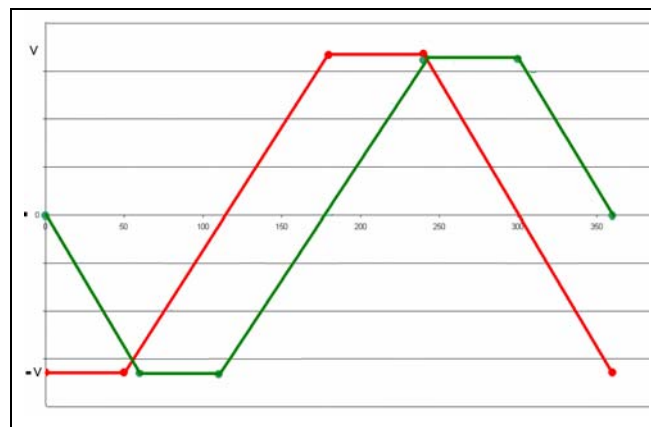


Figura 5. Variación de ambas señales según la deflexión de la dirección de referencia.

CALIBRACION

-Primero, preparamos una placa de identificación de dirección.

-Conectamos el voltaje de entrada (5V) entre los terminales 4 y 5 (ver Figura 4).

-Medimos la señal de salida entre los terminales 6 con 7 y 6 con 8.(ver Figura 4), todo esto con la tarjeta de adquisición.

-Graficamos la señal de salida de ambos terminales (6 con 7 y 6 con 8) vs dirección (ver Figura 6), obteniéndose la dependencia esperada como en la figura 5.

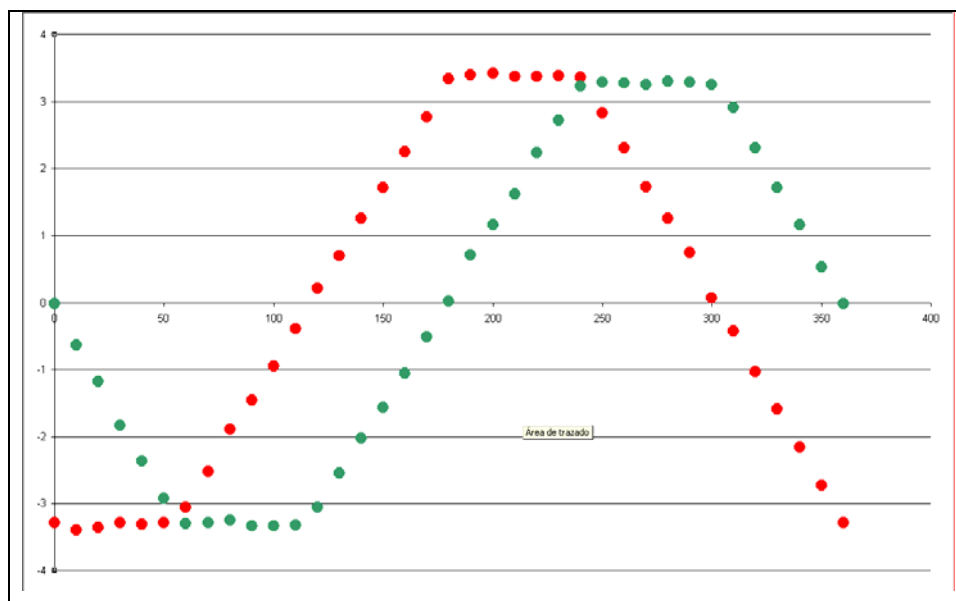


Figura 6. Grafica de las señales de salida vs deflexión de la dirección y referencia (Norte).

Aquí se observa que el voltaje máximo de entrada (5V) y el voltaje de salida (aprox. 3.5 V) están en el rango de operación de la tarjeta de adquisición y el ruido es mínimo; por lo cual no será necesario un circuito filtro y amplificador o reductor.

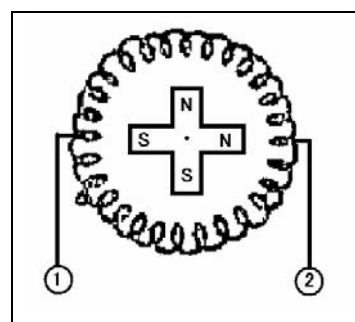


Figura 7. Generador Magnético

VELOCIDAD DEL VIENTO

El sensor de rapidez consta de una hélice con 4 aletas las cual en su eje de giro tiene un generador magnético el cual al moverse por acción del viento produce un voltaje AC (Ley de Faraday) la que es adquirida.

Rango de medida: 0 a 60 m/s

Medidas de exactitud: menores de 10 m/s +0.5m/s

Sobre 10m/s + 5%

Indicador: 0 a 60 m/s

OPERACION

El generador magnético transmite el voltaje que es proporcional a la velocidad del viento debido a que la velocidad de rotación del propulsor es proporcional a la rapidez del viento.

CALIBRACION

Debido a la carencia de un túnel de viento se tomó valores obtenidos por el fabricante (voltaje de salida a 5m/s es 2.6V).

Como en el caso del anemómetro los voltajes obtenidos son fáciles de medir con la tarjeta de adquisición, es por ello que obviamos circuitos adicionales.

SOFTWARE DE OPERACION

Se desarrollo en el software LABVIEW 7.0 y el desarrollo del software consta de 4 partes:

- Adquisición de las señales (dirección)
- Adquisición de la señal para la rapidez.
- Proceso de conversión de las señales (dirección) en la dirección.
- Visualización de los datos en tiempo real y su posterior publicación en una pagina WEB.



Figura 8. Sistema automatizado del sensor de viento.(Grupo Astronomía – UNI)

CONCLUSIONES

- Se logro digitalizar la información tanto de velocidad como de dirección del viento.
- Fue necesario calibrar los dos sensores en la cual se obtuvieron ecuaciones para su comportamiento.

- El sistema anemo-veleta se logro automatizar con dependencia de un microcomputador.

Sugerencias

- Construir una tarjeta de adquisición de datos para eliminar la dependencia de la tarjeta de adquisición.

-Hacer pruebas con datos reales en la Estación Terrena de Sicaya.

http://www.ibiblio.org/obp/electricCircuits/AC/AC_13.html
<http://avstop.com/AC/apgeneral/>)

BIBLIOGRAFIA

(<http://www.maritime.org/fleetsub/elect/chap10.htm>

IMPLEMENTACION DE LA PLATAFORMA MOODLE EN EL OBSERVATORIO DE HUANCAYO

SADITH SULY MATOS VILCHEZ

ISTP San Pedro de Huancayo

Computación e Informática

adhys_suly@hotmail.com

Practica dirigida por: Ing. Domingo Rosales C.

División de Geomagnetismo Observatorio de Huancayo

RESUMEN

El presente trabajo implementa un paquete de softwares que al funcionar conjuntamente brindan un servicio de cursos y sitios web basados en Internet que permiten brindar una mejor información a los estudiantes y publico en general que visitan al Observatorio de Huancayo. De acuerdo a las divisiones con que cuenta el Observatorio se ha implementado los cursos en línea los cuales serán administrados por los responsables de cada área, permitiendo de esta manera difundir los conocimientos científicos vinculados al campo de la Geofísica. Los softwares usados para este fin son basados en software libre con licencia GLP, lo cual permite que su uso, distribución y modificación no requieran ningún costo.

INTRODUCCION

En los últimos años se viene notando un notable incremento del número de visitas al Observatorio de Huancayo, principalmente por parte de estudiantes de distintos niveles de educación, además de turistas y publico en general.

En la página web del Instituto Geofísico del Perú y del Observatorio de Huancayo hay información limitada respecto a las áreas de investigación del Observatorio de Huancayo. Es así que los visitantes al Observatorio cuentan con poca información que se les pueda brindar a través de Internet. Para subsanar esta deficiencia se ha visto por conveniente implementar la plataforma Moodle, que es un sistema de gestión de cursos libre, el cual permite crear cursos y comunidades de aprendizaje en línea. De esta manera la comunidad en general principalmente los

estudiantes podrán tener acceso a una plataforma de aprendizaje a distancia cuyas características son: Foros, Gestión de contenidos (recursos), Cuestionarios con distintos tipos de preguntas, Blogs, Wikis, Base de datos de actividades, Encuestas, Chat, Glosarios, Evaluación, y Soporte de muchos idiomas (mas de 60 idiomas). Lo cual permitirán que los estudiantes y público en general interactúen con los investigadores del Observatorio de una manera más directa y personalizada. Contribuyendo de esta manera con una de sus funciones del Observatorio; que es el de difusión del conocimiento científico vinculados al campo de la Geofísica.

En los últimos años venimos comprobando como la formación a distancia esta extendiéndose a casi todos los procesos formativos de enseñanza. El uso de

Internet esta siendo clave para que las limitaciones espacio-tiempo sean cada vez menores. Por otro lado la aparición de entornos de trabajo virtuales cada vez más potentes e intuitivos nos esta facilitando el desarrollo de actividades de formación on-line. Este es el caso de Moodle.

METODOLOGIA

MOODLE es un software de libre distribución bajo licencia GLP, para la implementación se ha tenido que buscar información en la pagina web oficial de Moodle, leer los tutoriales y manuales de instalación, configuración y administración. Para posteriormente instalar sobre un servidor web y configurar e implementar con las áreas con que cuenta el Observatorio.

CARACTERISTICAS

MOODLE ha venido evolucionando desde 1999 y nuevas versiones siguen siendo producidas. En enero de 2005, la base de usuarios registrados incluye 2 600 sitios en mas de 100 países y esta traducido a mas de 60 idiomas. Moodle viene de Modular Object Oriented Dynamic Learnign Environmental (Entorno de Aprendizaje Dinámico Modular, Orientado a objetos).

MOODLE es una plataforma de aprendizaje a distancia; es un sistema de gestión de la enseñanza, diseñada para ayudar a los educadores crear cursos de calidad en línea. Intervienen tres actores: usuario, profesor y administrador, los cuales interactúan mediante los recursos y actividades (Figura 1).

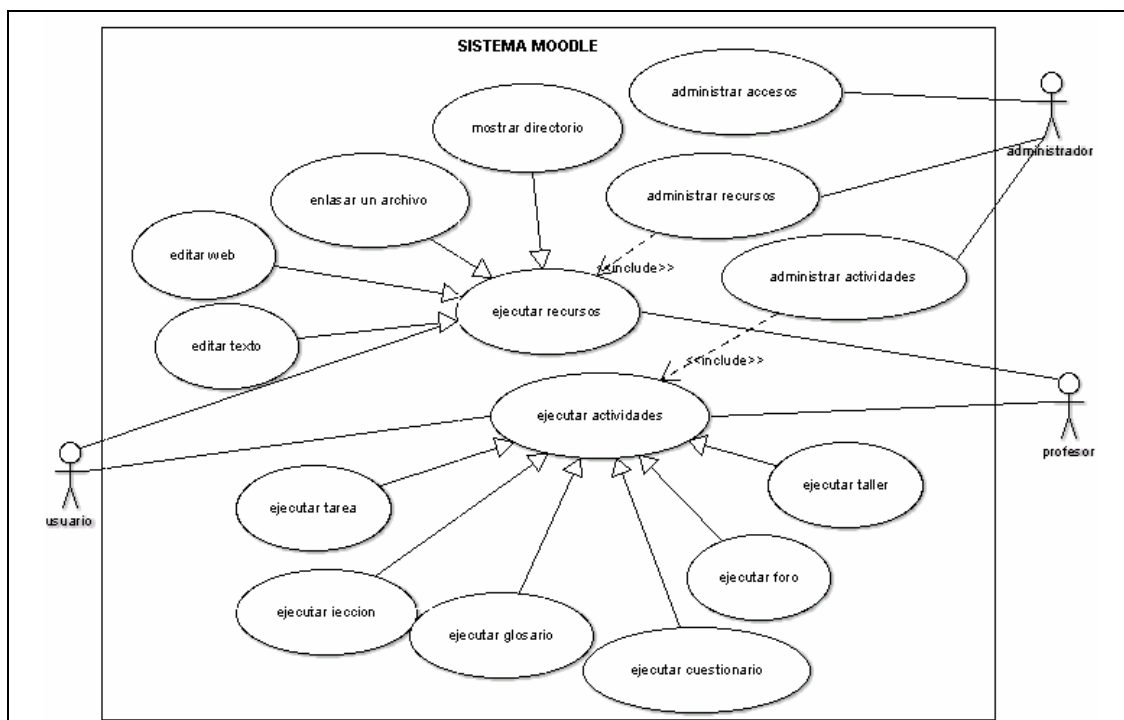


Figura 1. Caso de uso del Sistema Moodle.

MOODLE es una aplicación web que puede funcionar en cualquier ordenador (computador) en el que pueda correr PHP, y soporta varios tipos de bases de datos (en especial MySQL y PostgreSQL).

MOODLE permite crear espacios virtuales de trabajo, formados por recursos de información (En formato textual o tabular, fotografías o diagramas, audio o vídeo, páginas web o documentos acrobat entre muchos otros) así como recursos de formación tipo tareas enviadas por la web, exámenes, encuestas, foros entre otros.

Nos ofrecen:

Diseño General.

Promueve una pedagogía constructivista.

Apropiada para el 100% de las clases en línea.

Tiene una interfaz de navegador de tecnología sencilla.

Es fácil de instalar en casi cualquier plataforma que soporte PHP.

La lista de cursos muestra descripciones de cada uno de los cursos.

Los cursos pueden clasificarse por categorías.

Administración del Sitio.

El sitio es administrado por un súper usuario llamado “administrador”, definido durante la instalación.

Los “temas” permiten al administrador personalizar las características del sitio

como son: los colores del sitio, fuentes, presentación, etc.

Pueden añadirse nuevos módulos de actividades.

El código está escrito de forma clara en PHP bajo la licencia GLP, fácil de modificar para satisfacer sus necesidades.

Administración de Usuarios.

Los objetivos son reducir al mínimo el trabajo del administrador.

Soporta un rango de mecanismos de autenticación.

Los usuarios pueden crear sus propias cuentas de acceso.

Cada persona necesita sólo una cuenta para todo el servidor.

Una cuenta de administrador controla la creación de cursos.

Los responsables de las áreas pueden tener los privilegios de edición.

Los responsables pueden añadir una "clave de acceso".

Los responsables pueden inscribir a los alumnos manualmente.

Los responsables pueden dar de baja a los estudiantes manualmente.

Cada usuario puede elegir su idioma que usará en la interfaz de Moodle (Inglés, Francés, Alemán, Español, Portugués, etc.), (Figura 2).

OBSERVATORIO DE HUANCAYO Ud. no está en el sistema. (Entrar)

HUA ▶ Entrar al sitio

Idioma: Español - España (es_es) [▼]
 English (en)
 Español - España (es_es)
 Español - Internacional (es)
 Français (fr)
 日本語 (ja)

Alumnos inscritos

Entre aquí usando su nombre y contraseña:
(Las Cookies deben estar habilitadas en su navegador) ⓘ

Nombre de usuario:

Contraseña:

Algunos cursos pueden permitir el acceso como invitado:

¿Olvidó su nombre de usuario o contraseña?

Registrarse como alumno

Para tener acceso completo a los cursos necesita tener una cuenta para usted en este sitio web. Además, cada uno de los cursos puede tener una clave de acceso que necesitará para entrar en los mismos. Estos son los pasos a seguir:

1. Rellene la Solicitud de alta.
2. El sistema le enviará un correo electrónico para verificar que su dirección es correcta.
3. Lea el correo y confirme su alta.
4. Para entrar en los cursos se le pedirá una "clave de acceso", que se le enviará cuando se matricule en los mismos.
5. A partir de ese momento no necesitará utilizar más que su nombre y contraseña.

Ud. no está en el sistema. (Entrar)

Figura 2. Selección de idioma de idioma preferido de un usuario

Administración de Cursos.

Un profesor sin restricciones tiene control total sobre todas las opciones de un curso.

Ofrece una serie flexible de actividades para los cursos: foros, diarios, cuestionarios, recursos, consultas, encuestas, tareas, chats y talleres.

En la página principal del curso se pueden presentar los cambios ocurridos desde la última vez.

Todas las calificaciones para los foros, diarios, cuestionarios y tareas pueden verse en una única página.

Módulo de Tareas.

Puede especificarse la fecha final de entrega de una tarea y la calificación.

Los estudiantes pueden subir sus tareas al servidor.

Se permite enviar tareas fuera de tiempo.

Para cada tarea en particular, puede evaluarse a la clase entera.

Las observaciones del profesor se adjuntan a la página de cada estudiante.

Módulo de Chat.

Permite una interacción fluida mediante texto asíncrono.

Incluye las fotos de los perfiles in la ventana de chat.

Soporta direcciones URL, integración de HTML, imágenes, etc.

Todas las sesiones quedan registradas para verlas posteriormente, y pueden ponerse a disposición de los estudiantes.

Módulo de Consulta.

Es como una votación. Puede usarse para votar sobre algo o para recibir una respuesta.

El usuario puede ver una tabla que presenta de forma intuitiva la información sobre quién ha elegido qué.

Se puede permitir que los usuarios vean un gráfico actualizado de los resultados.

Módulo Forum.

Hay diferentes tipos de foros disponibles. Todos los mensajes llevan adjunta la foto del autor.

Las discusiones pueden verse anidadas.

El responsable del curso puede obligar la suscripción de todos a un foro.

El responsable del curso puede elegir que no se permitan respuestas en un foro.

El responsable del curso puede mover fácilmente los temas de discusión entre distintos foros.

Las imágenes adjuntas se muestran dentro de los mensajes.

Módulo Diario.

Los diarios constituyen información privada entre el estudiante y el profesor.

Cada entrada en el diario puede estar motivada por una pregunta abierta.

La clase entera puede ser evaluada en una página con un único formulario.

Los comentarios del profesor se adjuntan a la página de entrada del diario y se envía por correo la notificación.

Módulo Cuestionario.

Los profesores pueden definir una base de datos de preguntas que podrán ser reutilizadas en diferentes cuestionarios.

Las preguntas pueden ser almacenadas en categorías de fácil acceso.

Los cuestionarios se califican automáticamente.

Pueden crearse preguntas aleatorias.

Módulo Recurso.

Admite la presentación de cualquier contenido digital, Word, Powerpoint, Flash, vídeo, sonidos, etc.

Los archivos pueden subirse y manejarse en el servidor.

Se pueden enlazar contenidos externos en web.

Pueden enlazarse aplicaciones web, transfiriéndoles datos.

En la (Figura 3), podemos observar los diferentes recursos

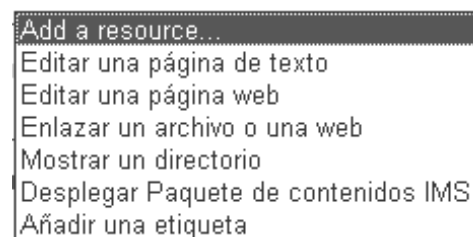


Figura 3. Recurso Moodle.

Módulo Encuesta.

Se proporcionan encuestas ya preparadas.

Los informes de las encuestas están siempre disponibles.

La interfaz de las encuestas impide la posibilidad de que sean respondidas sólo parcialmente.

Módulo Taller.

Permite la evaluación de documentos entre iguales, y el profesor puede gestionar y calificar la evaluación.

Admite un amplio rango de escalas de clasificación posibles.

ACTIVIDADES

El profesor puede suministrar documentos de ejemplo a los estudiantes para practicar la evaluación, aquí podemos observar los siguientes módulos de actividades (figura 4).

La presentación de la implementación de Moodle para el Observatorio de Huancayo es mostrada en la (figura 5)

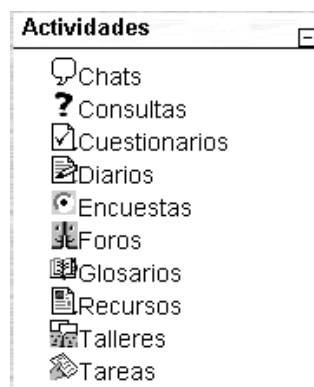


Figura 4. Actividades Moodle

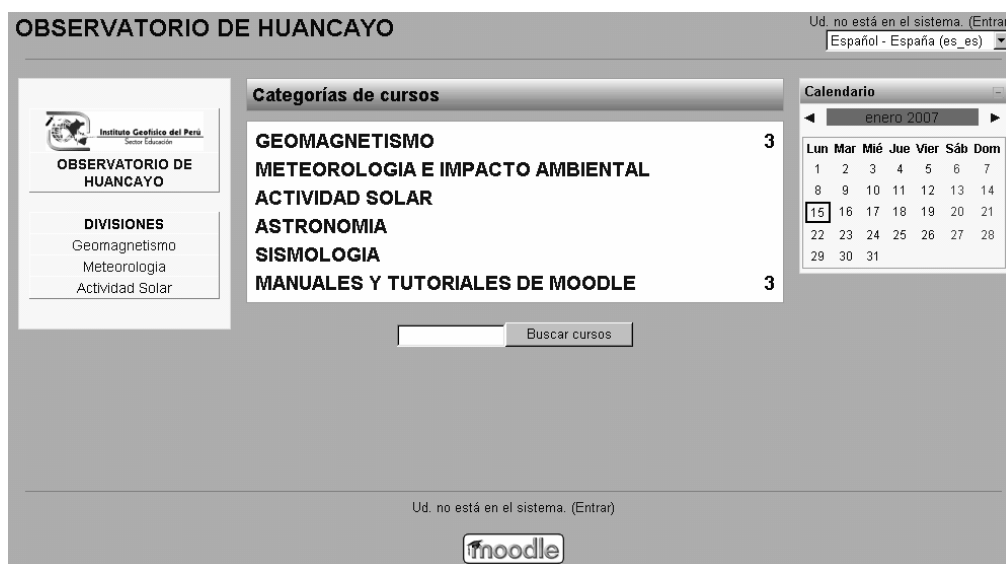


Figura 5. Presentación de la pagina web del Observatorio de Huancayo

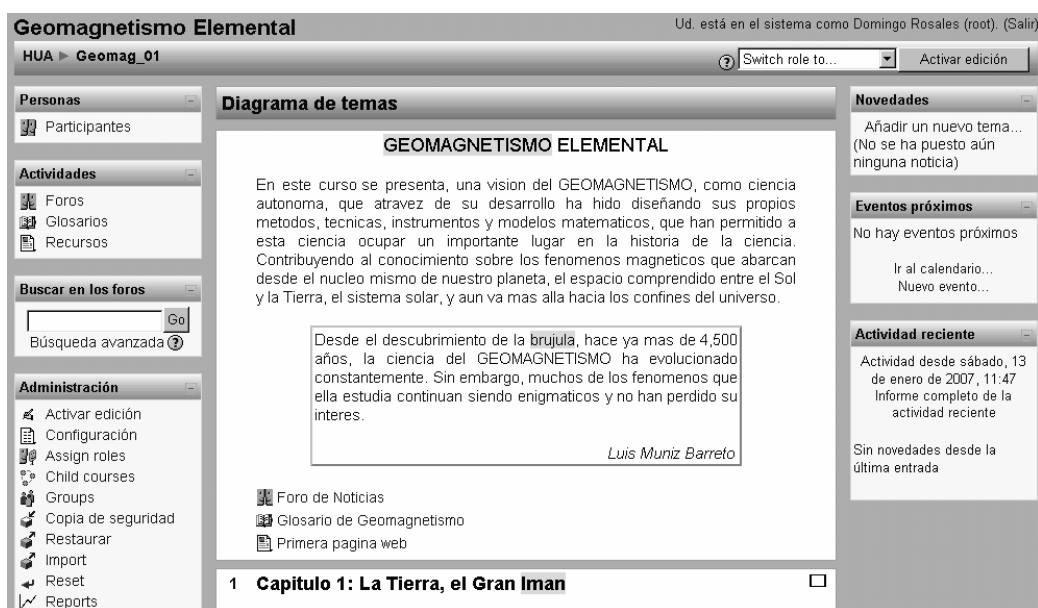


Figura 6. Presentación del curso de Geomagnetismo Elemental

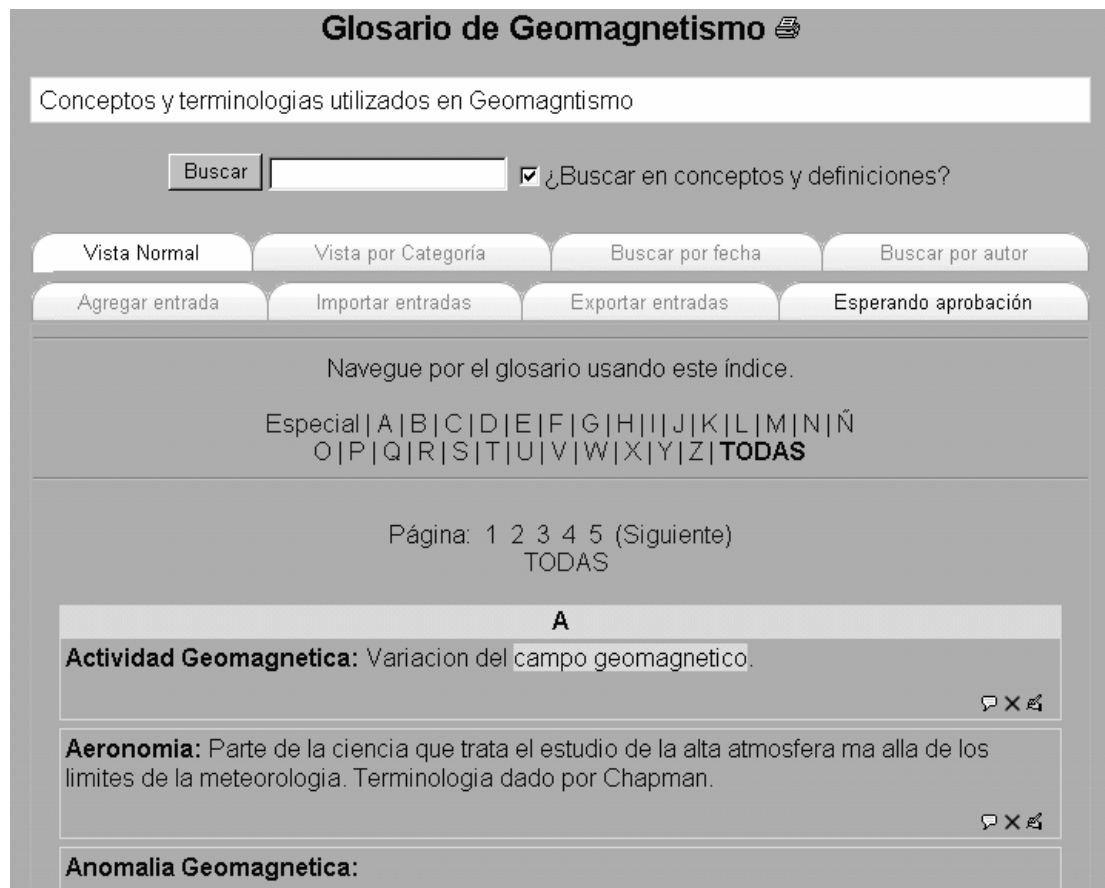


Figura 7. Glosario de Geomagnetismo implementado con Moodle.



Figura 8. Curso de Geomagnetismo Básico

INSTALACIÓN DE MOODLE.

Moodle requiere de otros softwares para su funcionamiento adecuado, el cual todo el paquete de softwares es:

Sistema Operativo – Linux, Mac OS X, Windows.

Moodle – programa para crear y gestionar curso

Apache – servidor Web.

MySQL – base de datos.

PHP – lenguaje de programación.

REQUIRIMIENTO MINIMO:

Memoria 256 MB de RAM.

Espacio libre en el Disco duro: 1 GB.

CARACTERÍSTICAS DE SERVICIO EN RED

Red Local (Redes Lan)

Sin acceso interno externo

Gran velocidad de acceso

Coste = 0

Administración del servidor

Orientado para el desarrollo de contenidos
o módulos

Internet

Acceso externo

Depende a la conexión a Internet

Coste > 0 (proveedor de servicio de
Internet)

Restricciones por el administrador del
servidor

Orientado para el uso de cursos activos

Moodle funciona con una amplia variedad
de tecnologías de servidores web y base de
datos. Actualmente la mayor instalación
Moodle en servicio lo tiene el (Open
Polytechnic de Nueva Zelanda) maneja
mas de 45 mil estudiantes y tiene
registrado mas de 6500 recursos.

SUGERENCIAS Y CONCLUSIONES

Acerca del Software Libre

Moodle es un software libre con licencia
GLP, el cual puede ser usado, distribuido y
modificado libremente, con la única
condición de reconocer los créditos
respectivos de quienes desarrollaron este
software. Moodle esta en constante
desarrollo lo que garantiza una permanente
actualización conforme avanza la
tecnología educativa. He querido dar
énfasis principalmente al uso del software
libre y demostrar que hay softwares de alta
calidad y pioneras en su genero como es el
caso de Moodle que esta mejor
implementado respecto a otros softwares
competidores comerciales del mismo
rubro.

El uso de software libre permite ampliar la
cultura informática de los estudiantes y
publico en general, pues permite insertar
no solo conocimientos técnicos sino
también valores morales, generando así
una conciencia de respeto a la ley y los
derechos de propiedad intelectual,
actualmente existe poca educación en
torno a los sistemas de licenciamiento de
los programas, ya que por ejemplo en
muchos centros de enseñanza creen que
solo basta la compra de una licencia de
programas comerciales para instalar una
aplicación en todas las computadoras, la
cual no es correcto; pero es recién en esa
situación donde el software libre
representa una gran alternativa en un país
en vías de desarrollo como el nuestro,
donde los centros de enseñanza e

instituciones publicas no pueden darse el lujo de usar software propietarios para cada computadora.

Por el lado técnico, el software libre empezando con los sistemas operativos permite desarrollar un sistema educativo que sumerge al estudiante en el manejo de estas herramientas y le permite "vivir" la experiencia de instalación y administración de una plataforma libre en el escritorio y le permite a no depender a una marca o a un producto específico, el alumno comprende el funcionamiento de una máquina y no se convierte en un simple usuario de programas empaquetados.

Asimismo presentamos la dura labor por la que la mayoría de las comunidades de software libre, quienes tienen que remar en su propia Universidad a fin de cumplir sus objetivos la cual es la de difundir el uso y dar a conocer la importancia del software libre en el país, ahora ellos se han trazado como meta la de crear proyectos propios y de trabajar en forma más unida y colaborativa. La enseñanza de software libre es imprescindible, para que los alumnos comprendan que tienen distintas opciones en el mercado y no dependan únicamente de ella y las instituciones educativas e incluso los centros de investigación comprenda el ahorro significativamente que ellas representan.

Acerca de la Implementacion de Moodle en el Observatorio de Huancayo:

La implementación de este software permite brindar mejores servicios de Internet a los usuarios que requieran información del Observatorio. Se ha habilitado cursos interactivos los cuales serán desarrollados por los investigadores que laboran en cada área, como son Geomagnetismo, Meteorología e Impacto Ambiental, Actividad Solar, Astronomía, y Sismología.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú, en especial a la división de Geomagnetismo del Observatorio de Huancayo, a las personas que laboran en esta área por el apoyo brindado en mis prácticas pre – profesionales y poder realiza presente trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

Castro L. (2004). Moodle: Manual del Profesor.

Castro L. (2004). Moodle: Manual de Usuario.

Centre d'Eduació i Noves Tecnologies de la UJI, (2004). Selección de un entorno virtual de enseñanza / aprendizaje de código fuente abierto para la Universidad Jaume I.

De la Torre, A. (2006). Introducción a la plataforma Moodle.

Escalante, A. (2005). Educación a distancia usando Moodle, una alternativa bajo Software Libre.

García, F. (2005). Propuesta de Integración de Moodle y LaTeX, Departamento de Estadística, Universidad de la Laguna.

La Torre A., Plataforma Moodle, 2006.

Liza, A. (2002). Modelando con UML, Editorial Imprenta RJ S.R. Ltda. 2002.

Queralt, G. (2005). Tutorial para crear paquetes SCORM y usarlos en Moodle.

<http://moodle.org/>

<http://virtual.cucs.udg.mx/moodle/>

http://www.colegiovirtual.org/moodle_site_s_page.html.

PROGRAMA PARA ESTABLECER UN HORARIO DE EJECUCIÓN AUTOMÁTICA DE LOS EXPERIMENTOS QUE SE EJECUTAN CON EL SISTEMA DE ADQUISICION BASADOS EN RECEPTORES DIGITALES ECHOTEK.

JOSE MANUEL QUIROZ ZAFRA

Especialidad de Ingeniería Electrónica

Facultad de Ciencias e Ingeniería

Pontificia Universidad Católica del Perú

jquiroz@jro.igp.gob.pe

Prácticas dirigidas por: Ing Karim Kuyeng

Radio Observatorio de Jicamarca – IGP

RESUMEN

El Radio Observatorio de Jicamarca cuenta con dos sistemas de adquisición, uno de ellos basados en receptores analógicos y el otro en receptores digitales. El segmento de recepción y digitalización del Radar de Jicamarca está conformado por un controlador de radar (RC), generador de radio frecuencia (RF), sistema de adquisición y programa de adquisición. Cada vez que se necesita ejecutar un experimento es necesario programar el controlador de radar con el patrón de pulsos correspondientes a los requerimientos del experimento, para lo cual se usa el programa PulseDesign, y luego del cual se debe ejecutar el programa de adquisición, que se encarga de la recolección de datos, para su posterior procesamiento y almacenamiento.

Para facilitar el trabajo del operario del radar, se desarrolló un programa que permite que la computadora programe estas tareas automáticamente, según el horario que el usuario lo haya establecido.

INTRODUCCION

El radar del Radio Observatorio de Jicamarca opera con un controlador de radar (RC), que se programa a través del puerto serial con el programa PulseDesign, el cual genera pulsos digitales para indicarle al generador de RF cuando transmitir. Los sistemas de adquisición de datos emplean los programas Rxd (receptores analógicos) y Acquire (receptores digitales) que configuran las tarjetas de recepción para la adquisición además de almacenar los datos. Para ejecutar los experimentos es necesario programar el RC y ejecutar el programa de adquisición correspondiente. El empleo de

estos programas implica necesariamente que el responsable del experimento opere la computadora a la hora del inicio del mismo.

Para facilitar el trabajo del operador, se creó un programa que permite programar las horas de inicio y fin del mismo para que la computadora programe de manera automática el controlador de radar ejecutando el programa PulseDesign e inmediatamente se ejecuta el programa de adquisición de los datos. Para que el programa sea más amigable y de fácil manejo se creó en una interfaz gráfica.

INTERFAZ CON EL USUARIO

El programa muestra una pantalla principal en dónde se tiene un botón (“Select Files”) para seleccionar los archivos *.racp que se emplearán para cada experimento (Figura 1). Esta opción muestra otra ventana que permite seleccionar los archivos *.racp que se emplearán en los experimentos que se desean ejecutar. La ventana principal tiene la opción de establecer las horas de inicio y fin de los experimentos. Tiene un botón (“Save Sch”) que permite grabar los horarios programados en un archivo para poder ser cargados cada vez que se necesite ejecutar estos experimentos. Se tiene un botón (“Delete”) para borrar algún experimento que se haya programado y no se desea ejecutar. Y tiene un botón (“Overwrite”) para reemplazar el experimento en caso se tenga algún error al momento de programarlo ya sea en la hora o en la selección del archivo que tiene formato *.racp, que programará el controlador de radar.

Se denomina modos a los experimentos que se ejecutarán, por ejemplo si se cargan dos archivos *.racp a ser ejecutados uno seguidamente del otro se tendrán dos modos, por lo que se escogerá mode 1 y mode 2 en las opciones del programa. Mode 1 corresponderá a la configuración del primer experimento y Mode 2 a la configuración del segundo experimento.

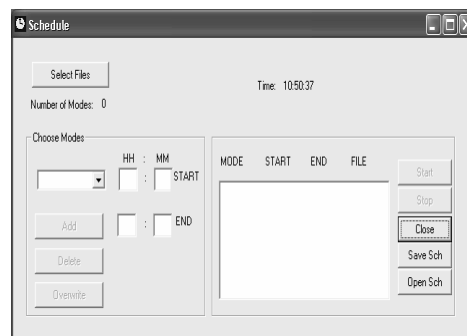


Figura 1. Ventana que permite seleccionar los archivos con extensión racp

En la Figura 2 se muestra la ventana en dónde se escogen los archivos *.racp. Esta ventana muestra cuatro botones a la derecha de la ventana. El primer botón de la parte superior permite buscar los archivos en las carpetas donde se encuentran guardados. Luego se observan los botones (“Add”), que permite agregar los archivos *.racp. Se tiene el botón (“Delete”) que permite deseleccionar los archivos que no se desean emplear. Y un tercer botón (“Overwrite”) que permite reemplazar el archivo que uno desea por otro. Se tiene dentro de la ventana una lista en dónde se muestran los archivos que se han seleccionado.

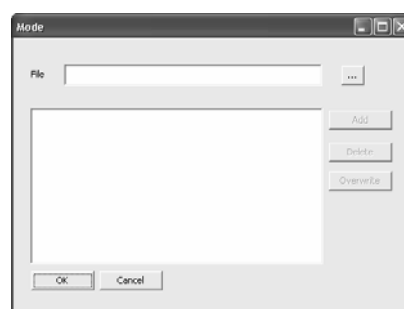


Figura 2. Ventana que presenta el comando que permite seleccionar los archivos con extensión racp.

FUNCIONAMIENTO DEL PROGRAMA

El usuario elige las horas en las que se darán inicio a los experimentos. A esa hora elegida por el usuario el programa ejecuta un comando del Pulse Design que programa el controlador de radar. Además inicia el programa de adquisición para comenzar a adquirir los datos. En el diagrama de flujo se observa el funcionamiento del algoritmo, que permite ejecutar los experimentos.

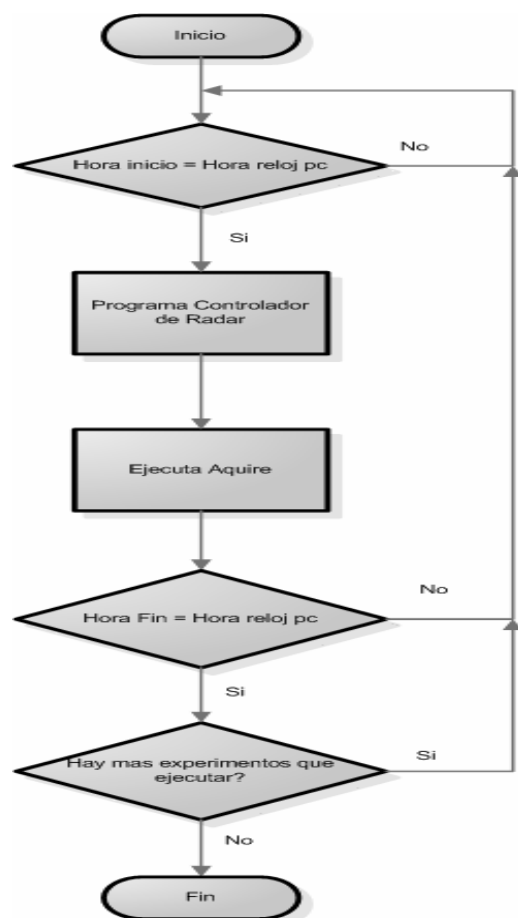


Figura 3. Diagrama de flujo del programa.

RESULTADOS

Se realizaron pruebas del programa ejecutando dos experimentos. Se crearon dos experimentos para pruebas con nombres ejemplo 1 y ejemplo 2. Y se programaron en horarios seguidos. En la figura 4 se observa como se programaron los horarios de los dos experimentos.

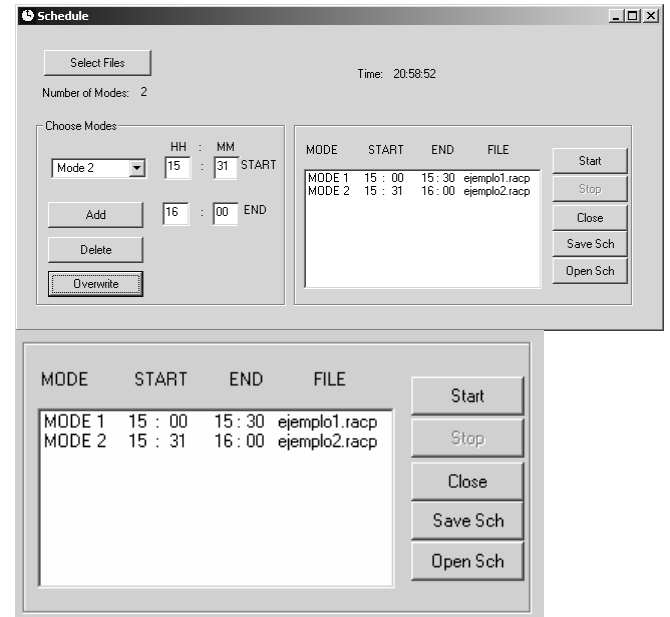


Figura 3. Ventana en donde el programa muestra los resultados finales.

En la figura se observa que el primer experimento se programó de 15:00 a 15:30 horas y seguidamente se programó el experimento ejemplo 2 de 15:31 a 16:00.

Cuando la hora del reloj de la computadora es igual a la hora de inicio, es decir 15:00 para el caso del primer experimento, el programa ejecuta el comando para programar el controlador de radar y comienza a adquirir datos hasta las 15:30. Cuando son las 15:31 se ejecuta el segundo experimento. Primero se

programa el controlador de radar y luego se comienza a adquirir datos.

Dentro de las opciones que se tiene es guardar el horario establecido para que se ejecuten los experimentos. Con la opción Save Sch se graba el horario del experimento, este con el formato *.sch Si posteriormente se desea ejecutar en la misma secuencia los experimentos se puede cargar el archivo *.sch y simplemente se presiona el botón Start para que se ejecuten los experimentos.

CONCLUSIONES Y

RECOMENDACIONES

Este programa tiene como objetivo facilitar el trabajo de la persona encargada de ejecutar los experimentos, y le permite programar los horarios para que el experimento comience automáticamente sin necesidad de que el operador se encuentre presente frente a la computadora.

El desarrollar un programa con un entorno gráfico permite al usuario tener facilidad para programar los experimentos y permite que usuarios inexpertos puedan ejecutar los experimentos.

Este programa permite ejecutar experimentos en dónde se deben cambiar la configuración de los pulsos a determinadas horas, como ocurre con el experimento de Julia EW, en dónde se miden diversos fenómenos de la atmósfera. A determinadas horas se cambian los pulsos para poder medir vientos o medir ecos a los 150km de altura.

El programa esta en su fase inicial y podría agregarse funciones para que se pueda usar vía Internet, accedendo remotamente a la computadora encargada de adquirir los datos. Además podría ser como un administrador del sistema de adquisición.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al personal del ROJ, por el apoyo brindado. En especial a Karim Kuyeng por su valioso aporte en la elaboración del programa.

BIBLIOGRAFIA

Jeff Prosise – Programming Windows with MFC Second Edition (1999), pp.806-813.

ANALISIS DE FASES SISMICAS

DINA BILHA HERRERA PUMA
*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
hbilha@hotmail.com*

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

INTRODUCCIÓN

Desde que el hombre comprendió que la Tierra era redonda, mostró interés en conocer su interior, encontrando en la sismología una herramienta importante para tal objetivo. Fueron los Chinos (132 A.D.), los primeros en construir instrumentos para registrar los sismos; sin embargo, los sismógrafos como tales fueron construidos recién 1880 en Japón por sismólogos británicos. No pasó mucho tiempo para que los científicos reconocieran que también era de interés registrar sismos que ocurrían a miles de kilómetros de distancia de un punto de referencia (Paschwitz 1889). Con ello se determinó que las ondas sísmicas pueden viajar grandes distancias a través del interior de la Tierra. Este descubrimiento tendría un gran impacto en el desarrollo posterior de la sismología (Kanamori, 1986) y motivó a los investigadores a usar las características de las ondas sísmicas para explorar el interior de la Tierra.

El estudio de los tiempos de viaje de las

ondas sísmicas fue el elemento que marcó las investigaciones a principios del siglo XX, y la acumulación de datos permitió construir tablas de estimación de tiempo de viaje de las ondas que permitieron determinar globalmente la estructura interna de la Tierra. Para ello ya se contaba con el antecedente de la existencia del núcleo de la Tierra gracias a los trabajos de Oldmhan (1906). Dicho conocimiento junto a las tablas de Jefreys-Bullen (Jeffreys y Bullen, 1935; Bullen, 1937, 1938; Jeffreys, 1939), serían fundamentales para establecer el primer modelo completo de la estructura de la Tierra y entender su interior. Desde ese momento, para la sismología ya no sería suficiente entender los procesos que generan un sismo, ahora se requería comprender el origen de las anomalías existentes en los tiempos de arribo de las ondas, las causas de la atenuación de la energía, la distribución de las heterogeneidades en el interior de la tierra, etc. Compilaciones posteriores de datos sísmicos permitieron construir otras tablas

de recorrido-tiempo cada vez más precisas, basadas en datos de mejor calidad obtenidos con sismógrafos electrónicos. Las nuevas correcciones en los tiempos de recorrido de las ondas derivaron en las tablas de Herrin (1986) y después en las denominadas tablas PREM (Dziewonski y Anderson, 1981), IASP91 (Kennet y Engdhal, 1991) y AK135 (Kennet, 2005) (Gomes, 2004). En el presente trabajo se realiza una revisión de los principales acontecimientos que llevaron a conocer lo que hoy en día se sabe sobre el interior de nuestro planeta Tierra.

ESTRUCTURA DE LA TIERRA

El conocimiento actual acerca del interior de la Tierra es el resultado de numerosos estudios científicos, en su mayoría basados en la propagación de las ondas sísmicas a través del propio material terrestre. De esta manera ha sido posible determinar su composición y dividirla en varias capas concéntricas. La corteza, el manto y el núcleo, fueron conocidos a principios de siglo XX, fundamentalmente por trabajos del geofísico Oldham (1906) que identificó a las ondas P y S, a partir de observaciones, a escala global, de los tiempos de recorrido de estas ondas y que sumados a la construcción de las primeras tablas de recorrido-tiempo dedujo de ellas la existencia del núcleo, en el cual las ondas tenían menor velocidad que el manto (Udias et al., 1997). Asimismo Mohorovicic (1909), identificó la

discontinuidad que separa la corteza del manto a partir de los tiempos de arribo de 4 ondas importantes que llegaban en el siguiente orden: onda Pn con una velocidad de 7,76 km/s; onda Pg con 5,57 km/s; onda Sn con 4,36 km/s y onda Sg con una velocidad 3,36 km/s. A partir de esta información se dedujo la existencia de la discontinuidad del Moho que separa la corteza del manto. Gutenberg (1914), estableció la profundidad del núcleo al presentar nuevas curvas de tiempo de recorrido de las ondas P y S para las distancias entre 80 y 180° y de ellas dedujo para la superficie del núcleo una profundidad de 2,900 km (Udias et al., 1997). Otros avances importantes se registraron entre 1930 y 1940, fundamentalmente por parte de Jeffreys y Bullen, que establecieron con precisión las tablas de velocidad de las ondas en las diferentes capas de la Tierra y por Lehmann (1936), que descubrió que el núcleo estaba formado por dos capas diferentes (núcleo externo y núcleo interno) al observar las ondas P y PKP entre 105° y 143° (zona de sombra). Desde entonces el conocimiento de la estructura del interior de la Tierra ha avanzado y continúa haciéndolo gracias a la ampliación de la red mundial de estaciones sismológicas, a la utilización de las explosiones como fuentes generadoras de ondas sísmicas y al empleo de ordenadores para el tratamiento masivo de datos.

Sobre la base de estas y de otras observaciones, se ha dividido a la Tierra en:

Corteza, Manto y Núcleo (Figura 1). Posteriormente, el estudio de otros campos de la geofísica como la Gravimetría y Reología han permitido proponer otra clasificación para la Tierra que considera

además su composición química, temperatura, densidad y presión. Esta última clasificación divide la tierra en: Litósfera, Astenósfera, Mesósfera, Núcleo externo y Núcleo interno (Figura 1).

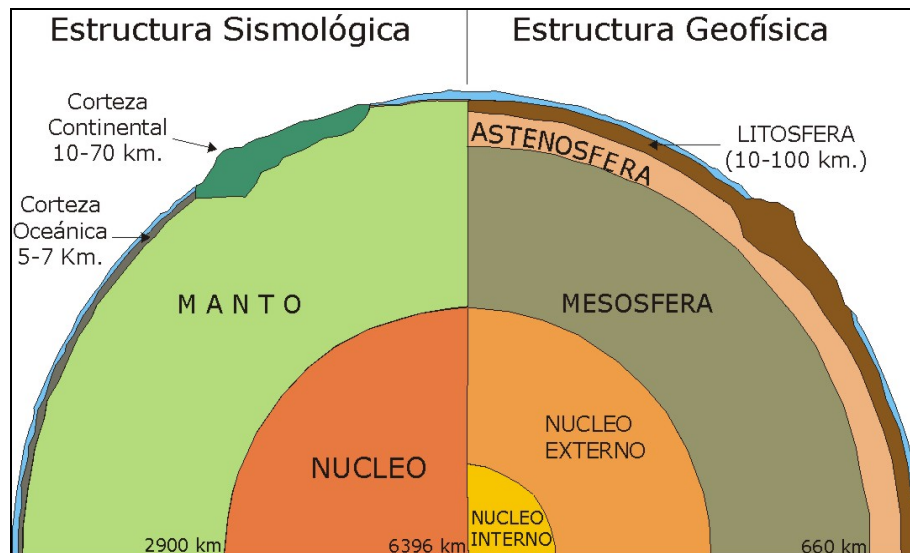


Figura 1. Estructura Sismológica y Geofísica de la Tierra

Estructura sismológica de la Tierra

El estudio del comportamiento de las ondas sísmicas P y S (cambio de sus velocidades al pasar a través de materiales de diferente elasticidad) durante su recorrido por el interior de la Tierra muestra una idea clara de su estructura interna y que ha permitido a los sismólogos dividirla en: corteza, manto y núcleo (Figura 2).

La Corteza. Formada por rocas heterogéneas (granito, basalto) y con un espesor promedio de 35 km en los continentes (con mayor espesor en algunas cadenas montañosas) y cerca de 0 km bajo algunas áreas de los océanos Pacífico y

Atlántico. La corteza ocupa un volumen de 0.0155 del total de la Tierra. En esta estructura la velocidad de las ondas varían según el tipo de roca que atraviesa; pero por lo general, para la onda compresional P el promedio es de 6 km/s (5.2 km/s en la superficie y 6.9 km/s en la parte inferior de la corteza).

El Manto. Estructura compuesta por rocas básicas y ultrabásicas con un espesor aproximado de 2,885 km. La velocidad de la onda compresional P aumenta de 8.1 km/s (debajo de la corteza) hasta 13.6 km/s (en la base del manto). En la actualidad se le divide en manto superior y manto

inferior.

El núcleo. Descrito como una esfera de hierro, cuyo espesor va de aproximadamente 2,885 hasta 6,371 km. El núcleo es dividido en núcleo externo fluido

(no transmite ondas S) y núcleo interno sólido (transmite ondas P y S) aquí la velocidad de la onda compresional es de 8.1 km/s en la superficie del núcleo aumentando hasta 11.5 km/s en su interior.

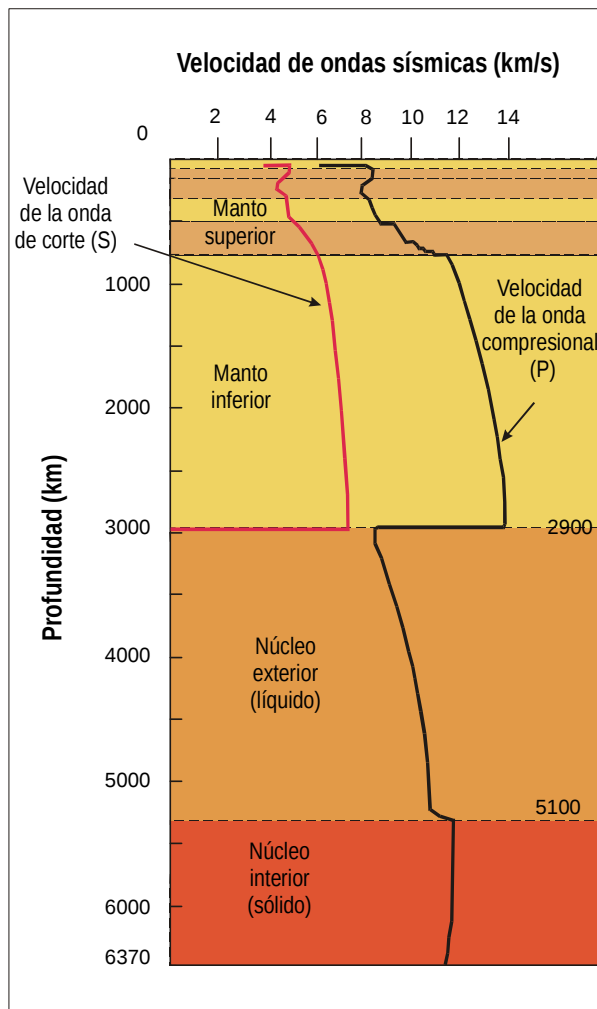


Figura 2. Comportamiento de las ondas P y S cuando pasan a través de las capas interiores de la Tierra.

Estructura geofísica de la Tierra.

Con la teoría de la tectónica de placas, en los años 1970 los geofísicos empezaron a darse cuenta que las placas tenían que ser más gruesas que solamente corteza o que se romperían al moverse. Así utilizando otros

métodos geofísicos como la gravimetría y reología llegaron a definir la existencia de la litósfera, astenósfera, mesósfera, núcleo externo y núcleo interno (Figura 1).

Litósfera. Capa rígida formada por la corteza y la parte superior del manto con un

grosor aproximado de 100 km. La litósfera esta fragmentada en una serie de placas (placas tectónicas o litosféricas) en cuyos bordes se concentran los fenómenos geológicos endógenos, como el magmatismo (incluido el vulcanismo), la sismicidad o la orogénesis. En la práctica no es fácil traducir esta interpretación teórica a un espesor concreto. Pero se aplican distintas aproximaciones como:

Litósfera térmica. Bajo este concepto la litósfera constituye la capa límite superior fría de la convección del manto. En otras palabras la litosfera se diferencia térmicamente de la astenósfera por ser conductiva (y no convectiva) y por poseer un gradiente geotérmico elevado. Algunos autores proponen que el límite inferior de la litosfera se encuentra en la isoterma 600°C, debido a que a partir de esta temperatura el olivino comienza a ser dúctil (o plástico).

Litósfera sísmica. La base de la litósfera se caracteriza por una reducción en la velocidad de propagación de las ondas S y una elevada atenuación de las ondas P. Esta definición tiene la ventaja que es fácilmente detectable a través de estudios sismológicos.

Litósfera elástica. Desde el punto de vista de la reología y bajo el principio de isostasia, la litosfera es la capa elástica que flota sobre la astenosfera. Es posible calcular su espesor a partir de su flexión por diferentes cargas, en especial a través del

rebote post-glacial y la erosión rápida de los continentes.

Las litósferas térmica y sísmica tienen espesores equivalentes. En general el espesor de la litósfera elástica es mayor a los otros dos.

Astenósfera. Zona del manto terrestre que está debajo de la litósfera, aproximadamente entre 100 y 240 kilómetros por debajo de la superficie de la Tierra.

Es una capa plástica, en la que la temperatura y la presión alcanzan valores que permiten que se fundan las rocas en algunos puntos. En la astenósfera existen lentos movimientos de convección que explican la deriva continental. Además, el basalto de la astenósfera fluye por extrusión a lo largo de las dorsales oceánicas, lo cual hace que se renueve constantemente el fondo del océano. Por su parte inferior, la astenósfera va perdiendo sus propiedades plásticas más abajo de los 350 km y progresivamente adquiere la rigidez del manto inferior hacia la profundidad de 850 km.

Durante años se ha afirmado que en el interior de la Tierra, a partir de unos 100 kilómetros de profundidad, existiría una zona llamada astenósfera que presentaría una baja velocidad de las ondas sísmicas S, razonándose que esto se debería a una baja viscosidad de la parte superior del manto (pues las ondas S o de corte no se transmiten en fluidos). De esta forma se explicaba el movimiento continuo de los

continentes dentro de la teoría de la Tectónica de Placas, así como el fenómeno de equilibrio isostático de los continentes sobre el manto. Hace una década, la idea de esta franja como imprescindible para explicar la deriva continental entró en duda según nuevos datos, proponiéndose un sistema en donde la corteza se moviera solidariamente con el manto subyacente hasta el núcleo. Se propuso así mismo que el equilibrio isostático se produciría entre la parte inferior del manto (sólido) y la parte exterior del núcleo terrestre (líquido). Sin embargo, esta última propuesta no cuenta con datos suficientes al respecto para definir la situación.

Mesósfera. Es la parte del manto situada entre la astenósfera y el núcleo externo, se extiende hasta los 2900 km. A pesar de la extrema temperatura, la presión del peso de las capas que están por encima (litósfera y astenósfera) son lo suficientemente grande como para mantener sólido el material de la mesósfera. Su estructura es muy homogénea con un aumento lento de la velocidad con la profundidad de 11 a 13.5 km/s para la onda P y de 6 a 7 km/s para la onda S.

Núcleo externo. El núcleo externo rodea al núcleo interno y se cree que está compuesta de hierro líquido mezclado con níquel y trazas de otros elementos más ligeros. Se considera que la convección presente en esta capa, junto con la agitación causada por la rotación de la Tierra provoca la

aparición del campo magnético terrestre (hipótesis de la dinamo). Su espesor es de unos 2300 km., comprendidos entre los 2900 y los 5200 km de profundidad, es de naturaleza fluida, no se propagan ondas S y en él la velocidad de las ondas P disminuye de 13.5 km/s en la base del manto inferior a 8.2 km/s. Esta velocidad aumenta lentamente de forma que el punto más profundo del núcleo externo, la velocidad es de 10.3 km/s.

Núcleo interno. Tiene un espesor de 1,370 km es de naturaleza sólida debido a que existen enormes presiones (de 3 a 3.5 millones de atmósferas) lo cual hace que el hierro y el níquel se comporten como sólidos. La velocidad de las ondas P en su interior es de 11.3 km/s y prácticamente constante. Las ondas S en el núcleo interno tiene una velocidad de 3.8 km/s. En esta parte del núcleo se registra la temperatura mayor (6000°C). A partir de recientes datos sísmicos parece concluirse que ese núcleo interno sólido férrico es anisotrópico; es decir, no se comporta del mismo modo en todas las direcciones, aunque ello se ha asociado a orientaciones preferentes de los cristales férricos. La situación todavía permanece sin explicación convincente, aunque posiblemente ello pueda tener relevancia respecto al comportamiento geodinámico magnético de la Tierra.

CLASIFICACION DE LOS SISMOS

Uno de los fenómenos más importantes que resultan 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). Un sismo ocurre cuando repentinamente las rocas en la zona de la falla se deslizan una contra otra, descargando la presión que ellas han acumulado en el tiempo. La energía que se libera rompe el aparente equilibrio estático del interior de la Tierra y produce en el medio una vibración con movimientos ondulatorios de la Tierra.

Los sismos se clasifican dependiendo de una característica específica, y cada una es independiente de las otras, así por ejemplo se puede considerar:

- Según su distancia epicentral.
- Según su profundidad de foco.
- Según su magnitud.
- Según su origen.

Clasificación según su distancia epicentral.

Considerando la distancia epicentro-estación medido sobre la superficie de la Tierra, en la conferencia de sismología, realizada en Génova (1958–1959) se definieron tres zonas para la clasificar los sismos:

Primera zona. Considera a los sismos que se originan a distancias menores a 10° y en general son llamados sismos locales.

Segunda zona. Agrupa a los sismos que ocurren a distancias comprendidas entre 10° y 20° y en general son llamados sismos regionales.

Tercera zona. Considera a los sismos que ocurren a distancias entre 20° y 180° en general son llamados telesismos.

Donde: 1° es igual a 111.11 km.

Desde esa época, el concepto de evento sísmico local, regional y telesísmico, basado en su distancia epicentral, fueron ya establecidos y en tal forma estos son reportados a los centros internacionales de localizaciones (Willmore, 1968).

En la Figura 3 se presentan ejemplos de registros de sismos locales, regionales y telesismos. Los sismos locales se caracterizan por presentar altas frecuencias y diferencias Ts-Tp menores a 10 segundos. En estos registros fácilmente se identifican a las fases P y S (Figura 3A). Los sismos regionales presentan menor rango de frecuencias y Ts-Tp mayores a 10 segundos (Figura 3B). Los telesismos se caracterizan por atravesar la Tierra y sus registros presentan bajas frecuencias, siendo posible identificar la existencia de varias fases como producto de sus reflexiones y refracciones al atravesar las diferentes capas y discontinuidades existentes en el interior de la Tierra. Cada una de estas fases sísmicas representadas

por siglas como: PP, SS, PcP, ScS.

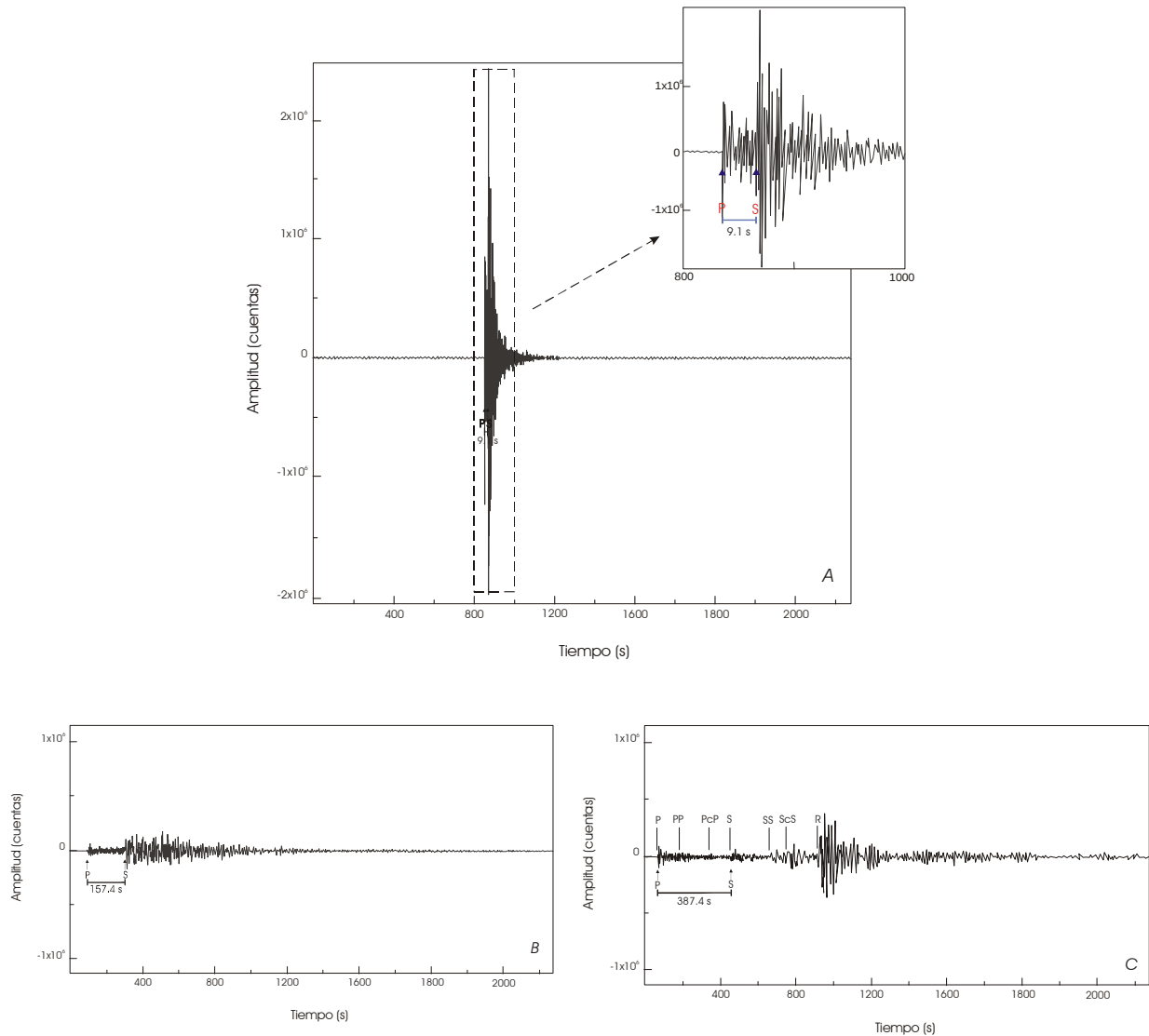


Figura 3. A) Sismo Local ocurrido en Tacna (20 de noviembre del 2006) y registrado en la estación TOQ (Toquepala) a una distancia epicentral de 0.5° con S-P=9.1 Seg, En la esquina superior derecha se muestra una ampliación del área delimitada por líneas discontinuas.

B) Sismo Regional ocurrido en Moyobamba (26 de septiembre del 2005) y registrado en la estación de LYA (Tacna) a una distancia epicentral de 14.2° con S-P=157.4 Seg.

C) Telesismo ocurrido en México (09 de agosto del 2000) y registrado por la estación de CUS (Cusco) a una distancia epicentral de 43.6° con S-P=387.4 Seg.

Las designaciones estandarizadas para los diferentes tipos de ondas sísmicas (fases en el sismograma), se presentan en la Figura 4 y en la Tabla 1. Así, una onda longitudinal emitida del foco (origen del evento) hacia un lado de la superficie terrestre se le indica

con la letra P, después de la primera reflexión en la superficie esta puede seguir siendo una onda longitudinal (PP) o pasar a ser una onda transversal (PS). Un sentido análogo tiene las ondas S, SS, y SP, etc. El símbolo “c” se emplea para señalar en la

reflexión de onda el límite del núcleo terrestre, así se obtienen la fase PcP, ScS, ScP y otras. La letra “k” se utiliza para designar un segmento del recorrido de la onda (del tipo P) en el núcleo líquido exterior, así la fase PKS corresponde a una onda que ha salido como P, después se ha refractado al pasar del núcleo al manto, convirtiéndose en una onda del tipo S y luego sin variar ha salido a la superficie

terrestre. La letra “i” señala la reflexión de la onda hacia arriba con respecto al límite del núcleo interior y las letras “I” y “J” designan los tramos del recorrido de la onda P y S en el núcleo sólido interior de la Tierra. Así aparecen las fases PKiKP, PKIKP y PKJKP. El estudio de estas ondas se utilizan para la construcción moderna de los modelos de estructura terrestre (Tavera, 1987).

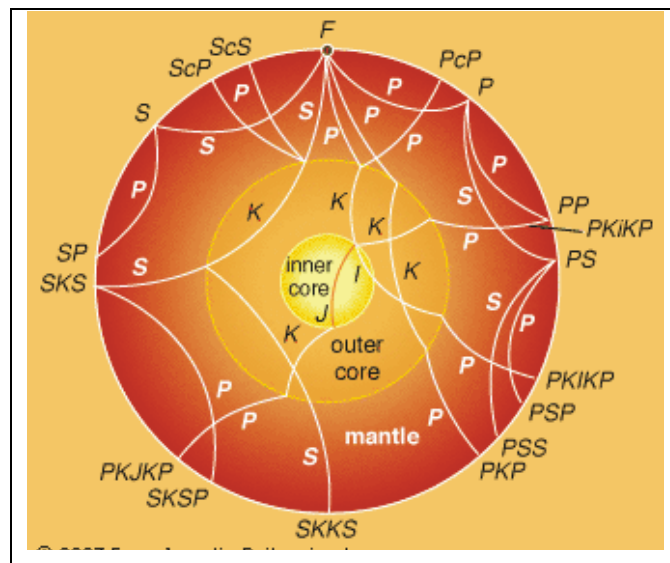


Figura 4. Ejemplo de rayos sísmicos en el interior de la Tierra (Bolt, 1982)

Tabla 1. Principales fase registradas. Las fases en paréntesis se observan teóricamente; en la práctica su lectura es incierta. (Coulomb y Jobert, 1973)

<i>Clase</i>	<i>Distancia (°)</i>	<i>Fases Aparece- Desaparece</i>	<i>Principales Fases Observadas</i>
1	0 - 8		<i>Pg, Pn, Sn, Sg.</i>
2	8 – 30	<i>P, S, Pg, Sg (Múltiples)</i>	<i>P, S, PcP, ScS, (PP)</i>
3	30 - 70	<i>Múltiples de P y S</i>	<i>P, PP, (PPP), PcP, s, ScS, (SkS), SS, P´P´</i>
4	70 – 105	<i>SKS, SKKS</i>	<i>P, PP, PPP, PS, SKS, SKKS, SS, PKKP</i>
5	105 - 143	<i>PKIKP, SKP, P, PcP, S, ScS</i>	<i>P(difractado) (PKiKP), PKIKP, PP, PPP, SKS, SKIKS, SKKS, SS, SSS</i>
6	143 - 180	<i>PKP1, PKP2</i>	<i>PKIKP, PKP1, PKIKP2, PP, PPP, SKIKS, PS, ´´S, SS, SSS</i>

A partir de los 105° de distancia epicentral se observa una brusca desaparición, tanto

de la onda P como de la onda S, apareciendo la onda P de nuevo a 143° ,

refractada en el núcleo, y con un retraso de casi 4 minutos. A esta zona se le llama zona de sombra.

Clasificación según su Profundidad de foco.

A fin de realizar un mejor análisis de la distribución espacial de los sismos, estos pueden ser clasificados de acuerdo a la profundidad de sus focos en sismos superficiales ($h \leq 60$ km), intermedios ($60 < h \leq 300$ km) y profundos ($h > 300$ km). Como ejemplo en la Figura 5 se muestra la distribución en profundidad de los sismos en el territorio peruano.

Sismos con foco Superficial ($h \leq 60$ km)

En la Figura 5, los círculos muestran los sismos con foco superficial, estando el mayor número ubicados de norte a sur, entre la fosa y la línea de costa, teniendo la mayor concentración en el sur del país entre los departamentos de Ica y Tacna. Otro agrupamiento puede ser observado frente a las costas de Ancash y la Libertad, estando todos posiblemente asociados al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la sudamericana. En el interior del continente, también existen presencia de sismos superficiales y estos se distribuyen de Norte a Sur, a lo largo de la zona subandina (un pequeño agrupamiento se puede observar en el departamento de San Martín) y en la Alta Cordillera (otro pequeño agrupamiento entre los departamentos de Pasco y Huanuco)

asociados a las deformaciones corticales (sistemas de falla).

Sismos con foco Intermedio ($60 < h \leq 300$ km)

En la Figura 5, los cuadrados muestran la distribución de los sismos intermedios en el Perú. Estos se encuentran cerca al litoral costero de la región norte en donde resalta un pequeño agrupamiento en los departamentos de Piura y Lambayeque y otro en la zona subandina en el departamento de San Martín. En el centro del país los sismos intermedios se encuentran en mayor número en el departamento de Ucayali y en el sur, en los departamentos de Ica, Ayacucho, Arequipa, Moquegua, Puno y en general cubren todo el Altiplano. Estos sismos pueden ser asociados a la deformación interna de la placa subyacente.

Sismos con foco Profundo ($h > 300$ km)

En la Figura 5, los triángulos representan los sismos con foco profundo, y ellos se distribuyen mayormente en la parte oriental del Perú concentrándose en las proximidades del límite Perú-Brasil con una orientación N-S; mientras que otros se muestran en el límite Perú-Bolivia. Estos sismos pueden ser asociados a la deformación interna de la placa de Nazca.

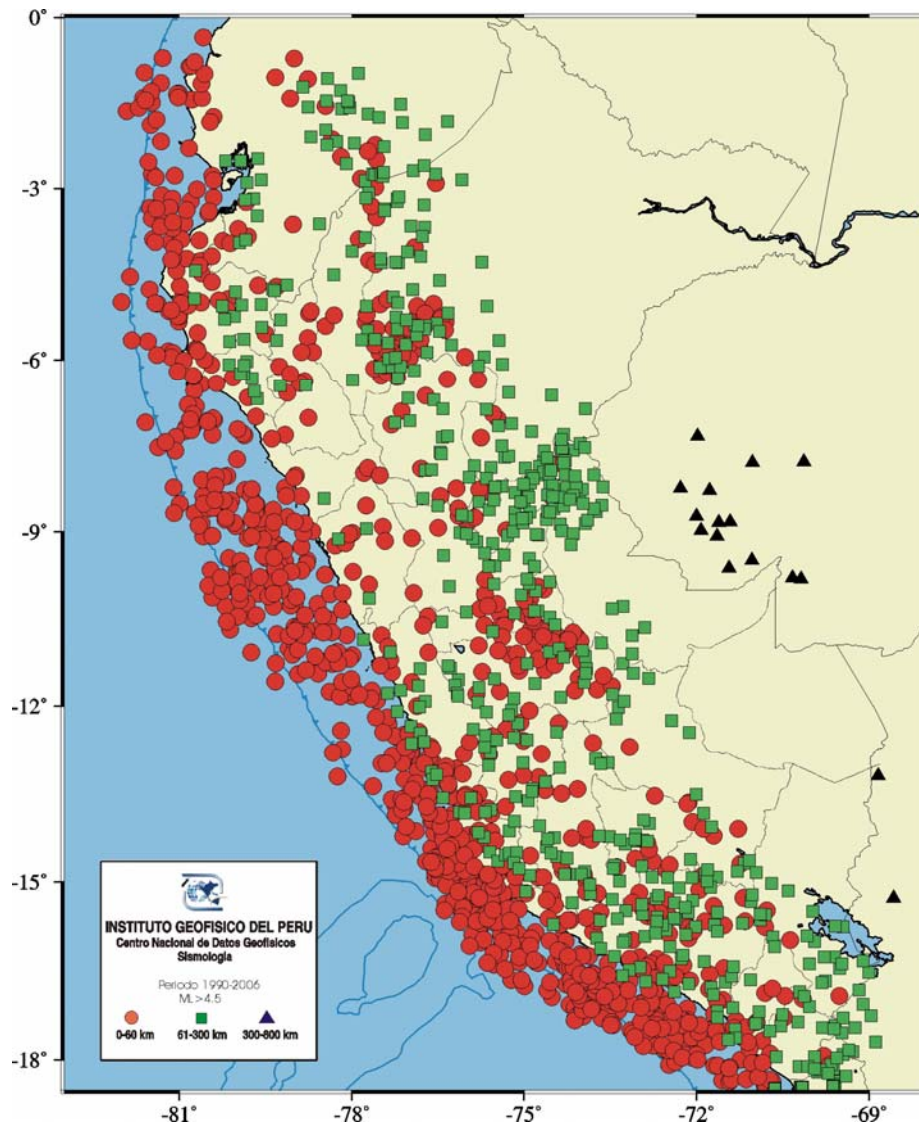


Figura 5. Mapa de distribución espacial de sismos ocurridos en el Perú entre 1990-2006 (Catálogo IGP). Los círculos muestran los sismos de foco superficial ($h \leq 60$ km), los cuadrados con foco intermedio ($60 < h \leq 300$ km) y los triángulos con foco profundo ($h > 300$ km)

Clasificación según su Magnitud.

La magnitud representa la energía sísmica liberada por un sismo y por lo tanto, dependiendo de su tamaño, distancia epicentral y profundidad de ocurrencia, estos pueden ser correctamente registrados por las estaciones sísmicas, las cuales también deben cumplir ciertas ventajas de amplificación o sensibilidad.

En general no es factible establecer una clasificación certera en función de la

magnitud por cuanto un sismo de magnitud 4.0 puede ser leve a 10 km de distancia entre el epicentro y la estación de registro o catastrófico a 150 km de distancia, sin embargo se puede aproximar la siguiente clasificación:

Sismos leves. Con magnitudes de 1-4.

Sismos moderados. Con magnitudes de 4-5.

Sismos grandes. Con magnitudes > 6 .

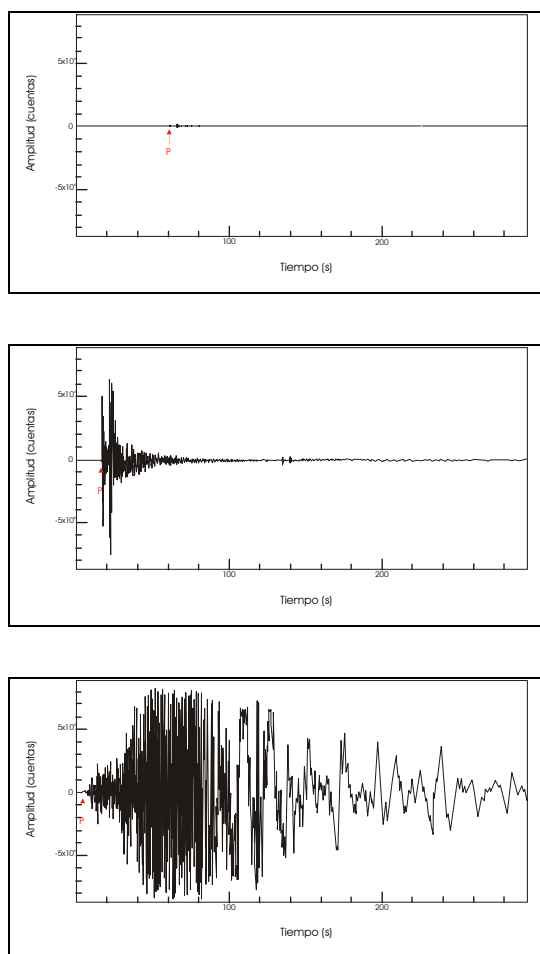


Figura 6. Registros de sismos con diferentes magnitudes registrados por la estación TOQ (Toquepala-Moquegua) A) Sismo con magnitud 3.2ML con epicentro en Tacna; B) Sismo con magnitud 5.8 ML con epicentro en Tacna y C) Sismo con magnitud 6.7 ML con epicentro en Arequipa. Obsérvese que las amplitudes de los siguientes sismos están en función del tamaño del sismo, siendo notoria la diferencia entre el sismo de magnitud 3.2 ML y 6.7 ML.

Clasificación según su Origen.

Si se considera el origen de los sismos estos pueden ser clasificados en:

Sismos de Colapso: Son producidos principalmente por el derrumbamiento de techos de cavernas o minas, trastornos causados por disoluciones de estratos de yeso, sal u otras sustancias, o a deslizamientos de terrenos que reposan sobre capas arcillosas, generalmente

ocurren cerca de la superficie y sólo son percibidos en áreas reducidas.

Sismos Tectónicos: Se generan por la interacción de placas tectónicas. De estos sismos se han definido dos clases: los interplaca, ocasionados por fricción en las zonas de contacto entre placas y los intraplaca, que se generan en la parte interna de las placas.

El 90 % de sismos tienen su origen en este fuente y dejan sentir sus efectos en zonas extensas.

Sismos Volcánicos: Estos sismos son simultáneos con las erupciones volcánicas y principalmente se originan por el fracturamiento de rocas debido a movimientos del magma. Aunque pueden producirse decenas de ellos no son tan grandes como los tectónicos.

Sismos Artificiales o inducidos: Estos Sismos afectan a una región muy pequeña y son los producidos por el hombre por medio de explosiones comunes o nucleares, con fines de exploración, investigación y explotación de bancos de materiales para la industria (extracción de minerales).

CONCLUSIONES

A pesar que la sismología es una rama de investigación muy joven, los descubrimientos y conocimientos alcanzados sobre la estructura interna de la Tierra han permitido poner de manifiesto su importancia.

Es notable que los primeros trazos o registros obtenidos de la vibración de la tierra ante la ocurrencia de los sismos, mostraran físicamente el interior de la misma a punto de definir que la tierra se asemeja a una esfera con anillos concéntricos con diferentes propiedades físicas y mecánicas.

El desarrollo instrumental del siglo XX y la sofisticación de los métodos para la explotación de la información sísmica, permitirá al hombre estar a la vanguardia de nuevos conocimientos y el comprender con mayor detalle como funciona esta obra de la naturaleza llamada Tierra.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco de manera muy especial al Dr. Hernando Tavera, Director del CNDG-Sismología por otorgarme la oportunidad de desarrollar practicas pre-profesionales, por su orientación y ayuda para conmigo. Asimismo, mi reconocimiento al personal de esta dirección por brindarme su apoyo. Finalmente, al Instituto Geofísico del Perú por la beca brindada.

BIBLIOGRAFIA

Bolt, B. (2003). Earthquakes fifth edition. W.H. Freeman and Company, USA, 366 p.

Gómez, J.M. (2004). El conocimiento de la Tierra a través del Impacto Tecnológico en la sismología. Geos, 2004, vol. 24, p. 30-39.

Kulhánek, O. (1990). Anatomy of seismograms. Eisevier Science Publisher, 178 p.

Tavera, J.H. (1987). Heterogeneidad de la Corteza y Manto superior Terrestre deducido de la Propagación de Ondas P y PKIKP (Región Andina – Subandina del Perú Central) (Región de la cordillera Blanca). Tesis Univ. Nac. San Agustín, Arequipa-Perú 90 p.

Udias, A. y Mézcua, J. (1997). Fundamentos de sismología, UCA Editores, 200 p.

PÁGINAS WEB

<http://es.wikipedia.org/wiki/Sismo>
<http://www.visionlearning.com/library>

GENERACIÓN DE MAPAS DE SUSCEPTIBILIDAD A DESLIZAMIENTOS A NIVEL DE CUENCAS. CASO DE ESTUDIO: CUENCA DEL RÍO PIURA

JOSÉ JUAN DE DIOS MEZA HUAYLINOS

Facultad de Ingeniería Geográfica y Ambiental.

Escuela de Ingeniería Geográfica.

Universidad Nacional Federico Villarreal

juan1_jose2@hotmail.com

Prácticas dirigidas por: Dra. Yamina Silva Vidal.

Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima

Ing. Juan Carlos Gómez

Procesos Internos de la Tierra

RESUMEN

En el presente documento, se muestra el proceso de análisis para la generación de mapas de susceptibilidad a deslizamientos a nivel de cuencas, considerando los factores condicionantes para la ocurrencia de estos eventos que puedan causar desastre. Se presenta un análisis realizado a manera de ejemplo para la cuenca del río Piura, considerando algunos datos significativos como pendientes, precipitaciones, litología del terreno, geomorfología y topografía del terreno. El mapa de susceptibilidad para la cuenca del río Piura se logra mediante el uso de un Sistema de Información Geográfica. Este tipo de mapas puede ser útil para instituciones locales, regionales, departamentales, instituciones públicas y privadas para la planificación de diversas actividades, entre ellas la prevención de desastres.

INTRODUCCIÓN

El presente documento contiene información sobre la aplicación de procesos de análisis para la identificación de las zonas que presentan mayor susceptibilidad a deslizamientos en la cuenca del río Piura.

La cuenca del río Piura, como cualquier otra cuenca en el Perú, a lo largo del tiempo ha sufrido cambios en su geodinámica externa e interna que ponen en peligro la seguridad física de las poblaciones e infraestructura que se ubican en el ámbito de la cuenca.

Es por ello que se requiere realizar el análisis de susceptibilidad a nivel distrital,

provincial, departamental y nacional, con mayor detalle a nivel de cuencas, que es el objetivo de este trabajo.

El desarrollo del *Mapa de Susceptibilidad para la cuenca del río Piura*, fue una etapa previa que se usó en el “Estudio de Peligros Relacionados con Precipitaciones Extremas en la Cordillera Andina y Borde Occidental del Perú” (IGP, 2006), que se elaboró por encargo del Banco de Crédito del Perú.

La elaboración de mapas de susceptibilidad a nivel de cuencas, toma en cuenta información sobre pendientes, geología, geomorfología, hidrología, entre otros. Estos mapas pueden ser usados por planificadores, arquitectos, ingenieros,

científicos y técnicos para las diferentes actividades.

El objetivo de este artículo es presentar la metodología seguida para generar los mapas de susceptibilidad a deslizamientos en la cuenca del río Piura.

En el documento, luego de la introducción, se hace la descripción detallada de la meteorología, los datos utilizados y las fuentes de estas, luego se hace una descripción de la cuenca del río Piura y finalmente se presentan las conclusiones.

METODOLOGÍA

La metodología usada para el presente estudio fue analizar los procesos y factores que condicionan la ocurrencia de deslizamientos.

Los Sistemas de Información Geográfica (SIG) permiten realizar dicho análisis mediante superposición de mapas temáticos de los diferentes factores condicionantes, mediante el establecimiento de bases de datos asociadas.

Cabe recordar que, el número de factores involucrados en el estudio deben ser los mínimos posibles pero representativos, ya que incluir variables superfluas no mejora los resultados, sino por el contrario complica mucho el análisis; y sobre todo el tiempo de ejecución del análisis, ya que se incrementa notablemente el tiempo

dedicado a la preparación de la información de partida (Santacana, 2001).

Las fases de análisis involucra: elección de las variables, análisis de las variables, obtención de los resultados y representación de los mismos en mapas de susceptibilidad, este proceso se describe en la Figura 1.

Elección de las variables.

Los factores que intervienen en el análisis de susceptibilidad se cuantifican mediante variables, se les asignan un valor numérico a cada factor en función de su importancia en la probabilidad de que se produzcan deslizamientos u otro evento para la zona de estudio, en este caso para la cuenca del río Piura y estimar el peligro.

La cuantificación de estos factores se presta a la subjetividad, aunque es obvio que unos factores son más decisivos que otros (la ponderación lo hace un especialista de acuerdo al tipo de información que se maneje).

Las variables usadas para el presente estudio se detallan en la Tabla 1.

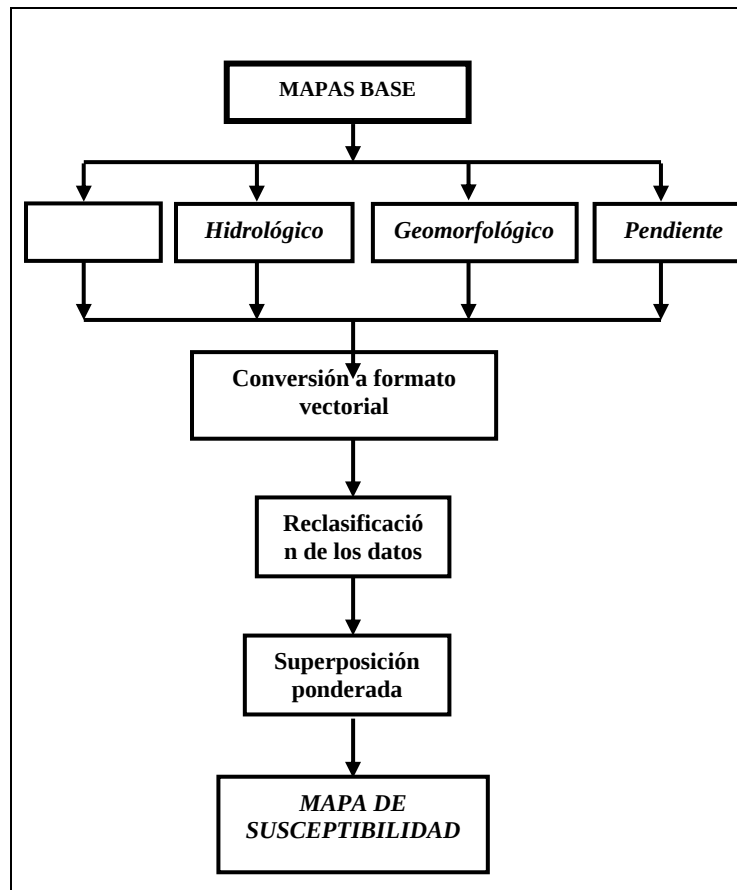


Figura 1. Esquema general de análisis
(Modificado de Santacana, 2001)

Análisis de las variables.

Luego de la elección, selección y ponderación de las variables para la generación del mapa de susceptibilidad, se realiza el análisis y clasificación de la información utilizando herramientas SIG. Dentro del SIG se puede encontrar una gran variedad de herramientas para hacer estos tipos de análisis.

Como se observa en el esquema general de análisis (Figura 1) todos los datos tienen que ser estandarizados a un solo formato para luego hacer la reclasificación de los datos. En nuestro trabajo la herramienta utilizada fue *Spatial Analyst* que se encuentra dentro del software ArcGIS y

ArcView en sus diferentes versiones. Esta herramienta tiene la particularidad de crear diagramas de flujo para diferentes temas, siendo estos diagramas de flujo modelos o algoritmos de análisis. Los temas utilizados en estos modelos no necesariamente tienen que estar a la misma escala; es aquí donde la herramienta *Model Builder* selecciona la información y estandariza la escala de trabajo, donde el operador juega un papel importante para poder analizar la información de entrada (Input). En nuestro caso la información de entrada fueron: geología, hidrografía, geomorfología y pendiente. Para que la información de salida (Output) sea la requerida, hay que hacer la respectiva reclasificación de la

información de salida. En nuestro caso la información de salida fue el mapa de susceptibilidad. En la Figura 2 se muestra el diagrama de flujo en la cual se muestra el

análisis realizado. Es aquí donde también se realiza la reclasificación y la superposición ponderada.

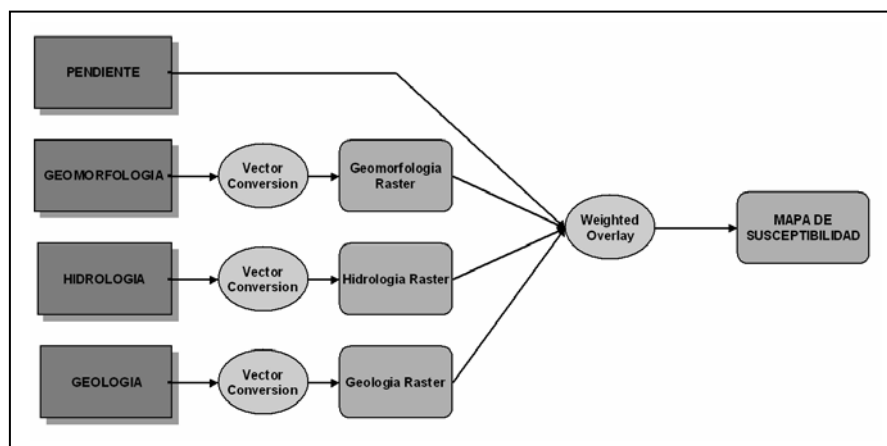


Figura 2. Diagrama de flujo de análisis.

Tabla 1. Variables de análisis

Variable	Descripción	Obtención	Uso
Pendiente	El ángulo existente entre la superficie del terreno y la horizontal. Su valor viene expresado de 0° a 90°. La pendiente es el factor que más condiciona la aparición de deslizamientos.	A partir de las 13 Cartas Nacionales a cada 50 m. de altitud, elaboradas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). 1:100 000	Análisis de la susceptibilidad del terreno a los movimientos de laderas
Litología	Se estima la estabilidad del terreno en función sus características geológicas. La valoración se realiza de forma semicuantitativa, asignándole un valor numérico en función de los tipos de rocas y de suelos existente en la zona de estudio, dependiendo del grado de estabilidad que a priori presentan los suelos y rocas según su clasificación geológica.	A partir de los Cuadrángulos Geológicos del INGEMMET 1:100 000	
Geomorfología	Se destaca los rasgos de un relieve determinado, si es alto o bajo, si es ondulado o quebrado, qué proporción de rocosidad o de suelo recubre la superficie, qué procesos erosivos presenta la superficie, etc. Ordenar sistemáticamente significa clasificar o agrupar; de manera que se pueden reunir conjuntos particulares de formas de relieve, tomando en cuenta meramente su aspecto exterior o, en su defecto, el origen que explica su existencia.	A partir de los Cuadrángulos Geomorfológico del INGEMMET 1:100 000	
Precipitación	Indica la cantidad de precipitaciones en el área de estudio, factor que influye considerablemente en la estabilidad de los taludes, ya que después de épocas de grandes lluvias se suelen producir grandes deslizamientos, esto es debido a que la infiltración de agua en terreno, puede ocasionar un incremento de las fuerzas que tienden al deslizamiento.	Datos Pluviométricos de la zona e interpolación de los datos	

Reclasificación de las variables en función de su posibilidad de interactuar en el movimiento de deslizamiento

Para nuestro objetivo de trabajo y por su fácil manipulación de la información, se ha empleado el SIG vectorial, sin embargo esto no ha supuesto ningún cambio en lo que respecta a la línea metodológica a emplear. La metodología propuesta

puede ser utilizada indistintamente teniendo un SIG vectorial o ráster. Para efectos prácticos, únicamente es preciso indicar que utilizando un SIG vectorial todas las operaciones de superposición son más lentas, no sólo por el propio proceso de superposición sino también porque hay que corregir errores tras esta operación. Es por ello que en nuestro trabajo se realizó la reclasificación de la información pero en formato vectorial (Figura 3)

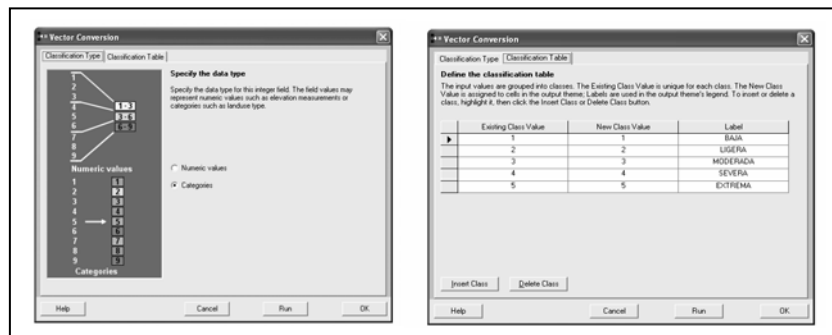


Figura 3. Reclasificación de información.

Superposición ponderada

La superposición debe ser ponderada en función de su interacción con los deslizamientos u otros eventos. Los valores de la ponderación en el análisis se detallan en la Tabla 2.

Tabla 2. Ponderación de variables

Variable	Valores de Ponderación
Pendiente	40%
Litología	25%
Geomorfología	15%
Hidrología	20%

Luego de haber realizado los procesos anteriores, finalmente se genera una matriz donde se pueden sumar las cuatro coberturas consideradas en el análisis inicial y obtener el grado cualitativo y cuantitativo para nuestro fin. Este proceso final también se realiza con ayuda del SIG. En la Figura 4 se puede observar como se realiza el análisis final usando las tablas del SIG.

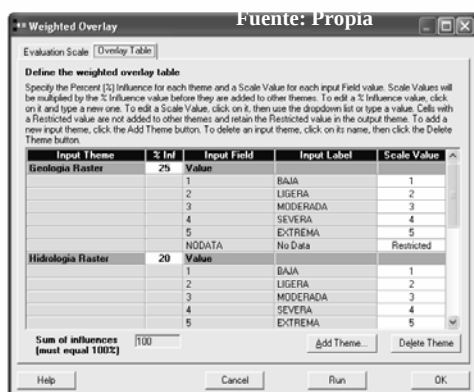


Figura 4. Matriz de Ponderación.

Obtención de los resultados y representación de los mismos en mapas de susceptibilidad.

La obtención del resultado final es el mapa de susceptibilidad con su debida clasificación del grado de susceptibilidad. En la Figura 5 se puede observar la representación del mapa final.

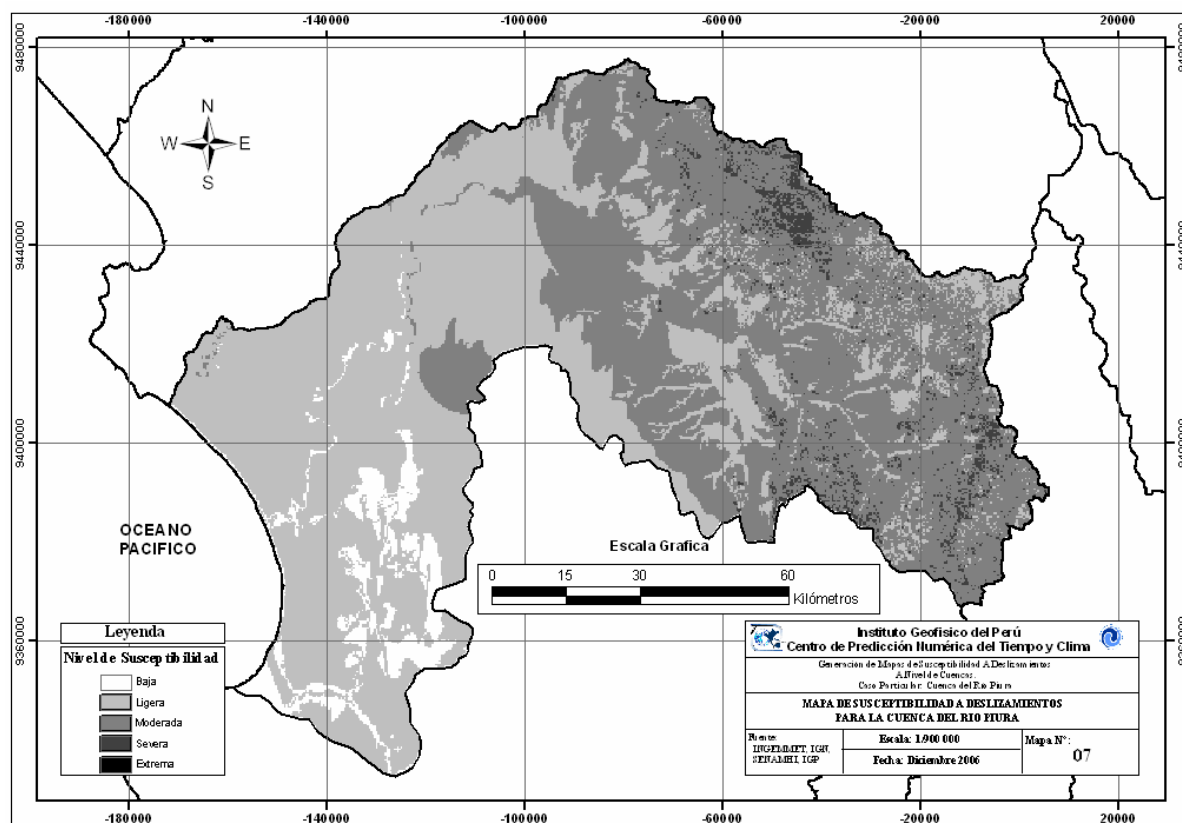


Figura 5. Mapa de susceptibilidad a deslizamiento para la cuenca del río Piura.

Descripción del mapa de susceptibilidad

El resultado del modelo se presenta en cinco tipos de zonas, caracterizadas según un grado de susceptibilidad:

Extrema: Con pluviosidad de 3500 a 3700 mm/año con pendientes mayores a 45°, con

una morfología de vertiente montañosa de empinada a escarpada y con un terreno de materiales sueltos. Se identificaron dos áreas, al noreste; donde se encuentran los poblados de Portachuelo de San Francisco, Tiñarumbe, La Vaquita y al sureste donde

se encuentran los poblados de Zarrumi y Manirca (Figura 5).

Severa: Con pluviosidad de 3000 a 3500 mm/año con pendientes entre 25 a 45° con una morfología de vertiente montañosa, moderadamente empinada y de empinado a escarpado con terreno de materiales relativamente sueltos. Se identificaron mayores áreas y más dispersas en relación a la susceptibilidad extrema, estas áreas están situadas al noreste y sureste cerca de los poblados mencionados anteriormente (Figura 5).

Moderada: Con pluviosidad de 2000 a 3500 mm/año con pendientes entre 4 a 25° con una morfología de llanura ondulada con un terreno de materiales no tan consolidados. Gran parte de la cuenca del río Piura presenta estas condiciones favorables, al lado este de la cuenca se concentra un área bastante extensa, al norte, sur y oeste áreas pequeñas y dispersas (Figura 5).

Ligera: Con pluviosidad de 0 a 2000 mm/año con pendientes oscilantes de 0 a 4°, con una morfología de valle, llanura irriada, llanura disectada y llanura ondulada con terreno de materiales de depósitos eólicos y aluviales. Se identificó un área bastante amplia que está cerca de la línea de costa y algunas áreas al este (Figura 5).

Baja: Con pluviosidad de 0 a 2000 mm/año con pendientes oscilantes de 0 a 4°, con una morfología de llanura y terreno de materiales de depósitos mixtos y depósitos aluviales. Estas áreas se ubican al sur y al

sur este de la cuenca, las mas notorias son las que están alrededor de las lagunas Ñapique grande, Ramón chico y Ramón grande (Figura 5).

DATOS

Los datos utilizados fueron:

- * Mapas de isoyetas digitalizadas del estudio realizado por el SENAMHI (2004).

- * Cartografía obtenida del Instituto Geográfico Nacional (IGN). La cartografía utilizada para la cuenca del río Piura se obtuvo a partir de 13 cartas nacionales a escala 1:100 000. Hojas 10b, 10c, 10d, 11a, 11b, 11c, 11d, 11e, 12b, 12c, 12d, 12e y 13b; con la que se elaboró el mapa base (Figura 6).

- * Los mapas geológico y el geomorfológico se obtuvieron de la digitalización de las cartas Sullana (10-b), Las Lomas (10-c), Ayabaca (10-d), Paita (11-a), Piura (11-b), Chulucanas (11-c), Morropón (11-d), Huancabamba (11-e), Sechura (12-b), La Redonda (12-c), Olmos(12-d), Pomahuaca (12-e) y Lobos de tierra (13-b) (Caldas y otros, 1980; Reyes y Caldas, 1987).

- * El mapa de pendientes se elaboró basándose en las curvas de nivel obtenidas del mapa base, utilizando la nomenclatura descrita por Instituto nacional de recursos naturales. (INRENA, 2000).

Una vez obtenido el mapa base se superpone la información temática: el mapa geológico (Figura 7), mapa geomorfológico (Figura 8), mapa de pendientes (Figura 9) y el mapa de isoyetas

(Figura 10). Todos estos mapas cuentan con una adecuada base de datos generada previamente en el SIG.

CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LA CUENCA DEL RÍO PIURA.

La cuenca del río Piura, geográficamente esta situada entre los paralelos 4°42' y 5°45' latitud sur, y los meridianos 79°29' y 81° longitud oeste. Limita por el norte con la cuenca del río Puyango, por el sur con la cuenca del río Huancabamba, por el este con las cuencas de Zamora y Chinchipe (Ecuador) y por el oeste con el Océano Pacífico.

La principal vía de acceso es la panamericana norte, que cruza con un ramal que une las localidades de Piura, Paíta y Sullana. La cuenca del río Piura cuenta con una extensión de 11,933 km²

El río Piura nace a 3,700 m.s.n.m., en la divisoria de la cuenca del río Huancabamba, donde inicia su recorrido cruzando las provincias de Morropón y Piura. Su cauce de 280 km tiene una dirección de Sur a Norte, con curvatura desde la quebrada San Francisco hasta la caída de Curumuy, luego en dirección sur-oeste hasta llegar a su desembocadura al Océano Pacífico a través del Estuario de Virrilá (Figura 6).

Pendientes

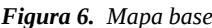
La pendiente promedio del río Piura entre la laguna Ramón y la ciudad de Piura es de

0.03%, entre Piura y Tambogrande 0.08%, entre Tambogrande y Malacasí 0.13%, y entre Malacasí y el punto de confluencia del río Piura y San Martín 0.35%. Sus afluentes a partir de la cota 300 m.s.n.m., tienen pendiente promedio del 10%, llegando en las partes altas hasta mas 45%, Figura 9 (Castillo, 2002). Del mapa de pendientes se obtuvieron los tipos de pendientes que existen dentro de la cuenca del río Piura y en base a los rangos de pendientes se pueden identificar las zonas en las que podrían ocurrir algún evento de deslizamientos.

Hidrología

Este río tiene varios afluentes, principalmente por la margen derecha siendo los más importantes los ríos San Martín, Pusmalca, Río Seco, Bigote, Corral del Medio, La Gallega, Charanal y Yapatera. El cauce de los afluentes son torrentosos y bien definidos, mientras que el cauce del río Piura en las zonas bajas, es variable por la escasa pendiente, existiendo zonas propensas a la inundación.

En el mapa de cobertura de isoyetas para la cuenca del río Piura muestra las intensidades de precipitación que ocurre sobre ella; las precipitaciones más intensas son de 3500 a 3700 mm/año de lluvia, estas precipitaciones se dan al norte y noreste de la cuenca; mientras que las precipitaciones mas bajas son de 0 a 800 mm/año de lluvia y se dan al este de la cuenca del río Piura. (Castillo, 2002).



A lo largo de la cuenca del río Piura afloran diferentes unidades estratigráficas que van desde el Precámbrico hasta el cuaternario, con marcados hiatos principalmente en el Triásico y Jurásico. Así se tiene que el Macizo de La Brea y Los Amotapes el basamento esta constituido por un complejo metamórfico antiguo de edad indeterminada.

ácidas y sedimentos lacustres, granitos, tonalitas, cineritas, calizas arenáceas, areniscas, ignimbritas, esquistos, dolomitas, cuarcitas, fillitas lustrosas, esquistos pelíticos, etc.

En la parte media y baja del río Piura, la geología está formada por aluviones cuaternarios, constituidos por arena fina, limo, arcilla y algo de grava (Figura 7).

La ciudad de Piura se asienta sobre depósitos aluviales recientes, estos depósitos aluviales se encuentran en ambas márgenes del río Piura, hacia los extremos este y oeste afloran secuencias eólicas inconsolidadas que rellenan la llanura hasta el borde costanero (Castillo, 2002).

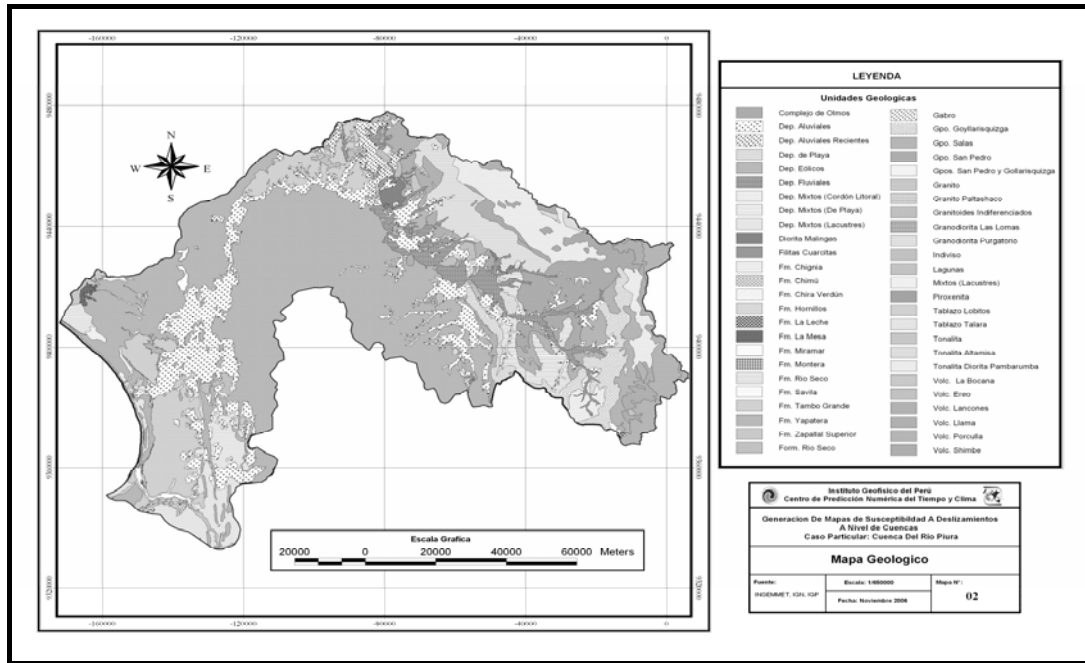


Figura 7. Mapa geológico

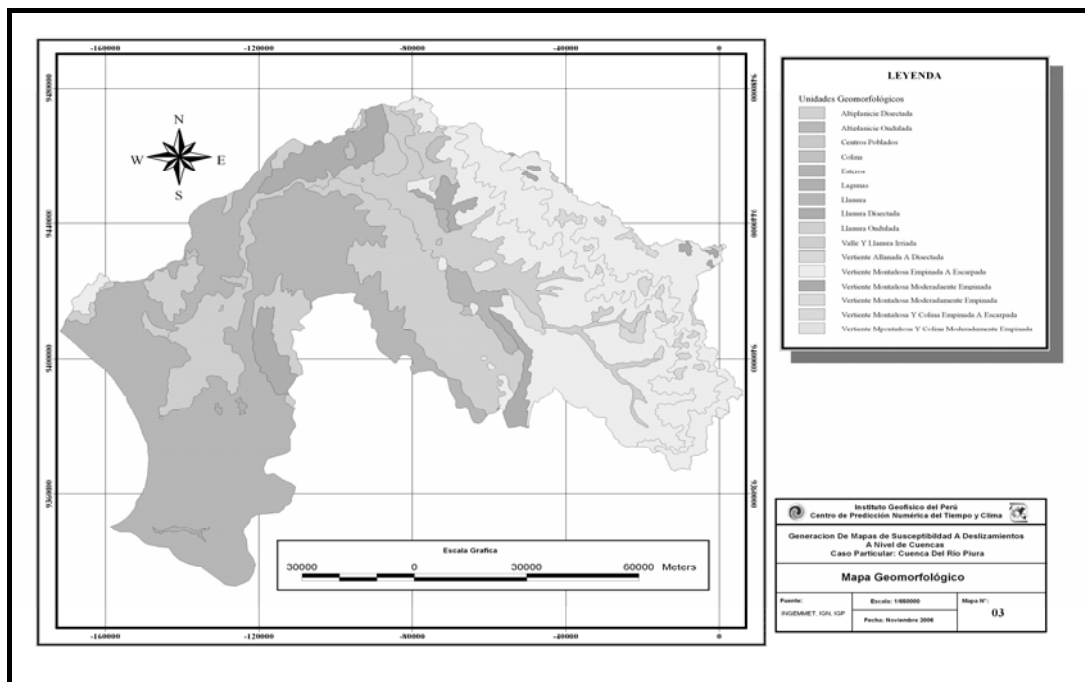


Figura 8. Mapa geomorfológico

Geomorfología.

La cuenca del río Piura comprende áreas fisiográficas plenamente identificadas; llanura que se encuentra al sur oeste de la cuenca con un área bastante amplia,

seguida de vertiente montañosa empinada a escarpada que se ubica de norte a este de la cuenca, llanura ondulada que se puede observar en áreas dispersas de la cuenca, valle y llanura irradiada que se encuentra en la parte central a los largo de la cuenca y

**Generación de mapas de susceptibilidad a deslizamientos a nivel de cuencas.
Caso de estudio: cuenca del río Piura**

con áreas menores están las unidades geomorfológicas como la planicie disectada, la planicie ondulada, centros

poblados, colina, estereos entre otros (figura 8).

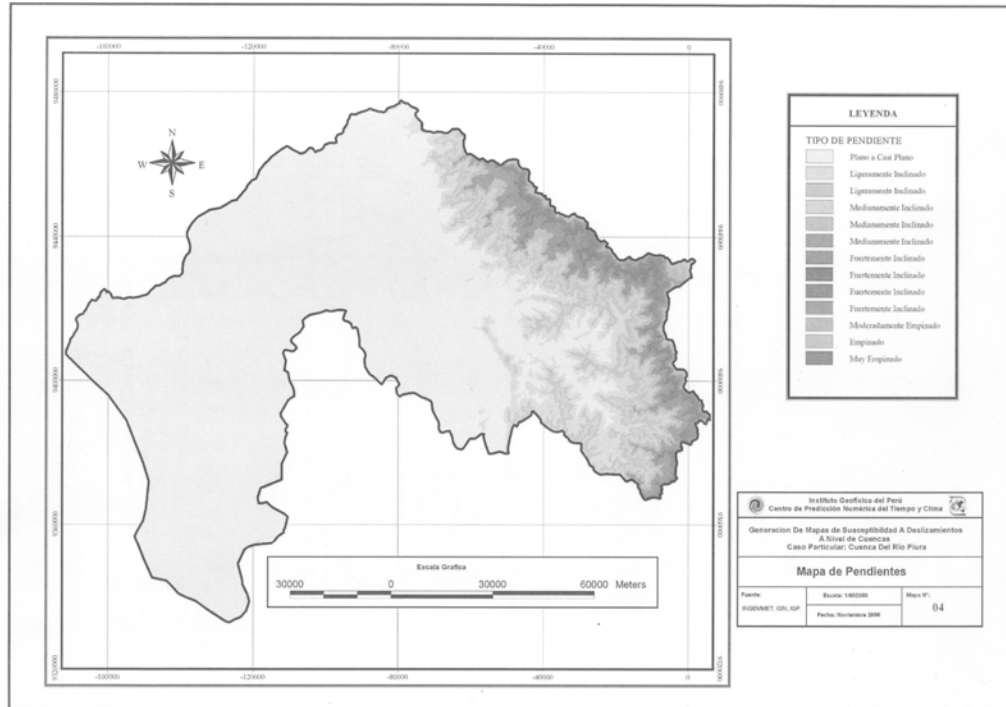


Figura 9. Mapa de pendientes

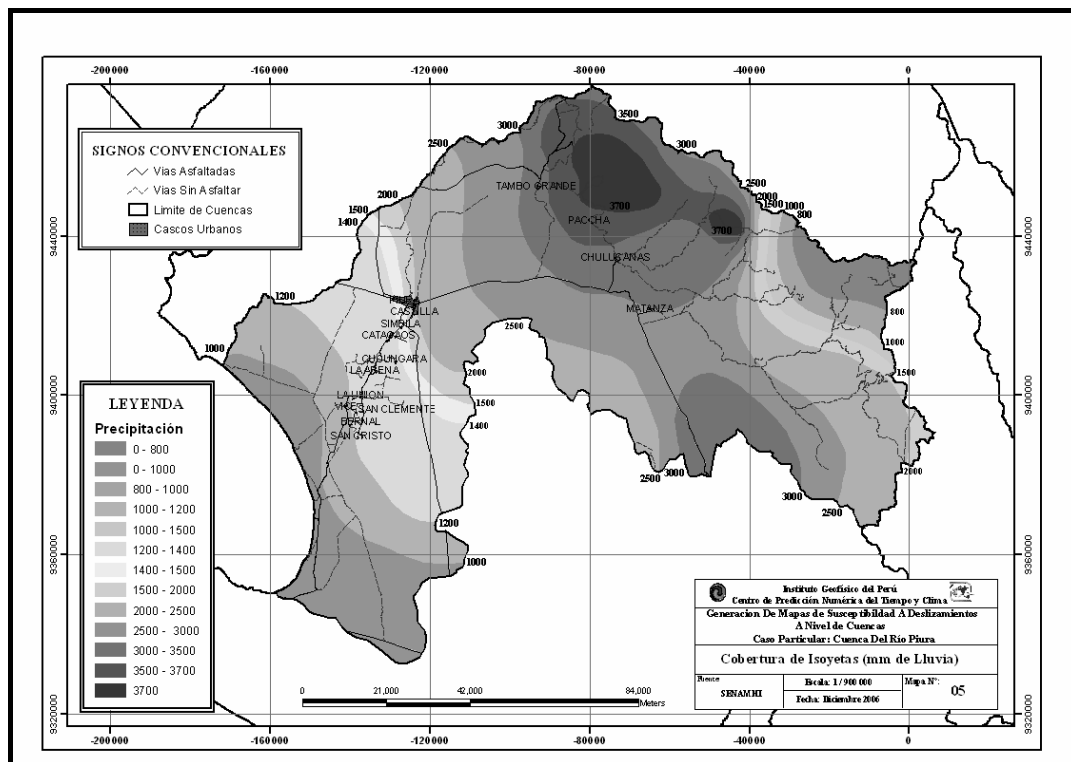


Figura 10. Mapa de cobertura de isoyetas

CONCLUSIONES.

El resultado de la evaluación de la susceptibilidad para la cuenca del río Piura, es la zonificación de la cuenca en áreas homogéneas en función de la probabilidad de que se produzcan deslizamiento.

Los deslizamientos, pueden ocasionar pérdidas económicas y humanas. Debe realizarse la gestión del riesgo en base al estudio de este tipo de peligro y la vulnerabilidad física de la zona expuesta.

Los mapas de susceptibilidad permiten obtener una información valiosa sobre las condiciones de estabilidad de los materiales en amplias regiones, lo que representa una gran utilidad tanto en la fase de planificación del trazado de grandes obras públicas como en su fase de ejecución, a la hora de adoptar medidas de prevención oportunas y su posible corrección.

La utilización de programas SIG ha permitido realizar complicados análisis espaciales en un tiempo razonable, siendo una herramienta muy útil.

Si bien se ha reducido considerablemente los tiempos de análisis, todavía es importante el tiempo empleado en la preparación de los datos iniciales ya que la mayor parte de ellos se encuentran en soporte papel y deben ser digitalizados. Esto conlleva inexorablemente a incurrir en

una serie de errores, algunas veces difícilmente evaluables.

El método desarrollado identifica las áreas potencialmente generadoras de deslizamientos, pero no las zonas que se verán afectadas. Tampoco asegura que el evento vaya a ocurrir, ni predice el período de tiempo durante el cual podría presentarse un deslizamiento.

Las zonas más susceptibles a deslizamientos para la cuenca del río Piura se focalizan en dos áreas de la cuenca, al noreste, cerca de los poblados de Portachuelo de San Francisco, Tiñarumbe y La Vaquita y al sureste donde se encuentran los poblados de Zarrumi y Manirca.

En nuestro país no existe normatividad clara para la aplicación de estudios de prevención de desastres de origen naturales.—En particular aplicar esta metodología del cálculo de susceptibilidad a deslizamientos, es decir que según el nivel de susceptibilidad en una determinada zona se debe restringir ciertas actividades humanas; para así poder prevenir potenciales desastres.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Instituto Geofísico del Perú, y en particular al área de “Centro de

Predicción Numérica del Tiempo y Clima” que me permitieron desarrollar las prácticas pre-profesionales brindándome confianza y libertad para el desarrollo de este trabajo y su publicación. Un agradecimiento especial al Ing. Ricardo Zubieta Barragán, quien me apoyó en todo el proceso.

BIBLIOGRAFÍA

Caldas J. et al. (1980). Geología de los cuadrángulos de: Bayóvar, Sechura, La Redonda, Pta. La Negra Lobos de Tierra, Las Salinas y Mórrope: hojas 12-A, 12-B, 12-C, 13-A, 13-B, 13-C y 14-C. Boletín del INGEMET Serie A: Carta Geológica Nacional, N 32, Lima.

Castillo C. (2002). Mapa de peligros de las cuencas de los ríos Piura y Chira. Región Piura. Piura-Perú.

Ruiz E. (2002). Análisis de susceptibilidad y peligrosidad de deslizamientos de laderas. Programa UNIGIS de Postgrado y Máster Internacional a distancia en SIG, Universidad de Girona. Barcelona – España.

Instituto Geofísico del Perú (2006). “Estudio de Peligros Relacionados con Precipitaciones Extremas en la cordillera Andina y Borde Occidental de Perú”, 93 p. Lima Perú.

Instituto Nacional de Recursos Naturales- INRENA (2000). Proyecto Plan Sierra Verde; título potencial y disponibilidad de

tierras aptas para la reforestación y pasturas, formas de tierra y clases de pendiente del departamento de Ayacucho y otras zonas del Perú. Lima-Perú.

Reyes R, L. y Caldas V. (1987). Geología de los cuadrángulos de: Las Playas 9-c, La Tina 9-d, Las Lomas 10-c, Ayabaca 10-d, San Antonio 10-e, Chulucanas 11-c, Morropón 11-d, Huancabamba 11-e, Olmos 12-d, Pomahuanca 12-e. INGEMMET. Boletín. Serie A: Carta Geológica Nacional, N. 39, 83 p.

Santacana N. y Quintas I., (2001). Análisis de la susceptibilidad del terreno a la formación de deslizamientos superficiales y grandes deslizamientos mediante el uso de sistemas de información geográfica. Aplicación a la cuenca alta del río Llobregat.- Tesis Doctoral para obtener el título de Geología, Universidad Politécnica de Cataluña.

Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú -SENAMHI (2004). Caracterización climática de la cuenca del río Piura. Proyecto PROCLIM, CONAM.

Paginas Web:

http://www.tdx.cbuc.es/TESIS_UPC/AVAILABLE/TDX-0713101-113341/

[http://satori.geociencias.unam.mx/17-1/\(5\)Alcantara.pdf](http://satori.geociencias.unam.mx/17-1/(5)Alcantara.pdf)

http://www.upm.es/rinternacional/iberoamerica/docs/Benito_Oterino.pdf

<http://www.marn.gob.sv/gis/docs/riesgos.htm>

CURVAS DE ATENUACION A PARTIR DE REGISTROS DE ACELERACION Y VELOCIDAD: APLICACIÓN A TERREMOTOS OCURRIDOS EN EL PERÚ

ISABEL BERNAL

CNDG-Sismología

ibernal@axil.igp.gob.pe

INTRODUCCIÓN

En sismología, diversos estudios como los de Peligro Sísmico requieren conocer las propiedades de la atenuación de la aceleración a efectos de estimar de manera correcta dichos valores para las diferentes áreas de estudio que les compete. Por lo tanto, es necesario disponer de valores de aceleración para sismos registrados por un buen número de estaciones acelerométricas distribuidas de manera óptima dentro de toda el área de interés; es decir, formando arreglos o cubriendo todo el área de estudio. De este modo, las relaciones de atenuación que se obtengan serán representativas de las propiedades físicas del medio por donde se propagan y en el cual se realizarán los estudios de peligro sísmico.

En general, cualquier estudio de atenuación permitirá tener mayor conocimiento sobre las propiedades físicas de la estructura del terreno por el cual viajan las ondas, así como una mayor comprensión del fenómeno de propagación de las ondas sísmicas y de las distintas fases sísmicas que aparecen en los registros. Del mismo

modo, permiten estimar el movimiento del suelo en las zonas próximas a la estación de registro y así, obtener información válida para mejorar los códigos sismorresistentes como una forma de mitigar los efectos de los sismos en las construcciones.

Para establecer la ecuación de atenuación que permita estimar el parámetro del movimiento fuerte (aceleración), es necesario definir los factores que influyen en la estimación del mismo. Estos factores son los que controlan la radiación de la energía sísmica y básicamente definen las características de la fuente, trayecto y de sitio. Como fuente se conoce a los procesos de ruptura en donde se origina el sismo, el trayecto es el curso que siguen las ondas sísmicas desde la fuente al punto de observación y el sitio, el lugar en donde está instalado el acelerómetro. De estos parámetros, el más fundamental es la distancia epicentro-estación debido a que controla la atenuación de las ondas, pudiendo ser la distancia epicentral o hipocentral. En general, estas medidas consideran a la fuente sismogénica como un punto y ello en general, permite subestimar o viceversa los valores de

atenuación. Dentro de estos parámetros se debe mencionar que la energía irradiada por el sismo no es de manera radial y por lo tanto, se debe considerar el trayecto de la onda en función del azimut. Del mismo modo, se debe tomar en cuenta las características geológicas del suelo como otro parámetro importante que influye en la atenuación; por ejemplo, en las regiones de alta actividad sísmica, donde la corteza esta fuertemente fracturada, la atenuación suele ser mas alta que en las regiones donde la corteza es mas sólida.

Con estas consideraciones se asume que las ecuaciones que describen la relación entre un parámetro del movimiento fuerte (por ejemplo, la aceleración) y las características de la fuente, el trayecto y el sitio se conocen como ecuaciones de atenuación. Estas ecuaciones son de importancia fundamental en la evaluación del peligro sísmico y hoy en día existen muchas para su uso en la ingeniería. Sin embargo, la confiabilidad que el ingeniero pone sobre dichas ecuaciones dependerá del saber como fueron obtenidas y cuales fueron los datos utilizados para su definición. A nivel mundial, son pocos los países que disponen de redes amplias de instrumental que permitan registrar el movimiento del suelo en términos de aceleración; sin embargo, los esfuerzos están encaminados a lograr un mayor conocimiento del medio en el cual se propagan las ondas con el único objetivo de prevenir los daños que los sismos puedan

producir en las construcciones y/o obras vitales de ingeniería.

En el Perú como en otros países, no se cuenta con una red de acelerómetros óptima y esto ha conllevado a estimar valores de aceleración haciendo uso de ecuaciones de atenuación obtenidas para otros países o áreas pequeñas y que son extendidas para otras con diferentes características físicas, geológicas y tectónicas. El desarrollo de la sismometría ha permitido que las redes sísmicas mundiales y regionales estén integradas por un buen número de estaciones de banda ancha, periodo corto, acelerómetros que registran la velocidad y aceleración con que se mueve el suelo; sin embargo, en Perú a pesar de que cada vez se cuenta con mayor número de acelerogramas, la información disponible todavía adolece de serias deficiencias siendo en la mayoría de los casos incompleta. Los primeros intentos para establecer leyes de atenuación para el Perú, utilizaron registros analógicos de los sismos ocurridos en la región central en los años de 1940, 1966, 1970 y 1974, todos con magnitudes $M > 7.0$ y registrados en aproximadamente 10 estaciones acelerométricas que funcionaban en la ciudad de Lima y alrededores. Estas ecuaciones corresponde a las de Saragoni(1980, 1982), Casaverde y Vargas (1980), y Huaco (1980, 1999). El uso de estas ecuaciones de atenuación ha permitido considerar a priori que los valores de aceleración a estimarse para un

mismo punto, presenten diferencias importantes y mas aún, cuando son utilizadas para estudios de regiones para las cuales no fueron propuestas. En general, la falta de ecuaciones de atenuación confiables ha conllevado a que algunos autores utilicen ecuaciones propuestas para otros países para aplicarlas en Perú como las de McGuire (1974), Esteva (1976), Campbell (1981), Boore et al. (1993) y Idriss (1993), algunas de ellas obtenidas para los fallamientos activos de la costa Este de los Estados Unidos, para la zona de subducción de México y para otras partes del mundo, indicando tener características similares a las áreas de estudio en el Perú.

Con el desarrollo de la informática, hoy en día se dispone de una diversidad de herramientas para el análisis y manipulación de las señales sísmicas registradas en formato binario, así como de técnicas simples de integración y derivación que permiten disponer de registros de velocidad y desplazamiento a partir de los de aceleración y viceversa. La Red Sísmica del Perú esta integrada por 15 estaciones sísmicas de banda ancha y frecuentemente se dispone, para sismos de magnitud moderada a mayor, de registros de buena calidad pudiendo ser utilizadas para aplicar las técnicas antes indicadas. Son parte de la red sísmica, un total de 16 estaciones acelerométricas, pero todas se encuentran concentradas en la ciudad de Lima y alrededores, además de otras en las ciudades de Arequipa, Moquegua, Huaraz,

Cusco y recientemente en Chiclayo, lo cual dificulta su uso para generar ecuaciones de atenuación que puedan ser consideradas en estudios regionales. A fin de salvar estos obstáculos, en este estudio se obtiene dos relaciones de atenuación a partir de la aplicación de la técnica de derivación a los registros de velocidad obtenidos de las estaciones de banda ancha que registraron a los sismos del 23 de Junio de 2001 (8.2Mw) y 25 de Septiembre de 2005 (7.0Mw). Esta base de datos, sumada a la obtenida de los acelerómetros ha permitido proponer ecuaciones para la atenuación de la aceleración para sismos con foco superficial ($h \leq 60\text{km}$) e intermedio ($60 < h \leq 300\text{km}$).

ECUACIONES DE ATENUACIÓN PARA EL PERÚ

En el caso del Perú se han definido diversas relaciones para explicar la atenuación de la aceleración en función de la distancia, pero en su mayoría han sido construidas utilizando datos de un número limitado de acelerómetros analógicos que operaban en el departamento de Lima, y básicamente en Lima Metropolitana. En general, los datos utilizados corresponden a los sismos ocurridos en 1940 (7.9Mw), 1966 (8.1Mw), 1970 (7.9Mw) y 1974 (8.1Mw), además de algunos sismos adicionales que también fueron sentidos o produjeron ligeros daños en la ciudad de Lima. Las relaciones propuestas fueron obtenidas considerando diferente tratamiento para la data y así,

obtenerse diferentes tipos de relación, siendo las más importantes las siguientes:

Saragoni (1980). Aunque no se ha logrado disponer de detalles sobre el tipo de datos y los procedimientos seguidos por el autor, la relación que propone para la ciudad de Lima es como sigue:

$$\ln A_{\max} = 8.18 + 0.68M - 1.63 \ln (R+60)$$

donde, A es la aceleración del suelo en gals, M la magnitud del sismo sin referencia de escala y R la distancia epicentral. Esta ecuación considera una profundidad promedio para los sismos de 60 km.

Brady y Perez (1977). Los autores utilizan los registros de aceleración de los sismos que afectaron a Lima entre los años de 1951 a 1974 (no especifican el número), todos con magnitudes mayores e igual a 5.0Ms. Los registros analógicos fueron digitalizados en el USGS y la relación propuesta es:

$$a = 68.7e^{0.8M} (R + 25)^{-1.0}$$

donde: a, es la aceleración del suelo en cm/seg², M la magnitud de las ondas superficiales y R la distancia hipocentral en km. Esta ecuación, a diferencia de la propuesta por Saragoni (1980), considera una profundidad media de 25 km.

En la Figura 1, se presenta la distribución de la data utilizada por los autores, así como el ajuste propuesto para estimar la atenuación de la aceleración del suelo. Tal como se observa en la figura, los valores de aceleración se concentran a distancias comprendidas entre 80 y 300km, lo cual sugiere que ha distancias menores o mayores, los valores de aceleración que se pudieran estimar, presentarían mayor incertidumbre.

Casaverde, L. (1979). El autor a fin de analizar el riesgo sísmico del departamento de Lima, considera la base de datos de Brady y Perez (1977), siendo esta información ampliada con un mayor numero de datos provenientes del Instituto Geofísico del Perú. La relación que el autor propone es:

$$a = \frac{50e^{0.82M}}{(\Delta + 25)}$$

donde: a, es la aceleración del suelo en gals, M la magnitud de las ondas de cuerpo (mb) y R la distancia epicentral en km. La profundidad promedio considerada por el autor es de 25 km

En la Figura 2, se presenta la distribución de los datos y la relación propuesta por el autor y al igual que Brady y Perez (1977), los datos se concentran a distancias comprendidas entre 70 y 400km; por lo tanto, existe incertidumbre para distancias menores o mayores al rango antes indicado.

Se debe considerar que el autor indica que los datos utilizados se distribuyen de manera dispersa y la relación obtenida puede dar errores en su aplicación.

Casaverde y Vargas (1980). Los autores utilizan datos de sismos sentidos en el departamento de Lima, siendo los valores de aceleración leídos directamente sobre las amplitudes máximas corregidas por su respuesta instrumental y línea de base (registros digitalizados e interpolados). La ecuación generada por estos autores es la misma que fuera propuesta por Brady y Perez (1977) y que en el caso del sismo del 17 de Octubre de 1966 (8.1 Mw) permitió calcularse una aceleración de 269 cm/seg², siendo la registrada del orden de 451 cm/seg².

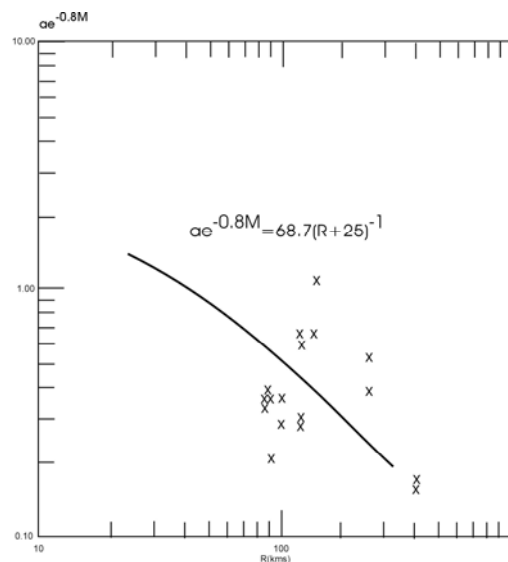


Figura 1. Datos y relación propuesta por Brady y Perez (1977) para la atenuación de la aceleración del suelo en el Perú.

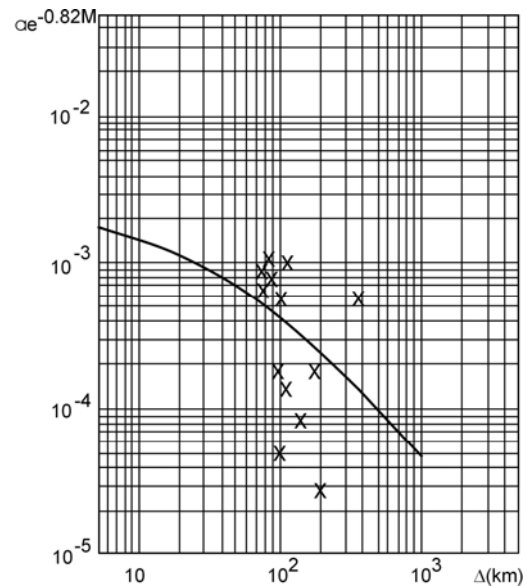


Figura 2. Datos y relación propuesta por Casaverde (1979) para la atenuación de la aceleración del suelo en el Perú.

Huaco (1980). El autor utiliza los registros de aceleración de los sismos antes indicados, además del correspondiente al ocurrido en Arequipa el 16 de Febrero de 1979 (6.0 Ms) y que produjo una aceleración máxima de 0.36g. La relación propuesta es:

$$a = e^{(0.38+0.41Ms)} (R + 40)^{-1.2}$$

y a diferencia de las anteriores, en la relación se considera un valor de 40km como la profundidad promedio para el foco sísmico.

En general, estas ecuaciones han venido siendo utilizadas para estudios de Peligro Sísmico en todo el Perú, pero se debe considerar que al ser generadas con datos de sismos ocurridos cerca de la ciudad de Lima su uso debe ser evaluado previamente.

LOS DATOS

Para este estudio se ha utilizado registros de velocidad (Banda Ancha) y aceleración provenientes de las estaciones que integran la Red Sísmica Nacional a cargo del Instituto Geofísico del Perú (RSN); la Red del Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID) y de la Red Sísmica de Arica (U. Chile) para los sismos ocurridos en Perú los días 23 de Junio de 2001 (8.2Mw) y 25 de Septiembre de 2005 (7.0Mw), el primero con foco superficial causando daños en toda la región sur de Perú y el segundo con foco intermedio y daños en la región norte.

La red sísmica nacional cuenta con 38 estaciones sísmicas (Figura 3) y de ellas, 7 son de periodo corto con frecuencias máximas de registro a 1 Hz y 15 de banda ancha con frecuencias entre 0.008 a 50Hz. Asimismo, son parte de la red 16 acelerómetros digitales con bandas de registros entre 1 y 100 Hz. De estas estaciones, las de banda ancha proporcionan información de muy buena calidad para sismos con magnitudes superiores a 5.5ML, haciendo posible estudiar con detalle las características de la fuente y de los procesos de ruptura de los sismos que ocurren en Perú.

En general, las características principales de las estaciones sísmicas constituidas por sismómetros de banda ancha y

acelerómetros son el *ancho de banda* y *rango dinámico*, en razón que ambos definen la sensibilidad del equipo. El primero considera el intervalo de frecuencias en el cual el instrumento sísmico será sensible al movimiento del suelo y de acuerdo a sus dimensiones, se registrara un mayor o menor rango de frecuencias cuya calidad estará en función del muestreo de la señal. La segunda característica considera la relación existente entre la mayor y menor señal que es capaz de registrar el instrumento; es decir, un factor que permita definir la relación entre dos señales. Este parámetro depende del número de bits que se registra y se suele dar en decibeles (dB). Otras características importantes son descritas en la Tabla 1.

De acuerdo a las características de cada instrumento (banda ancha y acelerómetros), se debe entender que tanto los instrumentos de aceleración y velocidad pueden registrar señales dentro de una banda de frecuencias común que esta entre 1 y 50 Hz (Figura 4); por lo tanto, es válido aplicar la técnica de construir registros de aceleración a partir de registros de velocidad obtenidos de estaciones sísmicas de banda ancha. Este procedimiento permite a muchos de los países que no cuentan con un número aceptable de acelerómetros, definir relaciones para la atenuación de la aceleración del suelo ante la ocurrencia frecuente de sismos.

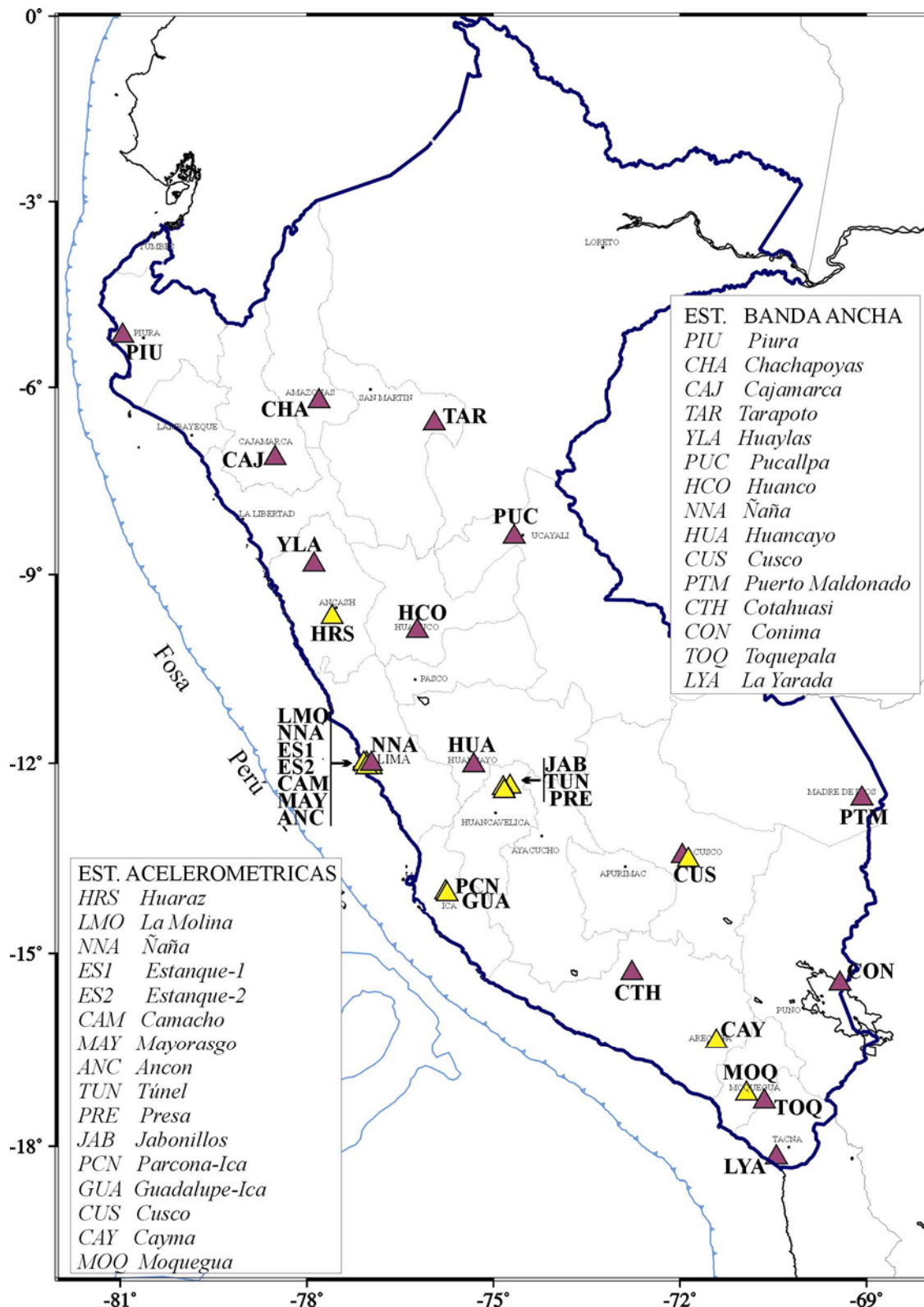


Figura 3. Distribución de las estaciones de banda ancha y acelerómetros pertenecientes a la RSN a cargo del IGP.

Tabla 1. Características instrumentales de los sismómetros de banda ancha y acelerómetros.

Características Instrumentales	Sismómetros GURALP - BB	ACELERÓMETROS
Sensor		
Canales	Triaxiales	Triaxiales
Sensibilidad	800 V/m/seg (Valor Típico)	0.1, 0.25, 0.5, 1.0 G
Respuesta en Frecuencia		
Frec. Natural	0.0083 Hz (120 segundos)	-
Banda de Frecuencias	0.0083-50Hz	DC-100Hz
Amortiguamiento	0.707 crítico	0.707 crítico
Registrador		
Rango Dinámico	130dB at 50Hz	108, 102dB at DC
Frec. de Muestreo	20 muestras/segundo	100 muestras/segundo
Modo de Registro	Continuo	Continuo
Resolución	24 bits	16, 18 bits

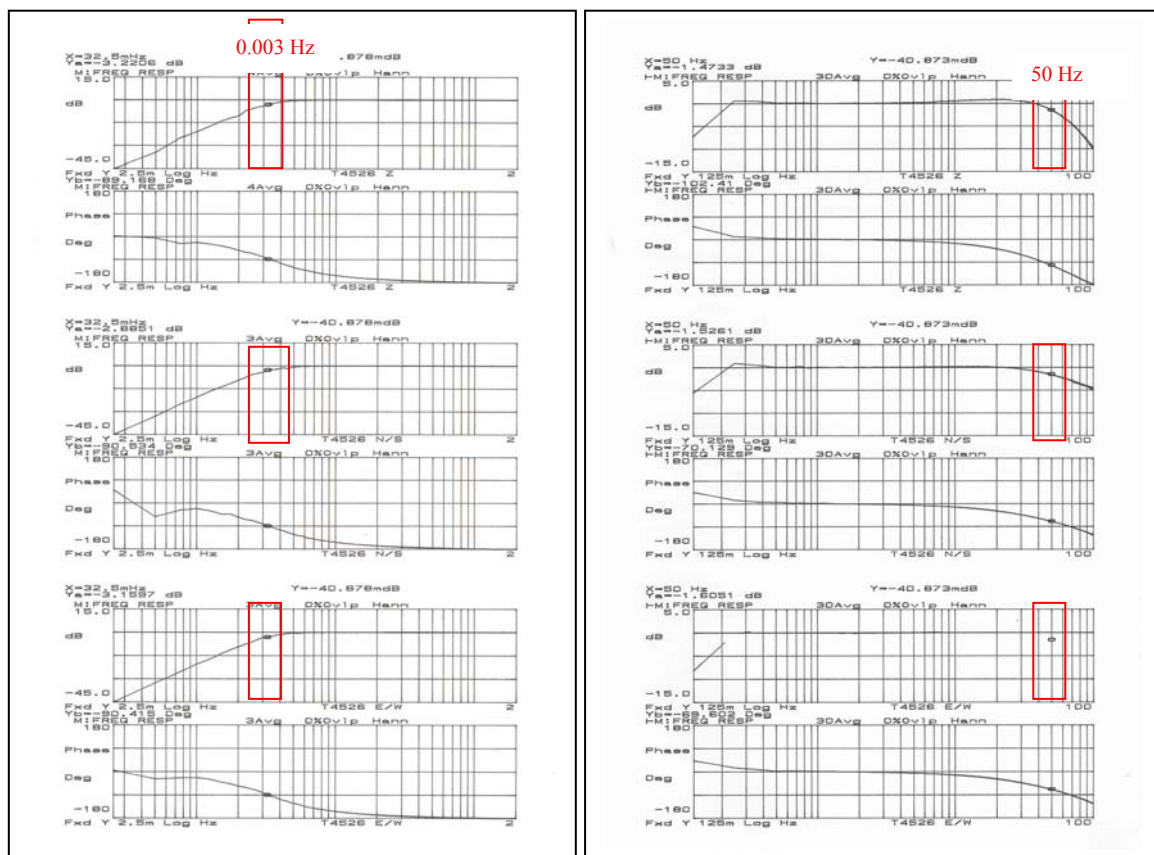


Figura 4. a) Curvas de respuesta para sismómetros de banda ancha tipo GURALD.

Los rectángulos indican los límites mínimos y máximos para las frecuencias de registro.

En cada par de curvas de respuesta, la primera corresponde a la amplitud y la segunda a la fase.

Obsérvese que el rango de registro se encuentra entre 0.003 a 50 Hz.

METODOLOGÍA

Tratamiento de la señal

Teniendo en cuenta las características instrumentales de los acelerómetros y sismómetros de banda ancha, es posible

obtener registros de velocidad y/o aceleración aplicando procedimientos simples como la derivación o integración de la señal. Para la aplicación de esta técnica se ha considerado los siguientes pasos:

- a) Sobre la señal en velocidad correspondiente a un sismo, se realiza la evaluación de la relación señal/ruido mayor a 100 y su respectiva corrección por línea base (OFFSSET).

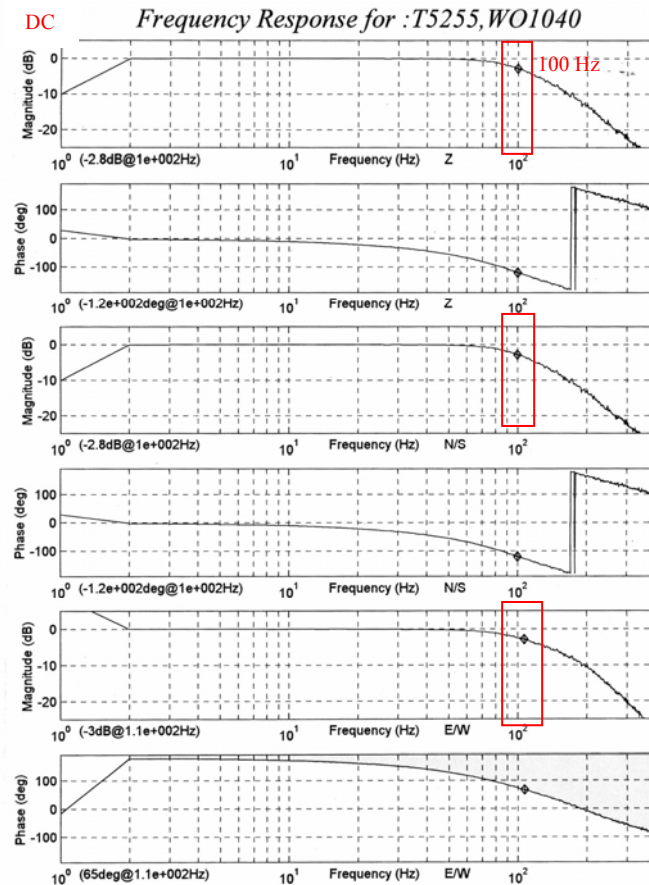


Figura 4. b) Curva de respuesta de un acelerómetro marca GURALP, Modelo CMG-5T. Los rectángulos indican la frecuencia máxima de registro (100 Hz), siendo el mínimo indicado por el DC del sistema (aproximadamente 1 Hz). Para cada par de respuestas, el primero corresponde a la amplitud y el segundo a la fase.

- b) Sobre la señal en velocidad correspondiente a un sismo, se realiza su corrección instrumental a fin de llevar la amplitud de la señal expresada originalmente en cuentas a unidades de velocidad, cm/seg.

- c) La señal en velocidad, se deriva a fin de obtener amplitudes en términos de aceleración (cm/seg^2), siendo estas señales conocidas como “Gráficos de Aceleración”.

A fin de evaluar el procedimiento indicado, se ha seleccionado de la base de datos de la estación sísmica del Cusco (CUS), dos sismos con magnitudes de 4.6mb, ambos sentidos en dicha ciudad con intensidad del orden de III en la escala de Mercalli Modificada y registrados por la estación de banda ancha y por el acelerómetro. En estas condiciones se dispone simultáneamente de registros en velocidad y aceleración para un mismo sismo. Las características generales de las estaciones de registro son:

- Los canales 1, 2 y 3 están conectados a sensores de velocidad de tipo banda ancha y marca Streckeisen. Las amplitudes máximas de registro para las tres componentes es de 1500 V/(m/s) con rangos dinámicos de 130 DB y señal efectiva entre 0.0083 y 10 Hz.

- Los canales 4, 5 y 6 están conectados a sensores de aceleración de banda ancha y marca Guralp. Las amplitudes máximas es variable para cada componente de registro (entre 2.032 y 2.048 V/(m/s²)) con rango “full scale” a 0.25g. El rango dinámico es mayor a 130 dB con señal efectiva entre 1 y 10 Hz.

- Ambos sensores están conectados a un registrador digital marca REFTEK cuyo factor de escala es de 1.907 microvoltios/cuentas (12 bits el sismógrafo y 24 bits el acelerómetro) a 20 muestras por segundo.

Los sismos considerados ocurrieron en la región del Cusco el 24 de Junio del 2002 y 8 de Agosto de 2003 con magnitudes de 4.6ML. Para ambos sismos, en la Figura 5 se muestra en la parte superior los registros obtenidos con sismómetros de banda ancha seguidos por la gráfica de aceleración obtenida a partir de la derivación y en la parte inferior de cada componente, se muestra los registros de aceleración obtenidos por el acelerómetro. Los valores de amplitudes máximas para cada tipo y componente de registro se presentan en la

Tabla 2. Una rápida comparación entre las formas de onda de las gráficas de aceleración y los registros de aceleración observadas para los dos sismos, permiten considerar que ambos registros son prácticamente idénticos; es decir, presentan el mismo contenido de frecuencias, aunque se nota en las amplitudes diferencias del orden de 0.3 cm/seg², lo cual puede ser explicado si se considera que las señales sísmicas fueron registradas con instrumentos de diferentes frecuencia.

Los resultados obtenidos sugieren que es factible utilizarse registros de velocidad de banda ancha para obtener gráficas de aceleración, principalmente para los lugares en donde no se cuenta con este tipo de información. En este estudio, la metodología descrita es aplicada a los registros de banda ancha de los sismos ocurridos el 23 de Junio- 2001 (8.2 Mw) y 25 de Septiembre - 2005 (7.0 Mw). Se ha considerado dichos sismos debido a que se dispone de un buen numero de registros de velocidad de buena calidad y porque ha sido posible conseguir datos de estaciones acelerométricas del CISMID y de la Red de Arica (Chile). La combinación de ambas bases de datos (aceleraciones - observadas y gráficas de aceleración) permitirá obtener curvas de atenuación regional para sismos con diferentes características epicentrales, hipocentrales y sismotectónicas.

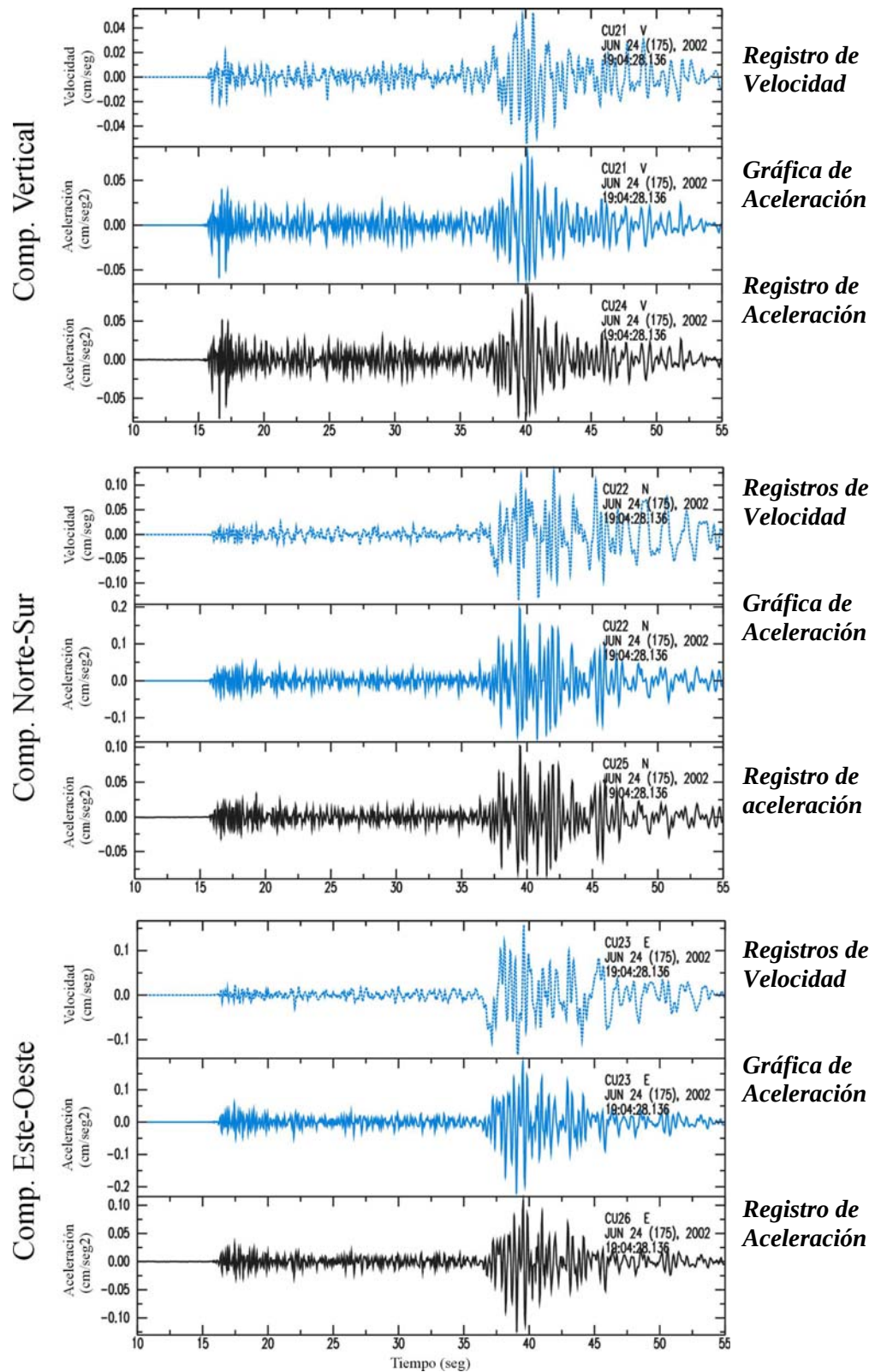


Figura 5. Sismo ocurrido en Cusco el 24 de Junio del 2002 (4.6ML). En cada componente, se muestra en su extremo superior el registro de velocidad obtenido con equipos de banda ancha, en el centro gráficas de aceleración y en el extremo inferior los registros de aceleración observada.

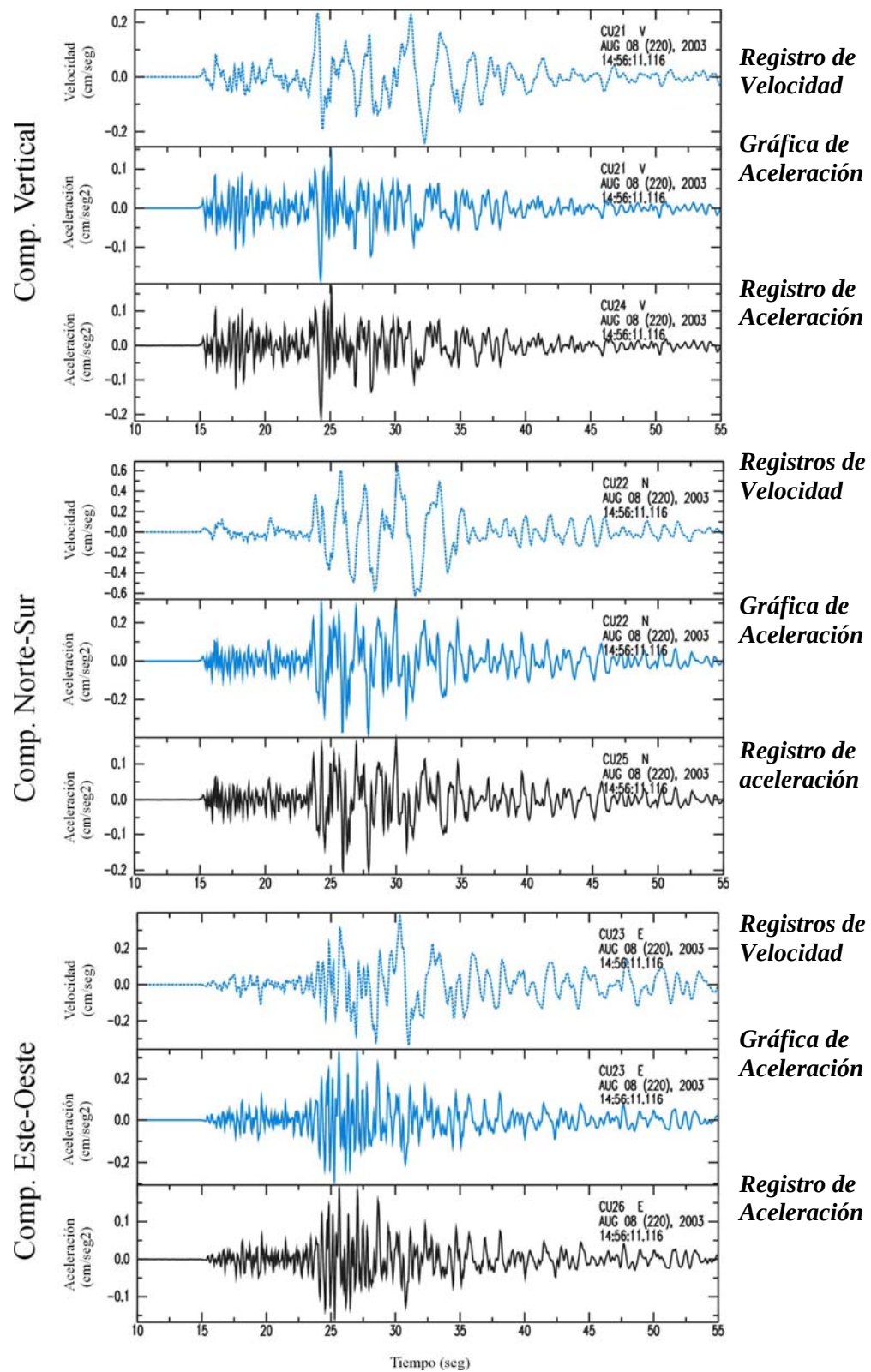


Figura 5. Continuación...// Sismo ocurrido en Cusco el 8 de Agosto del 2003 (4.6ML). En cada componente, se muestra en su extremo superior el registro de velocidad obtenido con equipos de banda ancha, en el centro gráficas de aceleración y en el extremo inferior los registros de aceleración observada.

Tabla 2. Datos de aceleración y velocidad para los sismos ocurridos el 24 de Junio de 2002 (4.6 ML) y del 8 de agosto del 2003 (4.6 ML).

Fecha (magnitud) Componente	Hora GMT h:m	Latitud	Longitud	Distancia Epicentral	Velocidad (cm/seg)	Gráficas de Aceleración (cm/seg ²)	Aceleración Observada (cm/seg ²)
24/Jun/2002 Comp. V Comp. NS Comp. EW	19:04	-14.98	-71.82	193.9 km	0.0536 0.1351 0.1578	0.0833 0.1966 0.2182	0.0928 0.1017 0.1234
08/Agost/2003 Comp. V Comp. NS Comp. EW	14:56	-13.98	-72.07	131.0km	0.2408 0.6506 0.3751	0.1849 0.3770 0.3215	0.2085 0.2016 0.1869

MODELO TEÓRICO

El modelo general de una ley de atenuación contempla que la aceleración A aumenta con la magnitud y disminuye con la distancia R. La magnitud es una medida del tamaño del sismo y es calculada con base en el logaritmo de la amplitud A de alguna fase de las ondas registradas a cierto periodo, de tal manera que el esquema fundamental obedece a la siguiente relación:

$$M = \log A + F(R) + c_1 + s$$

En esta ecuación, F(R) corrige la atenuación de la M con la distancia y es tal que la magnitud determinada en estaciones localizadas a diferentes distancias es aproximadamente la misma; c₁ es una constante y s es un factor que corrige la amplificación o deamplificación de las ondas ocasionadas por la geología que circundan a las estaciones. Por ejemplo: ML definida originalmente por Richter (1935), se calcula con la máxima amplitud de ondas S ó P registradas por un

sismógrafo torsional estándar con periodo natural de 0.8 segundos, amortiguamiento de 80% del crítico y amplificación de 2800. Cabe indicar que la aportación relevante más reciente es la llamada magnitud momento – Mw- (Hanks y Kanamori, 1979), la cual se determina a partir de las características de la fuente sísmica.

Esta forma de calcular la magnitud sugiere que el modelo de la atenuación dependerá del logaritmo de la aceleración. Por otro lado, el estudio de la transmisión de ondas de cuerpo en un medio uniforme y posteriormente perturbado por una fuente puntual, indica que la magnitud varía con el inverso de la distancia. Con estas consideraciones, diferentes autores establecen una forma funcional que refleja aproximadamente el fenómeno físico cuyo resultado es un planteamiento semi-empírico que maneja una expresión como sigue:

$$\log A = \alpha_0 + \alpha_1 * M + \alpha_2 * \log(R + r)$$

Esta ecuación conduce a isosistas circulares debido a la forma del término relacionado

con la distancia, llamado atenuación geométrica, hecho que no es estrictamente real, pues se ha observado que sitios localizados a la misma distancia tienen distintas aceleraciones. Sin embargo esta ecuación se sigue aplicando con algunas variaciones. El valor de r ha sido fijado, en ciertos casos en un valor constante y utilizado solo con fines de mejorar el ajuste a los datos; en otros, tiene una dependencia con la magnitud que lo convierte en radio del área equivalente a la falla.

Según autores como Boore (1986) demostraron que es posible predecir las amplificaciones del movimiento del suelo a partir de los parámetros de la fuente. Este autor incorpora un término adicional dependiente de la distancia, ligado a los efectos de amortiguamiento del suelo, y que toma el nombre de atenuación inelástica, siendo la ecuación de atenuación mejorada y que maneja una expresión como sigue

$$\text{Log } A = \alpha_0 + \alpha_1 * M + \alpha_2 * \log(R+r) + \alpha_3 * R$$

En este estudio se calcula la curva de atenuación con la ecuación de la atenuación mejorada y para calcular sus coeficientes se hace uso de procedimientos de regresión lineal, siendo dicha técnica ampliamente conocida. Sin embargo, autores como Ordaz et al (1992), demostraron que estas curvas teóricas podían ser determinadas con mayor resolución aplicando regresiones Bayesianas.

APLICACIÓN A TERREMOTOS OCURRIDOS EN PERÚ

La metodología descrita en este estudio es aplicada a dos sismos ocurridos en el Perú el 23 de Junio de 2001 (8.2Mw) con foco superficial y origen en el proceso de fricción de placas (región sur del Perú), y el ocurrido el 25 de Septiembre de 2005 (7.0Mw) con foco intermedio y origen en la deformación interna de la placa subducente (región norte).

Terremoto del 23 de Junio, 2001 (Mw 8.2)

El terremoto del 23 de Junio de 2001 (15 horas y 33 minutos, hora local) presentó su epicentro en las coordenadas 16.20° Sur y 73.75° Oeste; es decir, a 82 km al SE de la localidad de Ocoña. El sismo presentó una magnitud de 8.2Mw y ocurrió a una profundidad de 28 km; es decir, presentó un foco superficial. El terremoto afectó toda la región sur de Perú con intensidades del orden de VIII en la escala de Mercalli Modificada (Arequipa, Moquegua y Tacna). Este sismo se constituye como el más grande ocurrido en esta región desde el año de 1868 (Tavera et al., 2002).

Para este sismo se dispone de 3 registros de velocidad (banda ancha) y 1 de aceleración, todos provenientes de la Red Sísmica Nacional (Figura 6), además de 2 registros de aceleración de estaciones pertenecientes al CISMID y 5 de la Red de Arica en Chile proporcionados por el Prof. R. Borosheck

de la Universidad de Chile (Figura 8). Los registros de banda ancha utilizados corresponden a las estaciones de HUA, PUC y YLA todas ubicadas a distancias epicentrales entre 400 y 800 km.

De la Figura 7, se observa que las estaciones respecto al sismo se localizan en su extremo sur entre distancias de 300 – 500 km y en su extremo norte entre distancias de 420 – 950 km. A distancias menores a 300 km no se cuenta con registros.

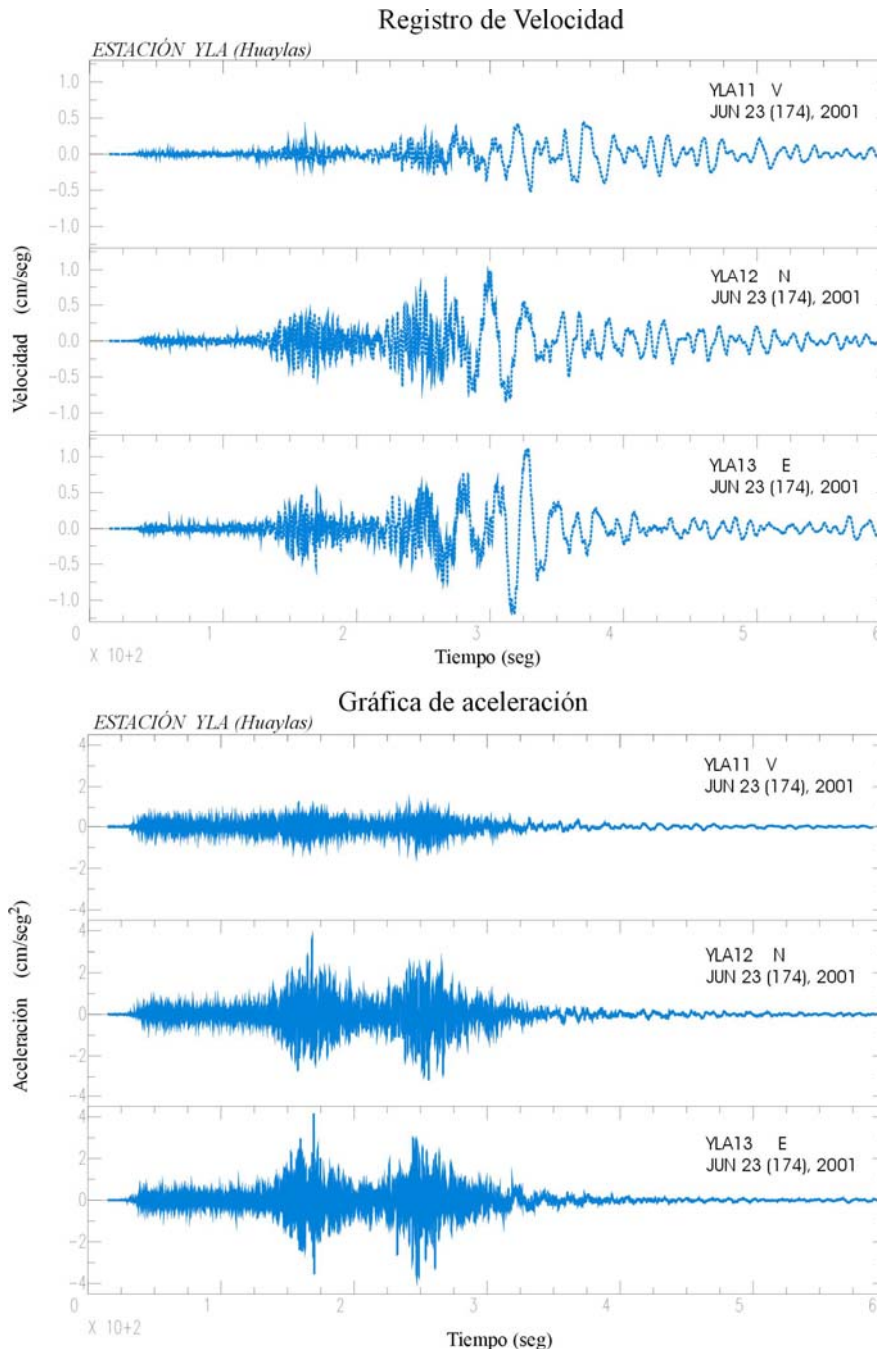


Figura 6. Registros de velocidad y graficas de aceleración para el sismo del 23 de Junio de 2001 correspondiente a la estación Huaylas (YLA). V, N y E indican las componentes de registro vertical, norte-sur y este-oeste.

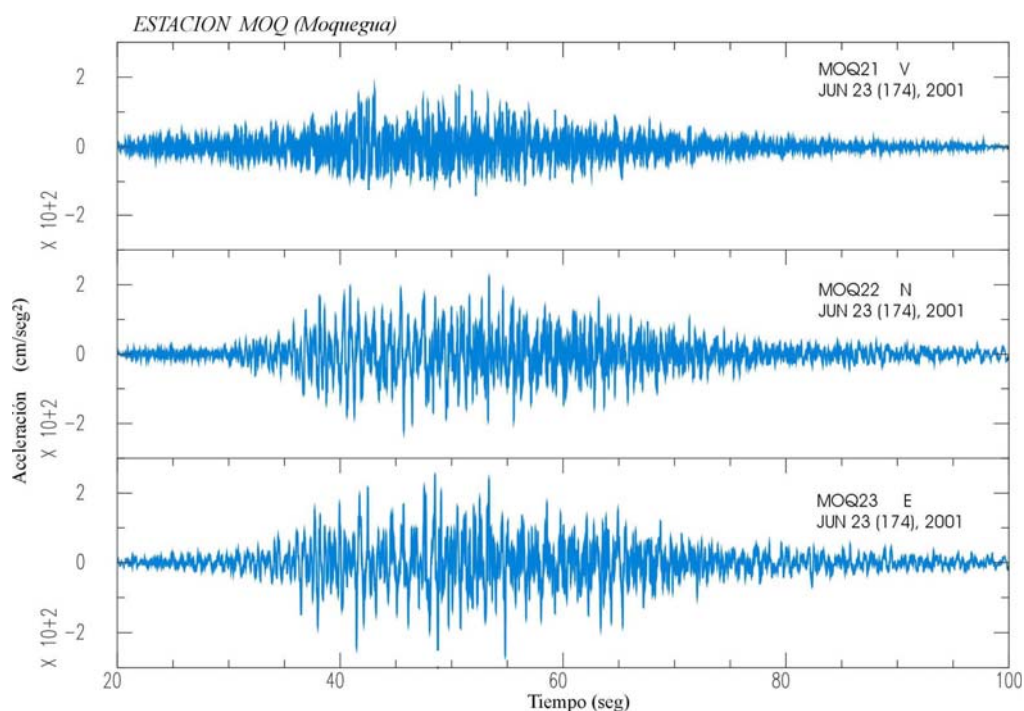


Figura 6. Continuación.../// Registros de aceleración para el sismo del 23 de Junio de 2001 correspondiente a la estación de MOQ (CISMID). V, N y E indican las componentes de registro vertical, norte-sur y este-oeste.

Aceleraciones máximas

En la Tabla 3 se muestra los valores de aceleración obtenidos de los registros y gráficas de aceleración (antes definidas) para este sismo en sus tres componentes, además de sus respectivas distancias epicentrales e hipocentrales. La aceleración máxima registrada en el territorio peruano corresponde a la estación MOQ (Moquegua) con un valor de 295.3 cm/sec^2 (componente EO). Para las estaciones de ARCO (Arica) y JAB (Huancavelica), ambas ubicadas en azimuth contrarios y a distancias epicentrales medias del orden de 455 y 436 km, se tienen aceleraciones máximas de 328.2 cm/sec^2 y de 9.9

cm/sec^2 , diferencias que son fácilmente explicables si se considera que el sismo presenta un proceso complejo de ruptura con evidente propagación unilateral de la ruptura y liberación de energía en dirección SE (Tavera et al, 2006). En general, las estaciones que se encuentran en dirección SE respecto al epicentro del sismo, presentan valores de aceleración mayores respecto a las estaciones que están en dirección contraria, además los valores son mayores en las componentes EO, lo cual se explica al considerarse que los máximos desplazamientos observados durante el sismo se produjeron en dicha dirección (Ruegg et al, 2001).

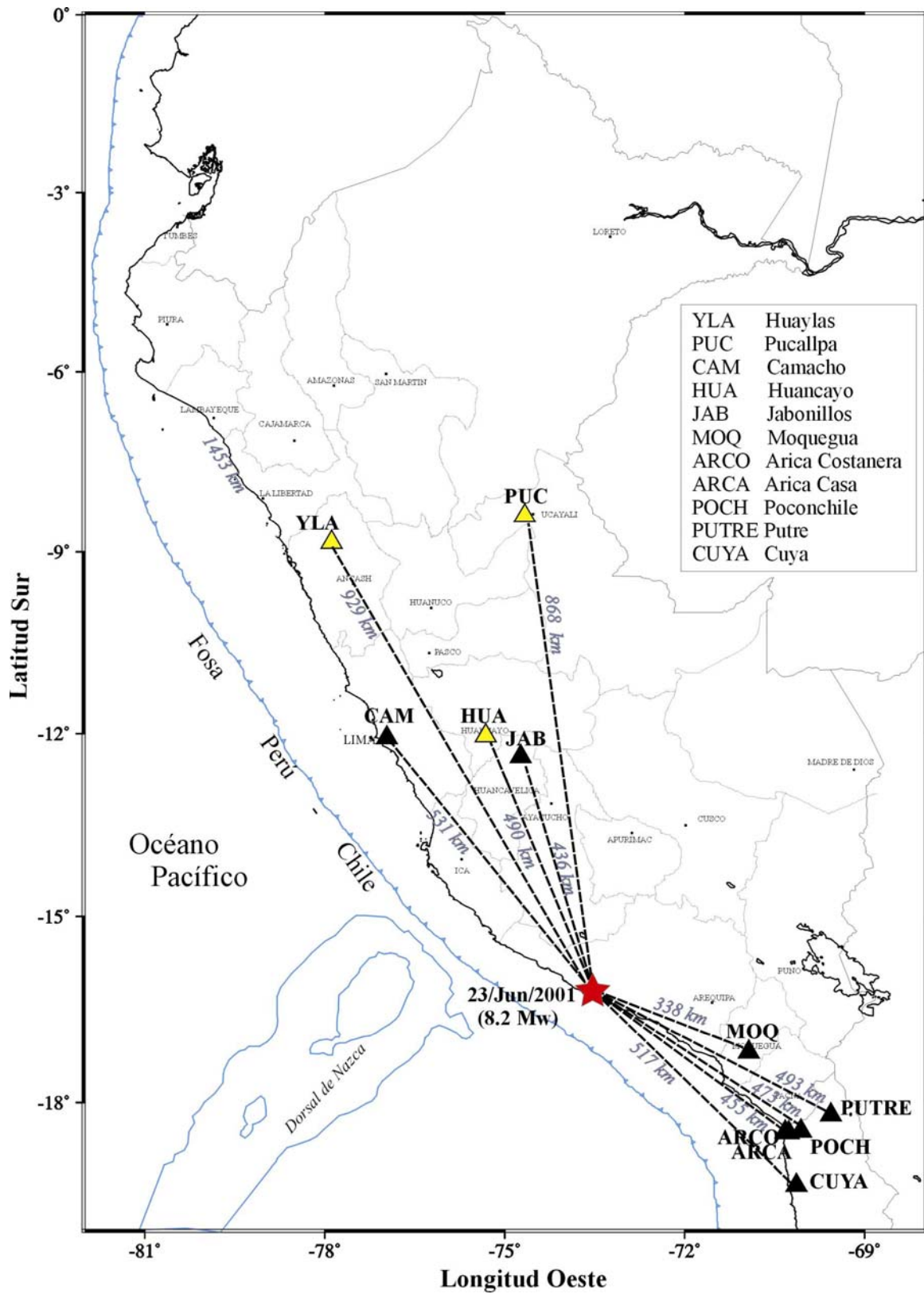


Figura 7. Distribución de las estaciones sísmicas (acelerómetros y sismómetros) que registraron el sismo del 23 de Junio de 2001 (8.2Mw). Los triángulos en negro representan a los acelerómetros y los grises, a los sismómetros de banda ancha

Tabla 3. Aceleraciones máximas registradas para el sismo del 23 de Junio, 2001 (8.2 Mw).
El asterisco indica que son estaciones acelerométricas.

Estación	Dist.Epi. (km)	Dist.Hip. (km)	V (cm/seg ²)	NS (cm/seg ²)	EO (cm/seg ²)	Amax (cm/seg ²)	Fuente
MOQ*	338.4	320.0	160.6	220.0	295.3	295.3	CISMID
JAB*	435.9	436.8	3.1	6.0	9.9	9.9	IGP
ARCO*	455.6	454.9	82.7	328.2	268.0	328.2	CHILE
ARCA*	455.7	454.95	175.17	263.70	307.63	307.63	CHILE
POCH*	473.1	472.41	142.7	240.9	253.0	253.0	CHILE
HUA	490.7	491.5	1.4	1.5	1.8	1.8	IGP
PUTRE*	505.52	504.87	92.5	195.0	184.7	195.0	CHILE
CUYA*	517.97	517.34	64.4	131.6	154.7	154.7	CHILE
CAM*	531.0	531.8	2.8	5.0	5.4	5.4	IGP
PUC	868.9	869.4	0.97	1.7	1.3	1.7	IGP
YLA	929.3	929.7	1.22	3.58	4.16	4.16	IGP

Dist.Epi= Distancia epicentral; *Dist.Hip.*= Distancia Hipocentral.

Curvas de Atenuación

La Figura 8 muestra la distribución de los valores de aceleración en función de la distancia epicentral obtenidos para el sismo del 23 de Junio 2001. En dicha figura el ajuste con línea negra esta en función de la distancia epicentral e hipocentral (la distancia epicentral con respecto a la hipocentral difieren poco, siendo imperceptible en una escala logarítmica)

De acuerdo al decaimiento en los valores de aceleración es posible definir las siguientes relaciones:

Para la componente vertical:

- Distancia epicentral

$$\text{LogAmax} = 3.26 + 0.2M_w - \text{Log}_{10}R - 0.0018R$$

.- Distancia hipocentral

$$\text{LogAmax} = 3.80 + 0.13M_w - \text{Log}_{10}R - 0.0018R$$

Para la componente Norte-Sur:

- Distancia epicentral

$$\text{LogAmax} = 3.76 + 0.17M_w - \text{Log}_{10}R - 0.0018R$$

- Distancia hipocentral

$$\text{LogAmax} = 1.2 + 0.48M_w - \text{Log}_{10}R - 0.0019R$$

Para la componente Este-Oeste:

- Distancia epicentral

$$\text{LogAmax} = 3.8 + 0.18M_w - \text{Log}_{10}R - 0.002135R$$

- Distancia hipocentral

$$\text{LogAmax} = 0.80 + 0.56M_w - \text{Log}_{10}R - 0.002138R$$

En donde, A corresponde a la amplitud máxima en cm/seg², R la distancia epicentral/hipocentral y Mw la magnitud momento.

De acuerdo a la Figura 8, existe coherencia en la distribución de los valores de aceleración observada (obtenidos de registros de aceleración) y estimados (obtenidos de las gráficas de aceleración). Estas curvas fueron obtenidas con un total de 11 datos de aceleración y son validas para un rango de distancias entre 300 a 900km. Considerando que el sismo del 23 de Junio presentó un proceso complejo de ruptura, para distancias cortas las curvas de ajuste pasan por la parte media de dos agrupamientos de valores de aceleración; mientras que, para distancias mayores las curvas se ajustan más a los datos.

*Curvas de atenuación a partir de registros de aceleración y velocidad:
Aplicación a terremotos ocurridos en el Perú*

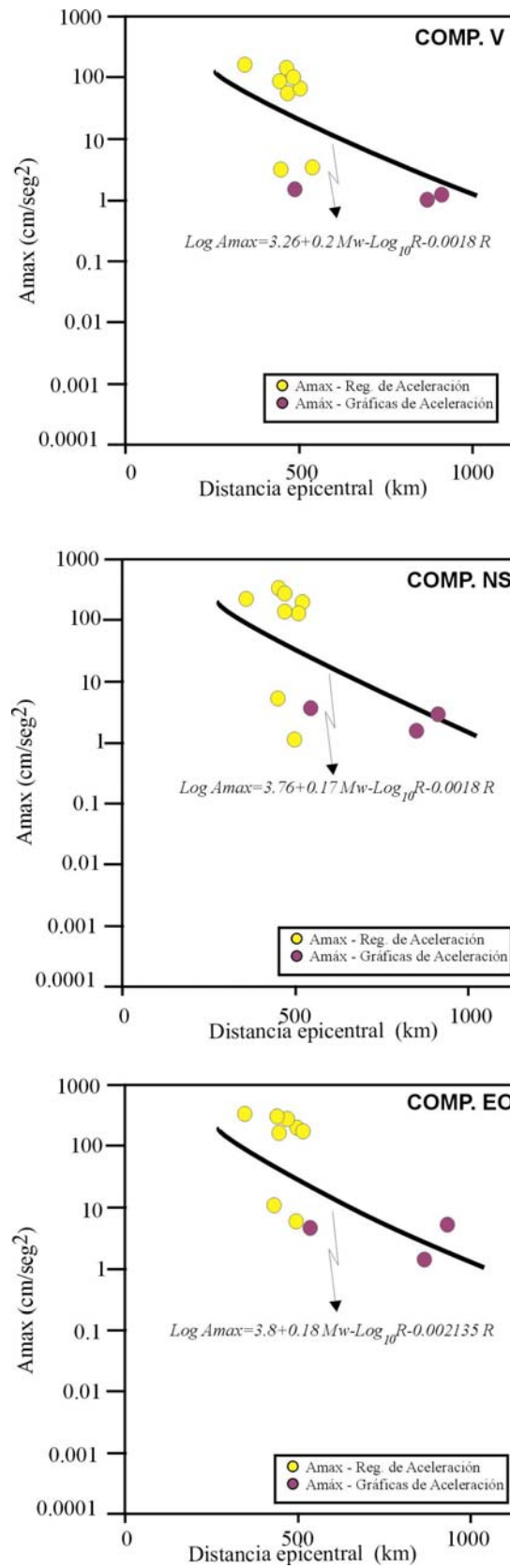


Figura 8. Curvas de atenuación de la aceleración (Amax) con la distancia epicentral para el sismo del 23 de Junio de 2001 (8,2Mw).

En general, los valores de aceleración obtenidos a partir de los registros de velocidad siguen la tendencia del resto de valores y han permitido definir adecuadamente el decaimiento de la aceleración a mayores distancias. Se debe indicar que para la generación de estas ecuaciones se ha considerado un proceso de ruptura puntual y propagación radial de la aceleración.

Terremoto del 25 de Septiembre, 2005 (7.0 Mw)

El sismo de Lamas ocurrió el 25 de Septiembre de 2005 (20h 55min, hora local) y presentó su epicentro en las coordenadas 5.80° Sur y 76.20° Oeste; es decir a 90 km al NE de la ciudad de Moyobamba (San Martín). La magnitud del sismo fue de 7.0Mw y presentó su foco a una profundidad de 115 km; es decir, foco intermedio. El terremoto produjo intensidades máximas de VI en la localidad de Lamas y fue sentido hasta distancias de 700 km, como es el caso de la ciudad de Lima y Guayaquil en Ecuador. Según la Figura 9, el sismo fue registrado por 8 estaciones de la Red Sísmica Nacional (CHA, CAJ, YLA, TUN, CUS, PTM, CTH

y SGR), siendo TUN (Túnel) la única estación acelerométrica que registró el sismo (departamento de Huancavelica), Figura 10. La base de datos fue complementada con las obtenidas de 3 estaciones acelerométricas pertenecientes al CISMID (MOY, CSM y MOL), estando la más próximas a 89 km del epicentro del sismo.

Aceleraciones máximas

La aceleración máxima registrada para este sismo fue de 131.4cm/seg² (componente EO) y corresponde a la estación MOY ubicada a una distancia epicentral del orden de 90 km (Tabla 4). La segunda aceleración mayor registrada es de 64.4cm/seg² y corresponde a la estación CHA ubicada a una distancia epicentral de 190 km. Se observa que en una misma dirección y a distancias muy próximas los valores de aceleración varían notablemente, las registradas en Lima son del orden de 14-17 cm/seg² (CSM y MOL) y en Huancavelica (TUN) de 0.7 cm/seg², lo cual podría deberse a las características geológicas y geomorfológicas sobre las cuales fueron ubicadas estas estaciones.

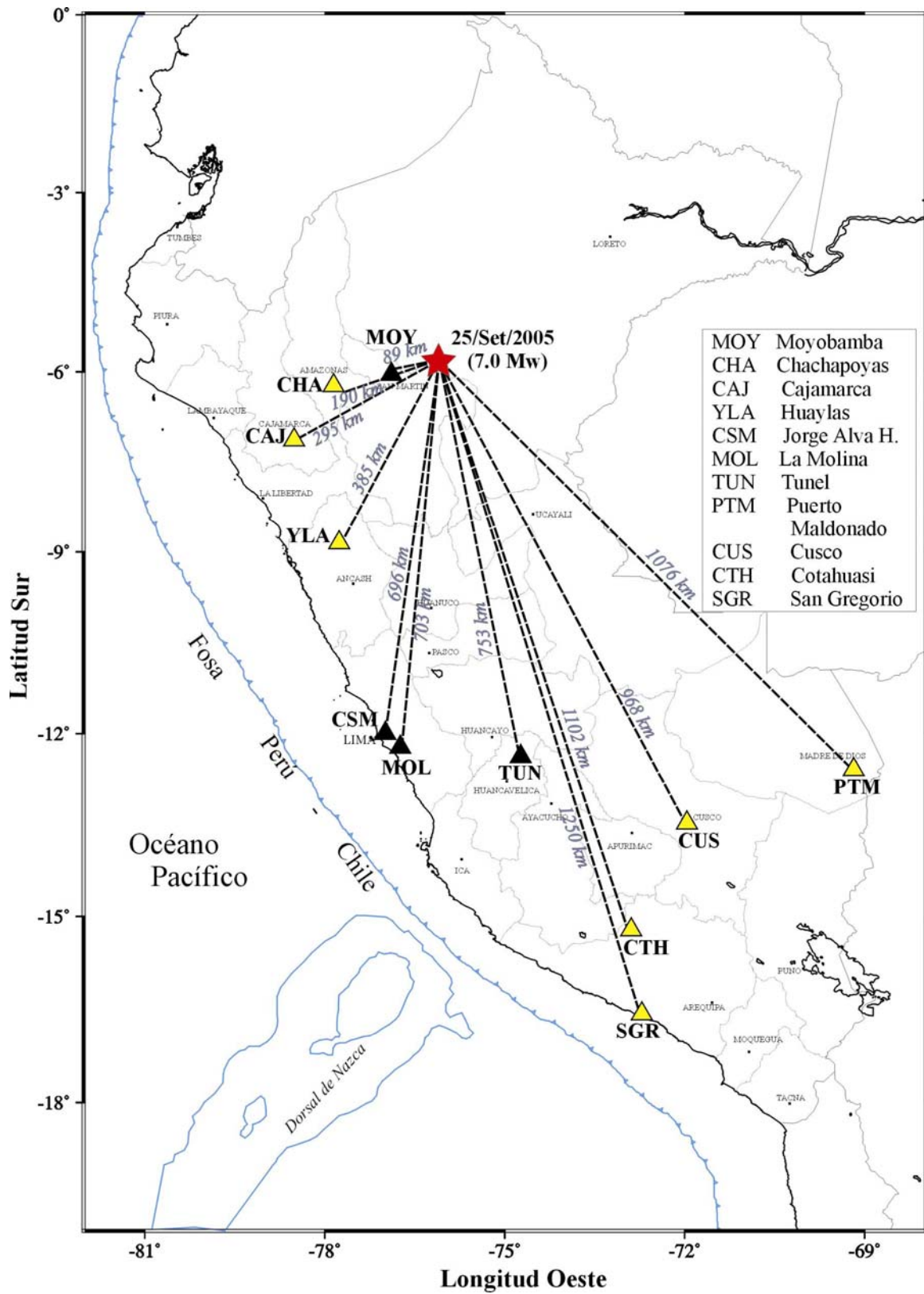


Figura 9. Distribución de las estaciones que registraron el sismo de Lamas ocurrido el 25 de Septiembre del 2005 (7.0Mw). Los triángulos en negro representan a los acelerómetros y los grises a los sismómetros de banda ancha.

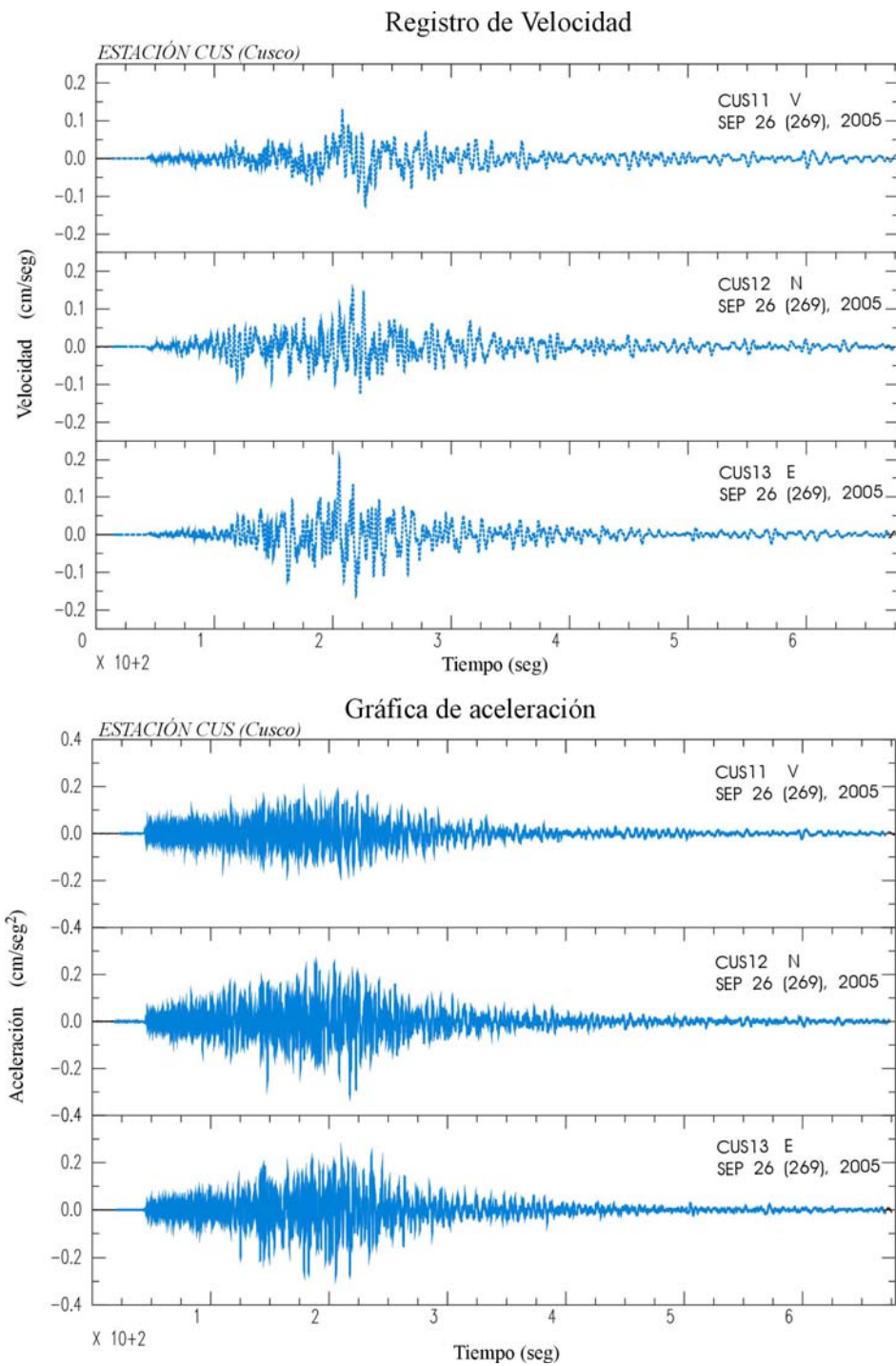


Figura 10. Registros de velocidad y gráficas de aceleración para el sismo del 25 de Septiembre de 2005 (26 de Septiembre 2005, GMT) correspondiente a la estación Cusco (CUS). V, N y E indican las componentes de registro vertical, norte-sur y este-oeste.

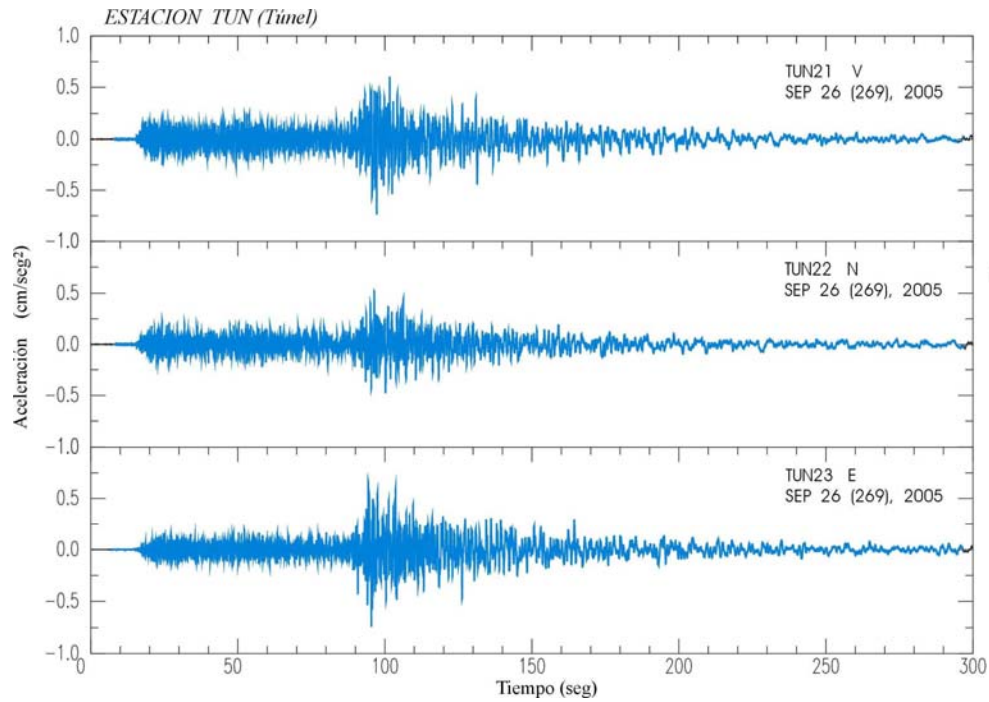


Figura 10. Continuación.../// Registros de aceleración para el sismo del 25 de Septiembre de 2005 (26 de Septiembre 2005, GMT) correspondiente a la estación de TUN. V, N y E indican las componentes de registro vertical, norte-sur y este-oeste.

Tabla 4. Aceleraciones máximas registradas para el sismo del 25 de Septiembre del 2005 (7.0Mw). El asterisco indica que son estaciones acelerométricas.

Estación	Dist.Epi. (km)	Dist.Hip. (km)	V (cm/sec²)	NS (cm/sec²)	EO (cm/sec²)	Amax (cm/sec²)	Fuente
MOY*	89.1	145.5	104.0	103.3	131.4	131.4	CISMID
CHA	190.5	222.5	44.1	63.8	64.4	64.4	IGP
CAJ	295.4	316.9	8.1	10.6	10.7	10.7	IGP
YLA	385.1	401.9	4.5	15.0	14.0	15.0	IGP
CSM*	696.1	705.5	5.1	14.6	13.9	14.6	CISMID
MOL*	703.5	712.8	14.7	12.8	17.1	17.1	CISMID
TUN*	753.3	762.1	0.7	0.5	0.7	0.7	IGP
CUS	968.2	975.0	0.2	0.3	0.3	0.3	IGP
PTM	1076.7	1082.8	0.4	0.8	0.8	0.8	IGP
CTH	1101.9	1107.8	0.08	0.13	0.17	0.17	IGP
SGR	1250.5	1255.7	0.24	0.24	0.24	0.24	IGP

Dist.Epi= Distancia epicentral; **Dist.Hip**.= Distancia Hipocentral.

Curvas de Atenuación

En la Figura 11 se muestra la distribución de los valores de aceleración disponibles para este estudio en función de su distancia epicentral/hipocentral para el sismo ocurrido el 25 de Septiembre de 2005. Estos valores permiten obtener las siguientes relaciones para la atenuación:

Para la componente vertical:

- Distancia epicentral

$$\text{LogAmax} = 2.27 + 0.3M_w - \text{Log}_{10}R - 0.002R$$

- Distancia hipocentral

$$\text{LogAmax} = 3.24 + 0.198M_w - \text{Log}_{10}R - 0.0018R$$

Para la componente Norte-Sur:

- Distancia epicentral

$$\text{LogAmax} = 2.93 + 0.239M_w - \text{Log}_{10}R - 0.00216R$$

- *Distancia hipocentral*

$$\text{LogAmax} = 2.7 + 0.3Mw - \text{Log}_{10}R - 0.0023R$$

Para la componente Este-Oeste:

- *Distancia epicentral*

$$\text{LogAmax} = 3.32 + 0.18Mw - \text{Log}_{10}R - 0.002128R$$

- *Distancia hipocentral*

$$\text{LogAmax} = 3.86 + 0.1358Mw - \text{Log}_{10}R - 0.00228R$$

En donde, A corresponde a la amplitud máxima en cm/seg^2 , R la distancia epicentral y Mw la magnitud momento.

De acuerdo a la Figura 11, los valores de aceleración fueron obtenidos para distancias epicentrales comprendidas entre 89 y 1250 km. En general, los valores muestran buena coherencia en su distribución con la distancia, sean valores de aceleraciones observadas y las obtenidas de las gráficas de aceleración. En la figura la línea de tendencia o ajuste de color negra define la relación de los valores en función de la distancia epicentral. Esta curva fue obtenida con un total de 11 datos de aceleración y ellos son coherentes para el rango de distancias que fluctúa entre 90 a 1250 km. Para distancias cercanas, la línea de ajuste se superponen sobre los valores de aceleración y a distancias del orden de 700 km, los valores se alejan de la curva de tendencia, lo cual permitiría subestimar la aceleración que se pudiera estimar.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este estudio se ha propuesto curvas de atenuación de la aceleración del suelo utilizando registros de velocidad de estaciones de banda ancha con las cuales se han obtenido gráficas de aceleración para un sismo con foco superficial (8.2Mw) y otro con foco intermedio (7.0Mw). Los valores de aceleración obtenidos han sido complementados con otros correspondientes a estaciones acelerométricas de las redes: RSN, CISMID y U. CHILE.

Las curvas de atenuación obtenidas representan correctamente el decaimiento de aceleración en función de la distancia epicentral/hipocentral y permiten tener mayor confiabilidad en los valores de aceleración ha estimarse con respecto a las curvas propuestas por otros autores. Las ecuaciones de atenuación permiten considerar que para el sismo del 23 de Junio de 2001 (foco superficial) los valores de aceleración se atenúan rápidamente de 295 a 1.7cm/seg^2 entre rangos de distancia de 300 a 930 km. Para el sismo del 25 de Septiembre de 2005 (foco intermedio), las aceleraciones van de 130 a 0.2cm/seg^2 para distancias comprendidas entre 90 y 1250 km.

**Curvas de atenuación a partir de registros de aceleración y velocidad:
Aplicación a terremotos ocurridos en el Perú**

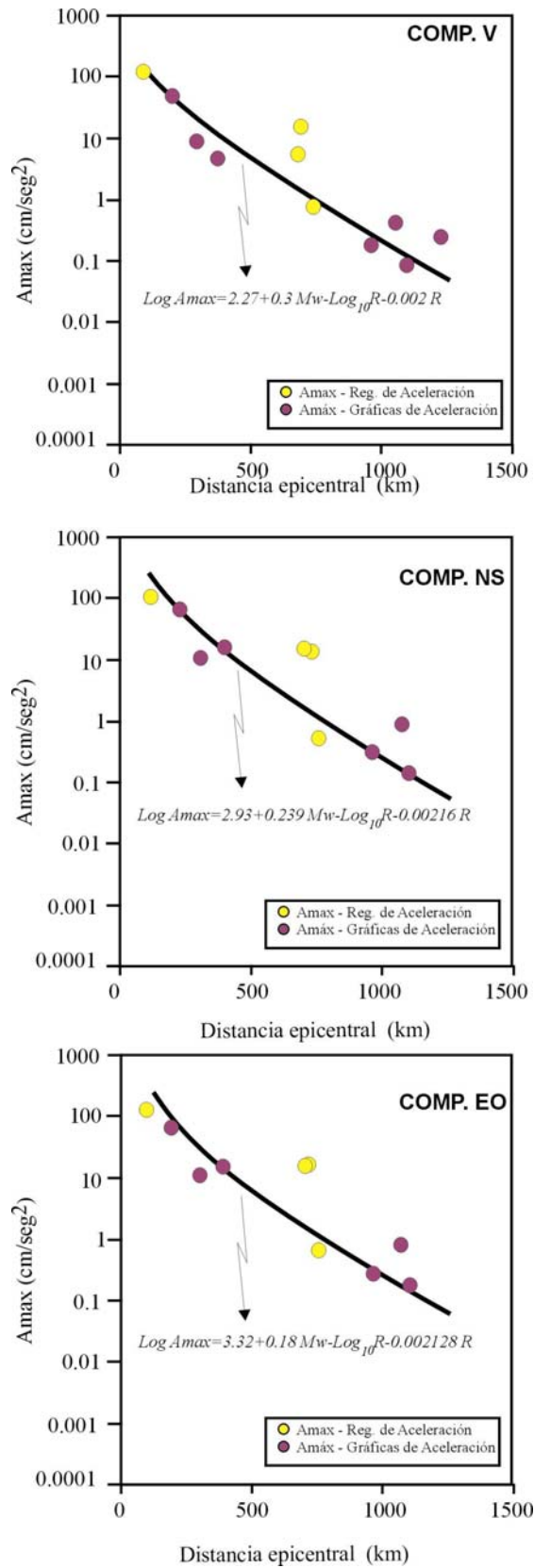


Figura 11. Curvas de atenuación de la aceleración (A_{max}) con la distancia epicentral para el sismo del 25 de Septiembre del 2005 (7.0Mw).

Estos resultados sugieren que las aceleraciones producidas por sismos de foco superficial se atenúan rápidamente en comparación con las producidas por sismos con foco intermedio. Asimismo, se ha observado que sismos con procesos complejos de ruptura y con propagaciones unilaterales de la misma, producen aceleraciones diversas en sitios localizados a la misma distancia en direcciones opuestas respecto al sismo, lo cual sugiere la necesidad de ampliar los estudios sobre este tópico a fin de proponer relaciones de atenuación mas adecuadas a la realidad.

Los resultado obtenidos en este estudio permiten considerar que el uso de registros de velocidad para la obtención de valores de aceleración máxima, es un método eficaz, practico y puede ser utilizando cuando no se dispone de datos de aceleración observada. Asimismo, las curvas de atenuación obtenidos pueden ser utilizadas con mayor confiabilidad que las propuestas por otros autores para el Perú, ya que se cuenta con información para distancias regionales.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al personal de Redes Geofísicas por su esfuerzo de mantener operativas las estaciones que integran la Red Sísmica Nacional. Asimismo, al Sr. Henry Salas por su apoyo para la pronta

disponibilidad de los datos usados en este estudio.

BIBLIOGRAFÍA

Boore, D. (1986). The affects of finite bandwidth on seismic scaling relationships, *Earthquake Source Mechanics*, Geophysical monograph 37, 275-283.

Boore, D. y Joyner W. (1993). Estemation of response and peak accelerations from western north American earthquakes. An Interim Report. USGS O.F. Report 93-509.

Brady A. y Perez V.(1977). Strong motion earthquake acelerograms; Digitization and analysis. Records from Lima, Peru: 1951 to 1974. Geological Survey. Department of the Interior. United State.

Casaverde L. (1979). Riesgo sísmico del departamento de Lima. Publicación DI-80-02, 34pp.

Casaverde L. y Vargas J. (1980). Zonificación sísmica del Perú. II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismo-Resistente. Organización de los estados americanos y Pontificia Universidad Católica del Perú. Lima, Perú.

Esteva, L. (1976). Seismic Risk and Engineerring Decisions. Elsevier Scientific Publishing, Ámsterdam.

- Hanks, T.H. y Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale, J.Geophys. Res. 84, 2348-2350.
- Huaco, D. (1980). Análisis de los parámetros que intervienen en la evaluación del peligro sísmico. Instituto Geofísico del Perú. Lima, Perú.
- Huaco, D. y Ruiz R. (1999). Cuantificación del peligro sísmico en base a varias ecuaciones de atenuación. XII Congreso Nacional de Ingeniería Civil. 102-105pp.
- McGuire, R. (1974). Seismic structural response risk analysis incorporating peak response regression on earthquake and distance. M.I.T., Department of Civil Engineering. Research Report.
- Ordaz, M., Singh, S. y Arciniega, A. (1992). Bayesian attenuation regressions: an application to México City, submitted to Geoph. Jour. Int.
- Richter, C. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale, Bull. Seism. Soc. Am. 25, 1-32.
- Ruegg, (2001). Seism. Res. Lett, 72, 673-678.
- Saragoni, R. (1980). Características de los sismos Latinoamericanos y su influencia en las prácticas modernas de diseño sísmico. II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sísmica.
- Saragoni, R., Crempien J. y Ayala R. (1982). Características experimentales de los movimientos sísmicos sudamericanos. Revista del IDIEM, 21 (2), 67-86, México.
- Tavera, H. y Grupo CNDG. (2006). The earthquake of the Southern region of Peru of June 23, 2001. Journal of Seismology. DOI: 10.1007/s10950-006-9014-2.

