



INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU
Centro Nacional de Datos Geofísicos
BIBLIOTECA

**COMPENDIO DE TRABAJOS DE INVESTIGACIÓN
REALIZADOS POR ESTUDIANTES
DURANTE EL AÑO 2005**

Volumen 7

Editor
Hernando Tavera

Lima - Perú
Enero 2006

Jóvenes,

“... deben tener presente que el Arte de la Ciencia es: repasar el camino que otros anduvieron, mirar todo aquello que los otros miraron y buscar lo que ellos no vieron o aquello que aun nadie ve, no olvides que la ciencia existe por la curiosidad del hombre.....”

H. T.

PRESENTACION

El Volumen 7 de la serie “*Compendio de Trabajos de Investigación realizados por Estudiantes durante el Año 2005*” reúne los diversos trabajos técnico-científicos realizados por estudiantes universitarios durante su permanencia en el Instituto Geofísico del Perú (IGP) en el año 2005. En general, los estudiantes ingresan al IGP para realizar sus prácticas o estancias a través de la Dirección General de Asuntos Académicos (DGAA) 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 Biblioteca, 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 16 trabajos, todos 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, 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 7 de estos *Compendios* ha contado con el apoyo de la Sra. I. Pérez-Pacheco, en su labor de asistente de edición y diagramación final. 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

Variabilidad espacio-temporal de la temperatura superficial del mar (tsm) frente a las costas del Perú, utilizando los datos tsm-reynolds <i>Elvis David Ñahui Ruiz</i>	9
Análisis estadístico del Mo a partir de la magnitud local (ML) <i>Angélica Isabel Cahuari Begazo</i>	27
Microtremores <i>Sheila Alodia Yauri Condo</i>	43
Aspectos generales del sismo de Chile del 13 de Junio del 2005 <i>Luz Arredondo Garcia</i>	57
Las Ondas Coda <i>Fabiola Karina Rosado Moscoso</i>	67
Ondas superficiales <i>Geremías Moncca Anculle</i>	81
El ruido sísmico de fondo <i>Elard Cutipa Vargas</i>	89
Zonificación sísmica preliminar del Perú a partir de datos de intensidades <i>Miguel Angel Ramirez Cutipa</i>	101
Diseño de un pre-amplificador de bajo ruido basado en el uso de parámetros scattering <i>Wilbert Jesús Villena Gonzáles</i>	111
Control automático de la prensa para circuitos multicapa <i>Juan Carlos Espinoza Guerra</i>	127
Caracterización de meteoros en presencia de ecos coherentes de electrochorro ecuatorial, utilizando el radar VHF del Radio Observatorio de Jicamarca <i>Freddy Ronald Galindo Palomino</i>	139

Determinación del azimuth geográfico mediante observaciones al Sol <i>Ronald Jimy Quispe Villalobos</i>	147
Procesamiento de datos de la Estación Solar Única-IGP <i>Adita Nehemias Quispe Quispe</i>	157
Cálculo de la coordenadas heliográficas mediante un programa Fortran <i>Isabel Liz Castro Merino</i>	165
Uso de las relaciones difusas para elaborar mapas de susceptibilidad a deslizamientos <i>Adolfo Taco Huamani</i>	175
Uso de los SIG en el análisis de susceptibilidad y predicción de deslizamientos <i>Irma Cristina Cereceda Quintanilla</i>	191

VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR (TSM) FRENTE A LAS COSTAS DEL PERÚ, UTILIZANDO LOS DATOS TSM-REYNOLDS

ELVIS DAVID ÑAHUI RUIZ

*Facultad de Ciencias Naturales y Matemática
Universidad Nacional del Callao
dnahui10@yahoo.com*

*Prácticas dirigidas por: Ing. Grace Trasmonte
Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima*

RESUMEN

En este trabajo se estudió la variabilidad espacial y temporal de la temperatura superficial del mar (TSM) en el área comprendida entre el litoral costero peruano hasta los 90° de longitud oeste, en condiciones normales y cuando es perturbado por algún fenómeno climático extremo, casos de los eventos El Niño y La Niña. Se utilizó el banco de datos mensuales TSM-Reynolds, generando: climatologías espaciales y temporales a escala anual, estacional y mensual, y sus variaciones durante dichos eventos, así también se generó y analizó series de tiempo mensuales, representativas de sectores frente al litoral extremo norte peruano (entre las latitudes 3° y 6° sur), norte (entre 6° y 9° sur), centro (entre 9° y 14° sur) y sur (entre 14° y 18,6 ° sur).

INTRODUCCIÓN

La temperatura superficial del mar (TSM) en el mar adyacente al Perú, influye bastante en el tiempo y el clima del país, en particular en la región de la costa, y suele indicar las condiciones básicas para el sustento de la rica biodiversidad marina que tiene el mar peruano, por lo que es necesario conocer sus condiciones normales (climatología) y que sirvan como referencia para obtener y analizar las condiciones anómalas, como por ejemplo las presentadas durante los eventos océano-atmosféricos El Niño y La Niña, los cuales son recurrentes.

En general, la información de TSM en el Pacífico sur oriental es escasa, en

particular frente a nuestras costas, por lo que en los últimos años, ha habido un gran esfuerzo de organismos internacionales y nacionales, de acopiar y generar bancos de datos de información confiable, que incluya información de cruceros, satélites, boyas, etc. Uno de ellos es la información del Centro de Diagnóstico Climático (CDC en sus siglas en inglés) de los Estados Unidos, conocida como TSM de Reynolds, que bajo el proceso de interpolación óptima generó el más importante banco de datos oceanográficos del sistema operacional de la NOAA (Agencia de investigación de la Atmósfera y Océano de los Estados Unidos).

En el presente trabajo se analizará las principales características de la información TSM de Reynolds, correspondiente al sector frente a las

costas peruanas entre las coordenadas: 90°O-70°O/3°S-19°S.

DATOS Y METODOLOGIA

Para realizar este trabajo se utilizaron: la base de datos TSM-Reynolds, que se puede obtener de la página web de la NOAA, y los datos de anomalía de la temperatura superficial del mar (ATSM) de la región Niño 1+2 (promedio del sector del Pacífico oriental comprendido entre las latitudes 0°-10°S/ 80°O-90°O), que se obtuvieron del NCEP/NOAA.

La base de datos TSM-Reynolds (°C), son datos mensuales de todo el globo, cuya resolución espacial es de 1° de longitud X 1° de latitud. Fueron obtenidos mediante la técnica de interpolación óptima por los investigadores norteamericanos Reynolds y Smith (1994) y mejorados en siguientes años (Reynolds et.al., 2002), cubren el periodo noviembre de 1981 a la fecha. En el presente trabajo se utilizó la versión 1 (v1) de dicho juego de datos, y el periodo entre 1982 hasta diciembre del 2002.

Los datos de (ATSM) de la región Niño 1+2 están dados en °C, cubre el periodo

enero de 1950 hasta la fecha, y fueron calculadas basándose en la climatología construida para el periodo 1971-2000. También se utilizó en el trabajo el periodo:1982 hasta diciembre del 2002.

Se realizó el siguiente proceso metodológico: obtener y analizar primero las climatologías espaciales mensuales, estacionales y anuales del área de estudio, limitado desde las costas peruanas hasta la longitud 90°W y las latitudes 3°S hasta 19°S (Figura 1.a). Segundo, generar y analizar las climatologías temporales mensuales, estacionales y anuales de TSM de las áreas: A1, A2, A3 y A4 (Figura 1.b), estas áreas fueron definidas frente al litoral peruano extremo norte, norte, centro y sur respectivamente, con una distancia desde el litoral hasta 10° de longitud mar adentro. Tercero, analizar las series de tiempo anuales de TSM de la región Niño 1+2, para identificar los años extremos El Niño y La Niña, para después analizar en las series A1 a la A4, su comportamiento en dichos años extremos, igualmente, se analizó el comportamiento espacial en todo el área de estudio, durante dichos periodos anómalos.

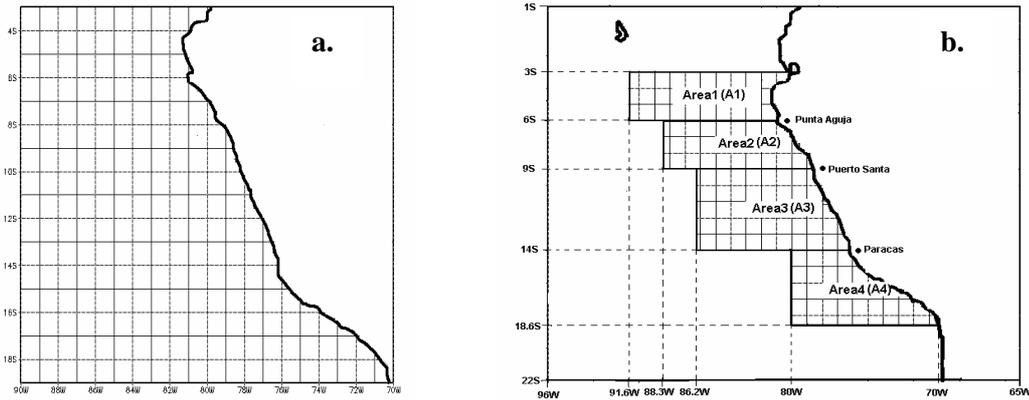


Figura 1.- Áreas de estudio

Al realizar las climatologías espaciales se utilizaron los veintiún años de información (252 meses) de la TSM –Reynolds. Se realizaron promedios mensuales para todos los meses de enero del periodo y así sucesivamente con el resto de los meses, luego se obtuvieron los promedios estacionales (verano, otoño, invierno y primavera), y por último el promedio anual. En los valores estacionales se consideró el periodo enero a marzo como verano, abril a junio como otoño, julio a setiembre como invierno y octubre a diciembre como primavera.

Al desarrollar las climatologías temporales de cada una de las áreas definidas (A1, A2, A3 y A4), se promediaron espacialmente los datos, reduciéndolas a una serie temporal. De ahí se realizaron los promedios mensuales, trimestrales y anual.

Las anomalías tanto espaciales como temporales, se calcularon haciendo la diferencia con la climatología respectiva.

Para el procesamiento de la información se desarrolló programas en FORTRAN 77 y el software de visualización GRADS en un entorno de sistema operativo Unix. La validación de los programas en el caso de las climatologías espaciales se hizo comparando cualitativamente con imágenes de TSM del Centro de Predicción Numérica del Tiempo y Clima (CPNTC) cuya fuente es el NAVO/NMOC (Naval oceanographic Office of the Naval Meteorological and Oceanographic Command), y para las series temporales en las áreas: A1, A2, A3 y A4 se comparó la serie A1 con información del área Niño 1+2 de la NOAA, verificándose una alta correspondencia entre ambas.

RESULTADOS

Climatologías

Promedio anual y estacional. En la Figura 2, se muestra las condiciones promedios anuales de la TSM frente a la costa peruana. Se observa la

disminución de la temperatura en dirección sur-este, desde un núcleo de 24°C ubicado entre 3°S y 9°S, al oeste de la longitud 86°O, hasta temperaturas de 20°C frente a la costa centro/sur peruana. En el litoral peruano, las temperaturas más altas se presentan frente a las costas del departamento de Tumbes con valores entre 22°C y 23°C, disminuyendo gradualmente hasta valores entre 19°C y 20°C frente a los departamentos de Lima e Ica.

En la Figura 3 se presentan las climatologías estacionales, obteniéndose,

como era de esperarse, la temperatura máxima en la estación de verano, con valores entre los 24°C y 25°C frente a las costas de Tumbes y el norte del departamento de Piura, (aproximadamente hasta la latitud de 5°S). En otoño, las temperaturas decaen a valores desde 23°C en el extremo norte peruano, hasta 19°C en el extremo norte peruano, hasta 19°C entre las latitudes 12°S y 16.5°S aproximadamente. En invierno, se dan las temperaturas más frías en el mar peruano con valores entre 20°C al extremo norte y entre 16°C y 17°C entre Lima y el norte de Arequipa. En la época de primavera, las temperaturas empiezan a incrementar alcanzando valores entre 21°C y 18°C cerca al litoral peruano.

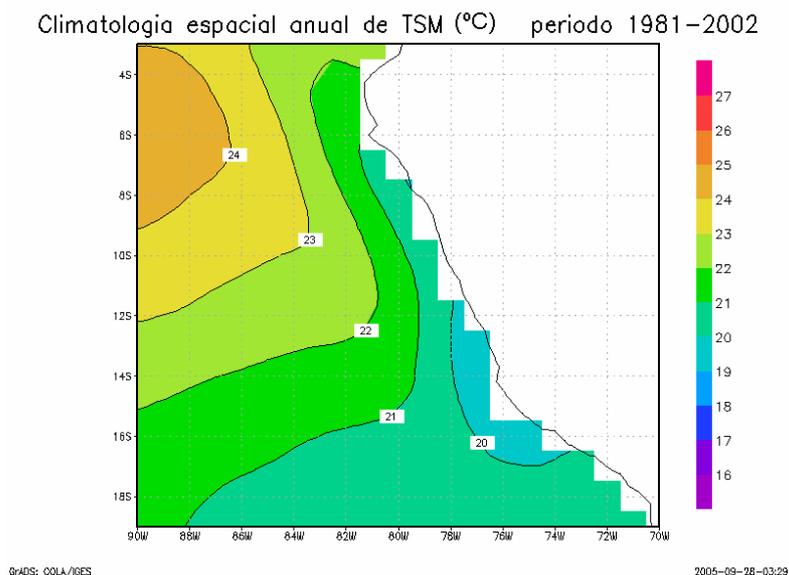


Figura 2. Climatología espacial de TSM anual

**Variabilidad Espacio-Temporal de la Temperatura superficial del Mar (TSM)
Frente a las costas del Perú, utilizando los datos TSM-Reynolds**

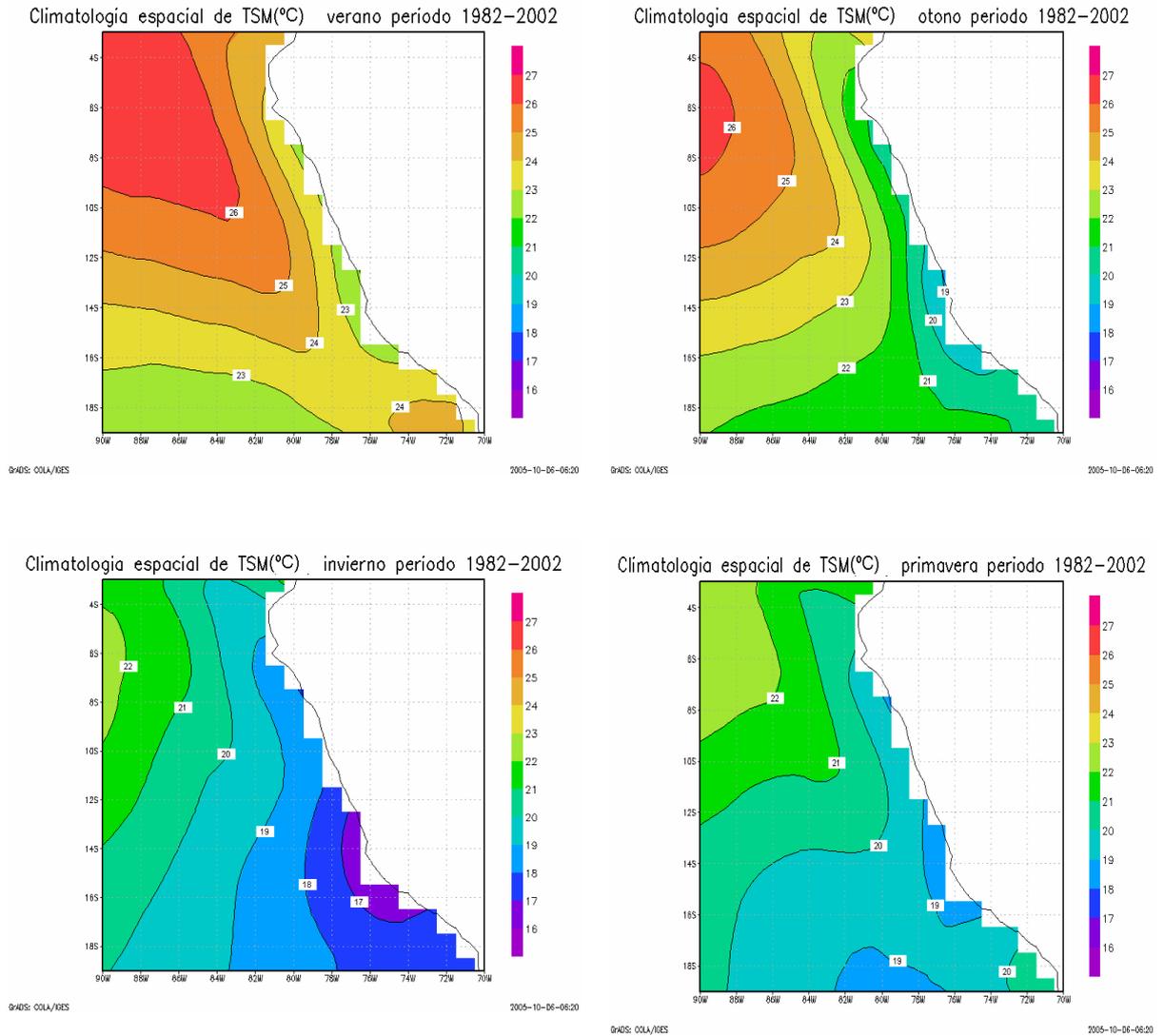


Figura 3. Climatología espacial de TSM estacional

Variación Mensual (Figura 4a, b)

Enero.- Se observa en el litoral peruano que las temperaturas máximas se presentan frente a las costas del departamento de Tumbes y frente a la costa sur entre Arequipa y Tacna con valores entre 23°C y 24°C. En general, gran parte del litoral de la costa peruana (desde Piura hasta Ica) presenta valores entre 21°C y 23°C.

Febrero.- Durante febrero las temperaturas incrementan significativamente, con valores entre 25°C y

26°C frente a la costa norte y centro del departamento de Tumbes, hasta valores entre 22°C y 23°C frente a Lima e Ica. Además se puede observar un núcleo de aguas cálidas con temperaturas entre 27°C y 28°C ubicado entre las longitudes 85°O y 90°O, mar afuera entre las latitudes 4°S y 6.5°S aproximadamente.

Marzo.- En marzo continúan las condiciones cálidas en el mar peruano, con temperaturas similares al mes anterior (25°C y 26°C frente al litoral norte y 21°C

y 22°C frente a Lima e Ica). El núcleo de aguas cálidas mar afuera, aumenta en su temperatura, llegando a valores mayores a 28°C alrededor de los 85°O aproximadamente.

Abril.- Durante abril, se verifica el paulatino enfriamiento de las temperaturas marinas en el mar peruano, entre 2°C y 3°C en el extremo norte (de 26°C a 24°C frente a Tumbes) y 1°C a 2°C frente a la costa central y sur. Las temperaturas mínimas se dan frente a la costa de los departamentos de Lima e Ica con valores entre 20°C y 21°C.

Mayo.- Las temperaturas son menores a 21°C en gran parte del mar frente a las costas peruanas entre Lambayeque y Tacna, excepto frente al norte de Tumbes, con temperaturas entre 23°C y 24°C.

Junio.- Sigue disminuyendo las temperaturas marinas, por lo general entre 1°C y 2°C. Las temperaturas máximas se presentan frente a las costas del departamento de Tumbes con valores entre 22°C y 23°C y las mínimas entre el centro y sur del departamento de Lima y departamento de Ica con valores entre 17°C y 18°C.

Julio.- En el mes de julio, se visualiza un área de temperaturas entre 16°C y 17°C frente a las costas de Ica. En tanto que en la mayor parte del mar frente al Perú prevalecen las temperaturas menores a 19°C.

Agosto.- Se extiende la zona mas fría en el litoral abarcando sectores frente a Lima,

Ica y Arequipa, con temperaturas menores e iguales a 17°C. A su vez se vislumbra temperaturas menores a 18°C en la costa norte alrededor de los 8°S.

Setiembre.- El mes más frío del año en cuanto a TSM frente al litoral peruano. Predominan temperaturas menores a 18°C en gran parte del mar peruano desde Piura hasta Tacna. Con el núcleo de agua mas frío (menor a 17°C) frente a Lima ,Ica y el norte de Ica. Además, las temperaturas máximas se presentan frente a las costas del departamento de Tumbes con valores entre 20°C y 21°.

Octubre.- Se inicia el periodo de calentamiento marino en la región de análisis, las temperaturas varían entre 22°C y 20°C frente a Tumbes y son menores de 19°C frente al resto del litoral peruano.

Noviembre.- Si bien el mar mas cercano a la costa peruana presenta en su mayor parte temperaturas menores a 19°C, se observa el calentamiento en 1°C y 2°C respecto al mes anterior, destacando un núcleo entre 20°C y 21°C frente al extremo sur (Moquegua y Tacna).

Diciembre.- Incremento significativo en la TSM, con valores predominantemente entre 21°C y 20°C frente al litoral entre Lambayeque e Ica. Tanto el extremo norte (frente a Tumbes) como el extremo sur (frente a Moquegua y Tacna) presentan temperaturas entre 22°C y 23°C.

**Variabilidad Espacio-Temporal de la Temperatura superficial del Mar (TSM)
Frente a las costas del Perú, utilizando los datos TSM-Reynolds**

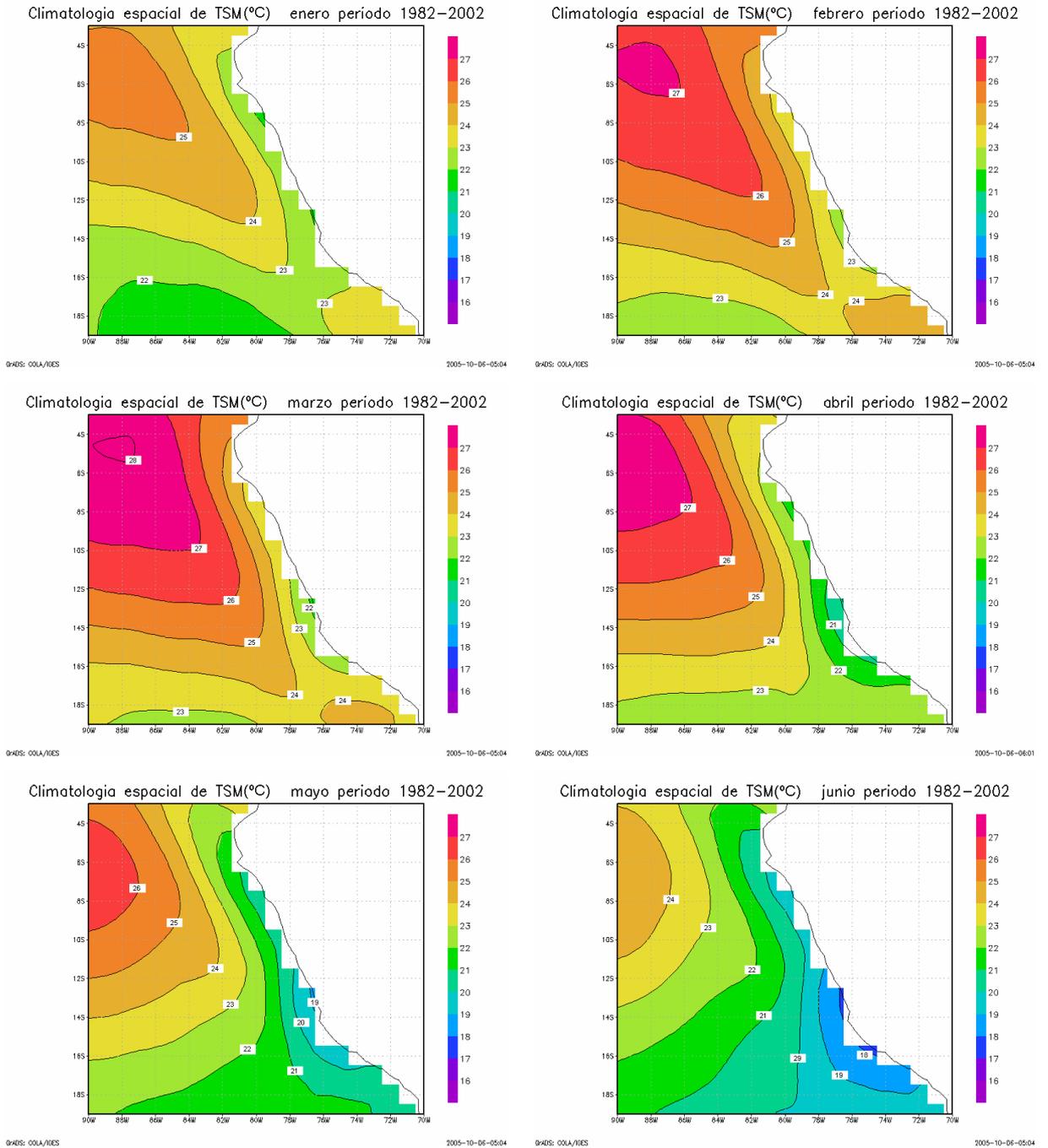


Figura 4.a. Climatología espacial de TSM mensual. Enero a junio

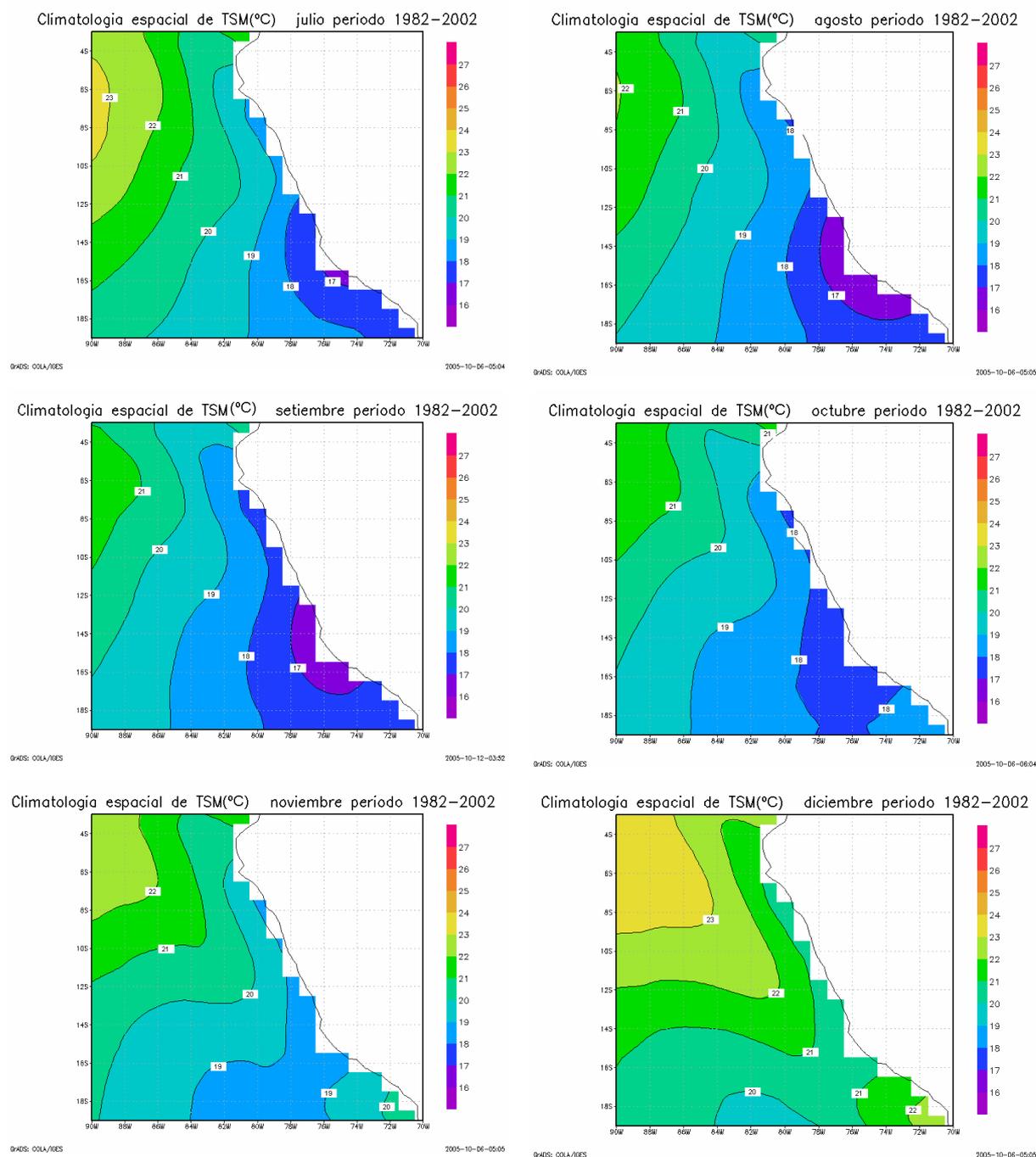


Figura 4.b. Climatología espacial de TSM mensual. Julio a diciembre

Climatología de las áreas A1, A2, A3 y A4. En la Tabla 1 y la Figura 5 se presenta las climatologías mensuales, estacionales y anuales, obtenidas para las áreas A1, A2, A3 y A4 frente al litoral peruano. Mensualmente, la TSM máxima y mínima promedio se da en las áreas A1, A2 y A3

en marzo y setiembre respectivamente, sin embargo en el área A4 frente a la costa sur peruana, dichos valores se dan un mes antes, es decir en febrero y agosto.

**Variabilidad Espacio-Temporal de la Temperatura superficial del Mar (TSM)
Frente a las costas del Perú, utilizando los datos TSM-Reynolds**

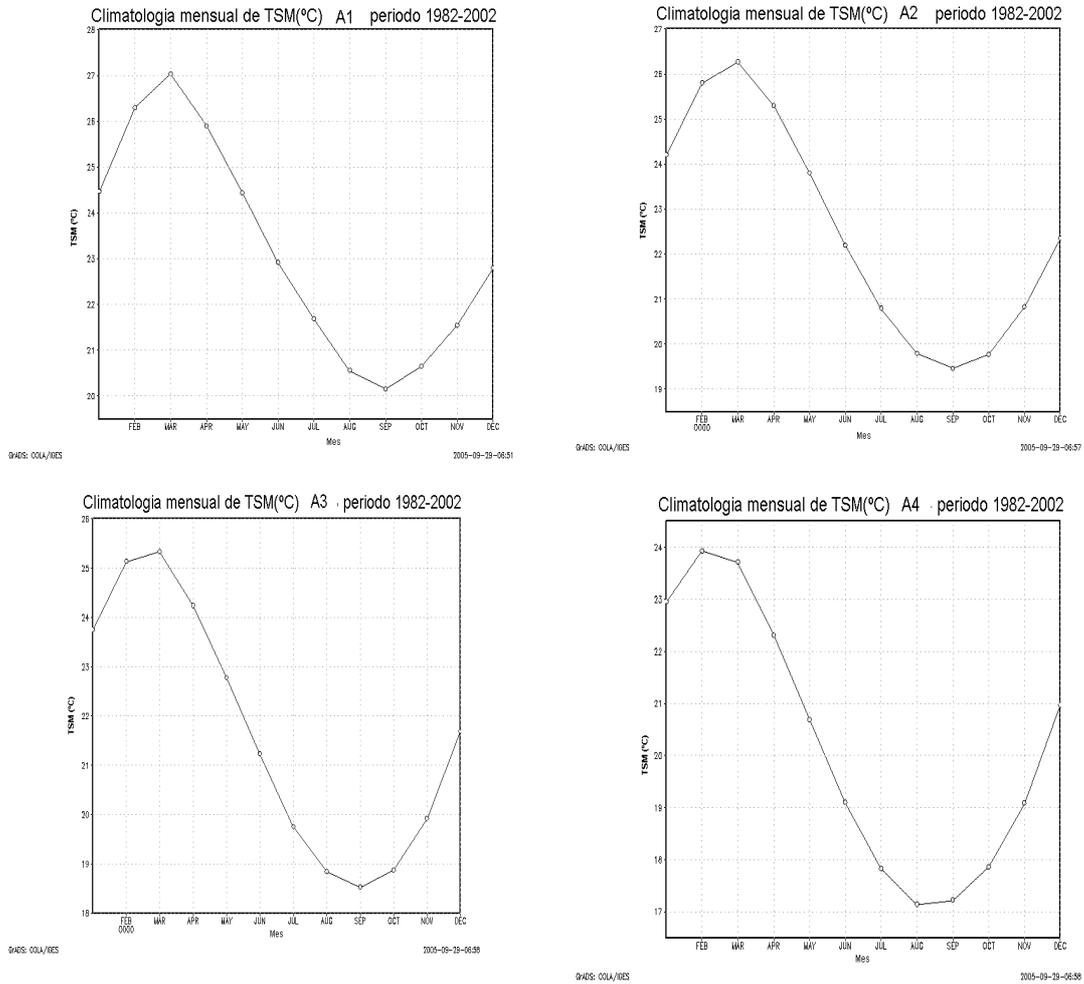


Figura 5. Climatologías mensuales de TSM en las áreas A1, A2, A3 y A4

Estacionalmente, las mayores TSM se dan en la estación de verano con los siguientes valores: 25,94 °C (A1), 25,43°C (A2), 24,74°C (A3) y 24,20°C (A4) y las menores TSM se dan en la estación de invierno con los siguientes valores: 20,80°C (A1), 20,02°C (A2), 19,04°C (A3) y 17,40°C (A4). Según la Tabla 1, el

promedio anual multianual para las áreas A1, A2, A3 y A4 son respectivamente: 23,21°C, 22,75°C, 21,68°C y 20,49°C, observándose un descenso progresivo de norte a sur, con un gradiente de 0,46°C entre el A1 y el A2(frente al litoral norte) y alrededor de 1,1°C entre las otras áreas.

Tabla1. Valores de la climatología mensual de la TSM para las áreas: A1, A2, A3 y A4

Áreas Meses	A1	A2	A3	A4
	Temperatura superficial del mar (°C)			
Enero	24,47	24,21	23,76	22,96
Febrero	26,30	25,81	25,14	23,93
Marzo	27,04	26,27	25,34	23,72
Abril	25,91	25,30	24,25	23,32
Mayo	24,44	23,81	22,78	20,69
Junio	22,92	22,20	21,24	19,11
Julio	21,69	20,80	19,76	17,83
Agosto	20,57	19,80	18,85	17,14
Setiembre	20,16	19,47	18,53	17,23
Octubre	20,66	19,78	18,88	17,86
Noviembre	21,55	20,83	19,92	19,09
Diciembre	22,80	22,35	21,69	20,98
EFM	25,94	25,43	24,74	24,20
AMJ	24,42	23,77	22,76	21,04
JAS	20,80	20,02	19,04	17,40
OND	21,67	20,99	20,17	19,31
Anual	23,21	22,75	21,68	20,49

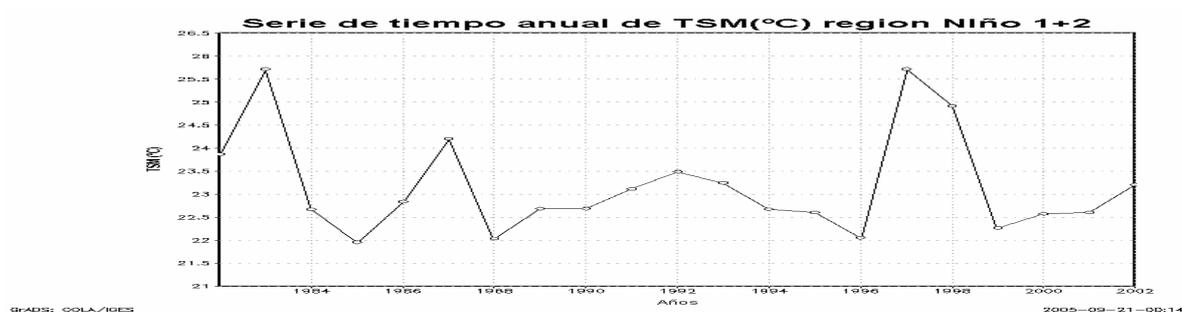


Figura 6. Serie de tiempo anual de la TSM Niño 1+2

Eventos El Niño y La Niña

Utilizando el índice Niño 1+2 (Figura 6), se determinó los eventos El Niño y La Niña ocurridos entre el periodo 1981 y 2002.

Niños intensos ocurrieron en los años 1983 y 1997 y Niño moderado en el año 1987. También se observaron que los años Niñas fuertes se dieron en los años 1985, 1988 y 1996; y un moderado en 1999

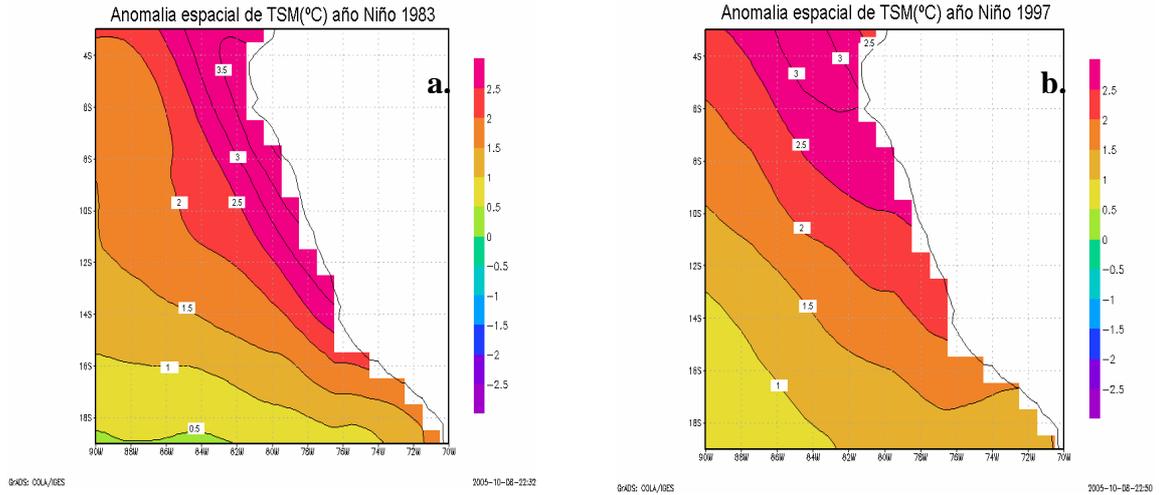


Figura 7. Anomalías espaciales de los años Niños Intensos: a. 1983 b. 1997

En la Figura 7.a correspondiente al año Niño 1983, se observó un fuerte calentamiento marino en toda la región de estudio, con anomalías entre +4,5°C y +0,5°C. Frente al litoral peruano, se concentraron las mayores anomalías positivas, con valores entre 3,5 y 4,5°C desde Tumbes hasta aproximadamente Lima. Por otro lado, en la costa sur se presentaron las más bajas anomalías frente a las costas de los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna, con valores

entre +1,5°C y +2°C. Mar afuera entre las longitudes 90°O y 82°O y al sur de los 19°S aproximadamente, se tuvo anomalías entre 0,5°C y 0°C indicando condiciones ligeramente cálidas.

En la Figura 7.b, durante El Niño 1997 las condiciones también fueron bastante cálidas aunque en magnitud de menor anomalía anual frente a nuestras costas, en comparación al Niño 1983.

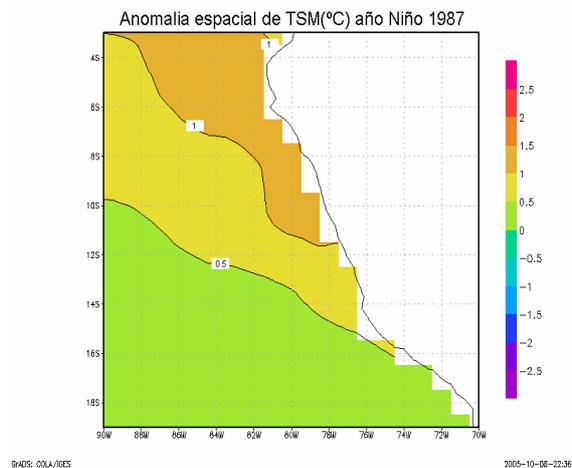


Figura 8. Anomalías espaciales en Año Niño moderado (1987)

Durante El Niño moderado 1987 (Figura 8), las anomalías máximas en el litoral peruano se presentaron frente a las costas entre Tumbes y el norte de Lima, con

valores entre 1°C y 1,5°C. Entre el centro del departamento de Lima e Ica, las condiciones fueron casi normales.

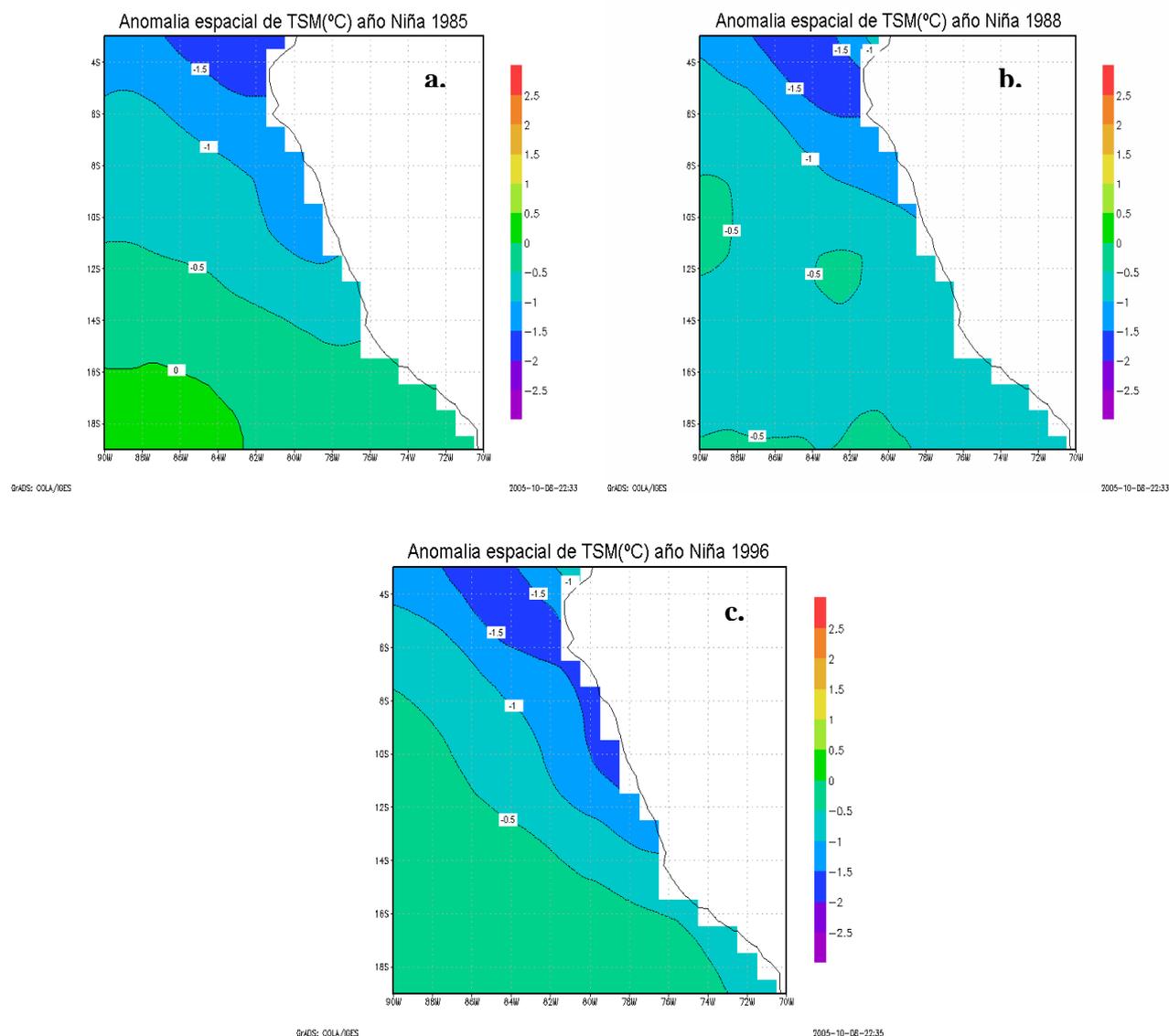


Figura 9. Anomalías espaciales de los años Niñas fuertes: a. 1985, b. 1988 y c. 1996

En la Figura 9 correspondiente a los años Niña 1985, 1988 y 1996 las condiciones son opuestas, de enfriamiento generalizado en todo el área de estudio. Durante La Niña 1985 (Figura 9.a), se observa en el

litoral peruano las máximas anomalías negativas frente a las costas de Tumbes y Piura, con valores entre -1,5°C y -2,0°C. Entre las latitudes 12°S y 14,5°S aproximadamente, las anomalías están en

el rango de $-0,5^{\circ}\text{C}$ y $-1,0^{\circ}\text{C}$ y frente a la costa sur anomalías ligeras de $-0,5^{\circ}\text{C}$. Mar afuera, entre las longitudes de 90°W y 82°W se presenta anomalías entre 0°C y $0,5^{\circ}\text{C}$ que indican condiciones normales.

En la Figura 9.b correspondiente al año Niña 1988, se observa las condiciones mas frías frente a las costas del departamento de Piura, con anomalías entre $-1,5^{\circ}\text{C}$ y -2°C , así como anomalías entre $-0,5$ y $-1,0^{\circ}\text{C}$ entre las latitudes 10°S y 19°S . Frente a las costas de Lima, mar afuera entre las longitudes 81°O y 84°O , se puede observar un núcleo de condiciones cerca

de lo normal con anomalías entre $-0,5^{\circ}\text{C}$ y $0,0^{\circ}\text{C}$.

Durante el año Niña 1996 (Figura 9.c) se presentó en general temperaturas más bajas frente a la costa central, en comparación a los casos anteriores. Se presentaron anomalías entre -2°C y $-1,5^{\circ}\text{C}$ que abarcaron el sector entre el centro de Piura y el norte del departamento de Lima, y anomalías entre $-1,5^{\circ}\text{C}$ y $-1,0^{\circ}\text{C}$ frente al resto del litoral del departamento de Lima.

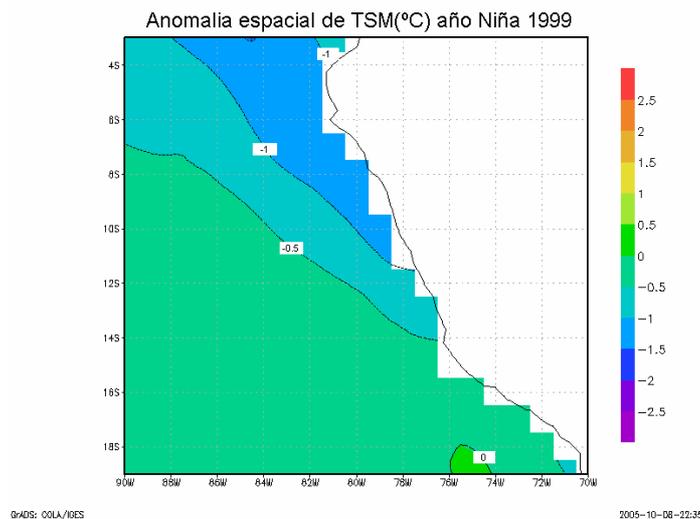


Figura 10. Anomalías espaciales en el año Niña moderado 1999

La Figura 10 correspondiente al año Niña 1999, indicó condiciones frías con anomalías entre $-1,5^{\circ}\text{C}$ y $-0,5^{\circ}\text{C}$ frente al litoral peruano. Los valores mas fríos se dieron entre Piura y Ancash aproximadamente.

Un resumen de las principales anomalías obtenidas para los eventos El Niño y la Niña previamente definidos, utilizando las

series temporales obtenidas para las áreas: A1, A2, A3 y A4, se presentan en las tablas 2 y 3 y Figura 11. De lo analizado se puede indicar lo siguiente:

- Existe un comportamiento bastante similar entre las anomalías de las áreas A1 (entre las latitudes 3°S y 6°S) y A2, (entre las latitudes 6°S y 9°S), con intensidades por lo general,

- ligeramente mayores en el área A1 en comparación al A2.
- Frente al litoral central peruano (A3), existe una mayor variabilidad estacional e interanual con un patrón de comportamiento que difiere de las áreas A1, A2, e inclusive la A4. Se observa en esta área, a los eventos La Niña mas definidos y con anomalías negativas más intensas de toda el área de estudio, asociados a fuertes procesos de afloramiento. También puede ser afectado por los eventos El Niño, especialmente los fuertes o intensos, aunque por lo general con intensidades (anomalías) menores a las de las otras áreas.
 - El área A4 frente al litoral sur peruano, presenta un patrón de anomalías más cercano a las áreas A1 y A2 que a la A3, observándose claramente los eventos El Niño tanto fuertes como moderados(1982-83, 1987, 1992, 1997-98) y no así los eventos La Niña, con intensidades más débiles respecto a las otras áreas.
 - En el año Niño intenso 1983, se dio la mayor anomalía mensual de todo el periodo de registro en las áreas A1 y A2, es decir frente al litoral norte entre los 3°S y 9°S, durante los meses de junio y julio con un valor alrededor de +5°C. En el año Niño intenso 1997, se dio la mayor anomalía mensual en las áreas A1 y A2 en el mes de agosto, con un valor alrededor de 4,4°C. En el Niño moderado 1987, se dio la mayor anomalía en el área A1 en el mes de octubre, con un valor de +1,6°C.
 - En el año Niña fuerte 1985 se dio la anomalía más baja en el área A3 durante el mes de mayo, con un valor de -3°C. En el año Niña 1988 se dio la mínima temperatura y anomalía en la misma área durante el mes de agosto (-3,2°C), similarmente en la Niña 1996 con un valor de -3,6°C en el mes de julio. En La Niña moderada 1999, la menor anomalía fue -2,8°C en julio y en el A3.

Tabla 2. ATSM (°C) máxima de las áreas A1 a A4 en los eventos El Niño 82/83, 87 y 97/98

Niños Áreas	82/83		87		97/98	
	ATSM (max)	Mes	ATSM (max)	Mes	ATSM (max)	Mes
A1	4,8	07	1,6	10	4,4	08
A2	5	06	1,4	03	4,3	08
A3	2,7	06	0,8	03	2,6	12
A4	3,3	06	1	03	2,9	06

*Variabilidad Espacio-Temporal de la Temperatura superficial del Mar (TSM)
Frente a las costas del Perú, utilizando los datos TSM-Reynolds*

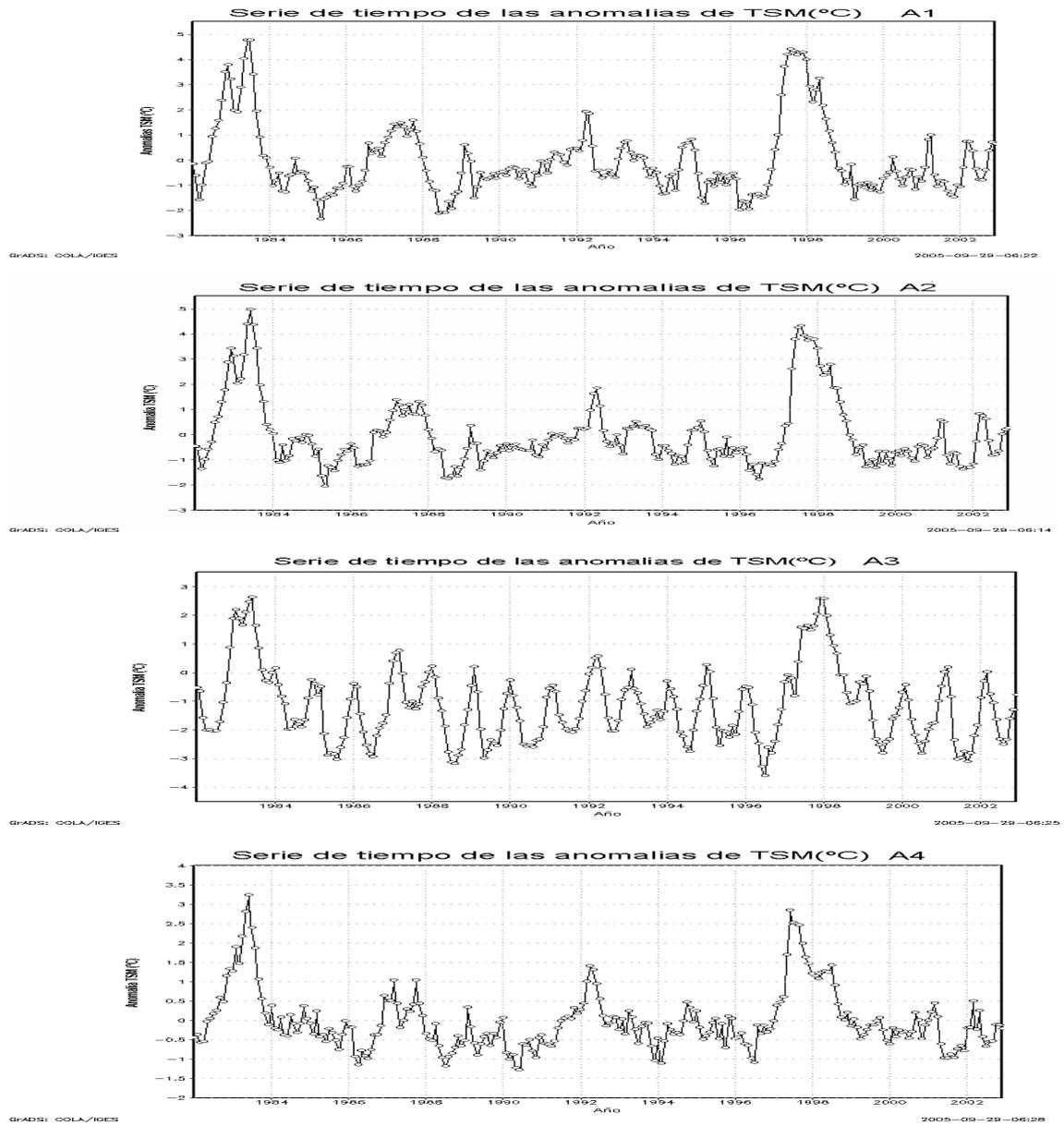


Figura 11. Series de tiempo de las anomalías de la TSM en las áreas A1, A2, A3 y A4

Tabla 3. ATSM (°C) mínimas de las áreas A1 a A4 en los eventos La Niña 85, 88, 96 y 99

Niñas Áreas	85		88		96		99	
	ATSM (min)	Mes						
A1	-2,4	05	-2,1	06	-2	04	-1,6	04
A2	-2	05	-1,8	07	-1,8	07	-1,2	07
A3	-3	08	-3,2	08	-3,6	07	-2,8	07
A4	-0,8	10	-1,2	07	-1,2	07	-0,5	12

CONCLUSIONES

- En condiciones normales como promedio anual, las aguas superficiales marinas más cálidas se concentran frente a la costa del departamento de Tumbes con temperaturas entre 22°C y 23°C y las mínimas frente a las costas de los departamentos de Lima e Ica con temperaturas entre 19°C y 20°C. Estacionalmente, como era de esperarse, la temperatura máxima se presenta en la estación de verano frente a las costas de Tumbes con valores entre 24°C y 25°C y la mínima en invierno frente a la zona sur del departamento de Lima, hasta la zona norte del departamento de Arequipa, con valores entre 16°C y 17°C. A nivel mensual las mayores TSM se dan en los meses entre febrero y abril frente a las costas de Tumbes, con valores entre 25°C y 26°C y las menores en los meses de julio, agosto y setiembre frente a las costas de los departamentos de Lima, Ica y Arequipa con valores entre 16°C y 17°C.
- En promedio para las áreas A1, A2, A3 y A4 (frente al litoral del extremo norte, norte, centro y sur peruano respectivamente) se observa un descenso progresivo de la TSM de norte a sur con valores de: 23,21°C, 22,75°C, 21,68°C y 20,49°C; mensualmente el mes más cálido se da en marzo en A1, con un valor de 27,04°C y el mes mas frío en el mes de agosto en A4, con un valor de 17,14°C.
- El mar frente a las costas peruanas es perturbado en forma opuesta ante la presencia de los fenómenos El Niño y La Niña. Por ejemplo durante el Niño intenso de 1983 las anomalías mas altas (3,5°C y 4°C) se concentran frente a las costas del departamento de Piura y por el contrario durante La Niña más fuerte de 1996, las mínimas TSM se dieron frente a la costa central, con anomalías que en promedio llegaron a -3,6°C en julio para el área A3.
- Finalmente, el patrón de comportamiento de las ATSM, indican una variabilidad mensual e interanual muy similar frente al mar peruano frente a las latitudes 3°S y 9°S aproximadamente, con condiciones más cálidas en el extremo norte(área A1 entre 3°S y 6°S) y donde se observan los mayores impactos térmicos de El Niño; en la costa central, existe una marcada diferencia del mar frente a las latitudes 9°S y 14°S, donde se concentran las anomalías mas frías de todo el litoral (asociadas a fuertes procesos de

afloramiento en la región), y se observan mejor definidas los eventos tipo La Niña. Mientras que frente al litoral sur entre las latitudes 14°S y 18,6°S, el comportamiento es un poco más afín a las áreas del extremo norte y norte peruano, y donde se puede observar la influencia de los eventos El Niño tanto fuertes como moderados(1997-98, 1987, 1997-98).

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Dr. Pablo Lagos por darme la oportunidad de realizar mis prácticas en el IGP. A mi asesora la Ing. Grace Trasmonte, por transmitirme su experiencia profesional para realizar este trabajo. A Kobi Mosquera y Berlin Segura, por sus claras respuestas a todas mis interrogantes y a todo el personal del CPNTC que de una u otra manera ha permitido que desarrollara este trabajo tan importante para mi carrera profesional. Gracias por todo.

BIBLIOGRAFIA

CPC (Climate Prediction Center)-NOAA/National Weather Services. Monthly Atmospheric & SST Indices. En: <ftp://ftp.ncep.noaa.gov/pub/cpc/wd52dg/data/indices/sstoi.indices>.

NOAA Optimun Interpolation (OI) SST V1 Data. Dado por The NOAA/CIRES ESRL/PSD, Centro de Diagnóstico Climático (Climate Diagnostic center), Boulder- Colorado-USA. En: <http://www.cdc.noaa.gov>.

Reynolds, R. y Smith T. (1994). Improved Global Sea Surface Temperature Analysis Using Optimun Interpolation. *J. Climate*, 6,768-774.

Reynolds, R., Rayner, N., Smith, T., Stokes D. y Wong W. (2002). An improved in situ and satellite SST Analysis for Climate. *J.Climate*, 15, 1609-1625.

ANÁLISIS ESTADÍSTICO DEL M_0 A PARTIR DE LA MAGNITUD LOCAL (ML)

ANGELICA ISABEL CAHUARI BEGAZO

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

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

RESUMEN

En el presente estudio se analiza y evalúa estadísticamente la distribución del momento sísmico M_0 para definir las zonas de mayor potencial sísmico en el Perú a partir de una base de datos sísmicos extraídos del catálogo del Instituto Geofísico del Perú (IGP). El periodo de estudio comprende los años de 1985 al 2004 ($ML \geq 4.0$). Los resultados indican que las regiones en donde el momento sísmico (M_0) es mayor, fueron las regiones Sur con un valor de $M_0 = 3.2E+26$ dinas.cm, equivalente a un sismo de magnitud $M_w = 9.0$, seguida por la región Centro con un valor de $M_0 = 2.12E+25$ dinas.cm, equivalente a un sismo de magnitud $M_w = 8.2$ y la región Norte con un valor de $M_0 = 9.60E+24$ dinas.cm, proporcional a un sismo de magnitud $M_w = 7.9$.

INTRODUCCIÓN

El borde occidental de América del Sur es conocido como una de las regiones de mayor actividad sísmica en el mundo y en él, son frecuentes los sismos de magnitud elevada ($M > 7.0$) que producen enormes daños materiales con cuantiosas pérdidas de vidas humanas. El Perú, forma parte de esta región y su actividad sísmica está principalmente relacionada con el proceso de subducción de la placa oceánica (Nazca) bajo la placa continental (Sudamericana) a una velocidad de 8 cm/año (DeMets 1990).

Ante la ocurrencia continua de sismos, es necesario poder distinguir los unos de otros, y para tal fin, se ha asumido medir su tamaño a partir del cálculo del

parámetro conocido como magnitud. La magnitud de un sismo fue calculada por primera vez por Richter (1935) y fue denominada como magnitud local (ML). Recientemente, el tamaño del sismo puede ser mejor cuantificado a partir de la cantidad de energía liberada o del cálculo del M_0 . Este último parámetro está definido en función del módulo de rigidez, dimensiones del área de falla y del desplazamiento medio producido sobre el plano de falla. Hoy en día, el M_0 resulta ser una buena medida del tamaño del sismo, pero al no contar en la mayoría de los casos con datos fiables sobre algunos de los parámetros anteriormente indicados, la relación se torna arbitraria. Por tal razón, varios autores (Aki, 1966; Kanamori, 1977 y 1978; Hanks y

Kanamori, 1979), han establecido relaciones directas entre el M_0 y la magnitud de los sismos (m_b , M_L , M_s , M_w), siendo muchas de estas relaciones aceptables para estimar el M_0 .

En el presente estudio, se cuantifica la cantidad del M_0 obtenido a partir de la magnitud local M_L para un total de 1,581 sismos ocurridos en el Perú entre los años de 1985 al 2004. El análisis estadístico del M_0 por regiones permitirá identificar las zonas en donde este parámetro es mayor.

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LA SISMICIDAD EN PERÚ

En el margen Occidental de Sudamérica se ha formado la Cordillera de los Andes, desde Venezuela hasta el Sur de Chile, paralela a la línea de costa. La topografía abrupta de esta cordillera esta relacionada con la ocurrencia continua de actividad sísmica en la zona de subducción y en el interior del continente como una consecuencia directa de la interacción de dos placas convergentes, la placa Nazca y la Sudamericana (Bernal, 1999). A fin de realizar un mejor análisis de la distribución espacial de los sismos (Figura 1), estos han sido 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.) (Tavera 2001).

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

En la Figura 1, se presenta sismos con foco superficial (círculos) y ellos en mayor numero se ubican de Norte a Sur, entre la fosa y la línea de costa, siendo estos posiblemente asociados al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana a profundidades menores a 60 km. En el interior del continente, también existe presencia de sismos superficiales y estos se distribuyen de Norte a Sur, a lo largo de la zona Subandina y en la Alta Cordillera asociados a las deformaciones superficiales con la presencia de importantes sistemas de fallas.

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

Los sismos con foco intermedio (cuadrados), se distribuyen cerca del litoral costero a partir de los 8° S en dirección Sur y sobre la región Subandina de la parte Norte y Centro del Perú, todos paralelos a la orientación de la Cordillera Andina. En la región Sur, la distribución espacial de sismos es mucho más densa que en las regiones de Norte y Centro y cubren prácticamente todo el Altiplano (Figura 1).

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

En la Figura 1 se observa que los sismos con foco profundo (triángulos), se

distribuyen mayormente en la parte que, en el límite con Bolivia entre 13° y oriental del Perú concentrado en las proximidades del límite con Brasil 15° S, los sismos se distribuyen de manera siguiendo un alineamiento N-S; mientras dispersa.

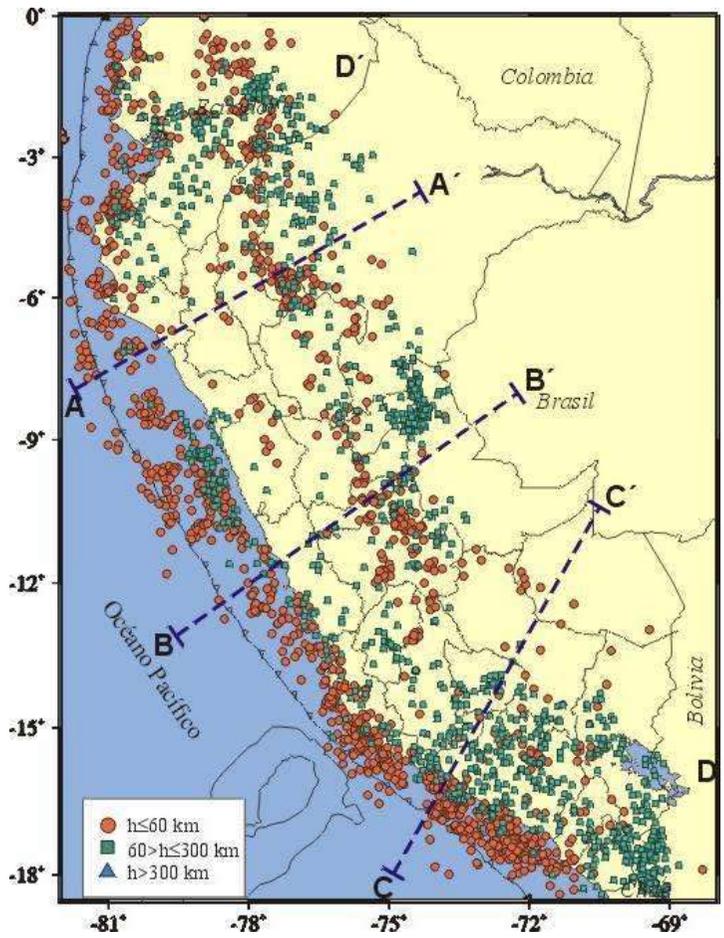


Figura 1. Mapa de distribución espacial de sismos ocurridos en el Perú entre 1960 – 1995, $m_b > 5.0$ (Catalogo IGP). Sismos superficiales ($h < 60$ km) círculos, sismos intermedios ($60 < h < 350$) cuadrados y sismos profundos ($h > 300$) triángulos.

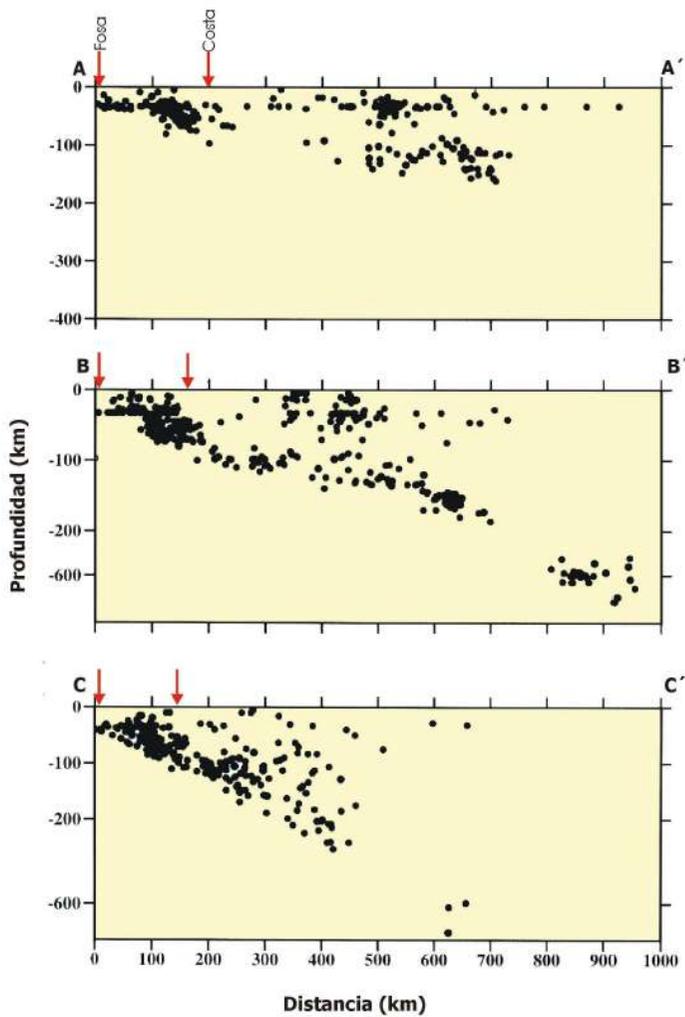


Figura 2. Perfiles de sismicidad para el periodo 1960 – 1995 ($m_b > 5.0$) según las líneas AA', BB' y CC' de la Figura 1.

A fin de analizar las características de la distribución de los sismos en función de la profundidad de sus focos, en la Figura 2 se muestra tres perfiles de sismicidad a lo largo de las líneas indicadas en la Figura 1. En el perfil AA' (Figura 2a) se observa que la profundidad de los sismos aumenta de Oeste a Este con focos a menos de 50 Km. en la zona oceánica, aumentando su profundidad hasta 150 km en el interior del continente. En esta figura se observa la ausencia de sismos a la profundidad de 150 km y a distancias entre 200 y 400 km. desde la fosa, la cual puede ser asociada a la presencia de una laguna sísmica. En el perfil BB' (Figura 2b) se observa que la distribución de focos sigue el patrón descrito anteriormente, pero sin la posible laguna sísmica. Para la región Sur del Perú (perfil CC', Figura 2c), la distribución vertical de los hipocentros presenta características diferentes; es decir la profundidad de los sismos aumenta linealmente hacia el Este con una pendiente de 25° a 30° hasta 300 km de profundidad. Los sismos con foco profundo pueden ser identificados en las figuras 2b y 2c, estando todos concentrados a niveles de profundidad de 500 a 700 km. Mayor información sobre las características de la sismicidad en el Perú pueden ser encontrados en Tavera (2001), Bernal (2002), Ccallo (2003).

PARAMETROS ASOCIADOS AL TAMAÑO DE LOS SISMOS

El tamaño de los sismos puede ser medido en función de la cantidad de energía liberada (Magnitud) y/o mediante el grado de destrucción que ellos causan en superficie (Intensidad). La Magnitud y la Intensidad, son dos medidas diferentes de un sismo, aunque suelen ser frecuentemente confundidas. Según Tavera (1999), las principales características de estos parámetros son :

Magnitud

El concepto de magnitud fue introducido en 1935 por Charles Richter para medir el tamaño de los sismos locales y así poder estimar la energía que ellos liberaban a fin de ser comparados con otros sismos. Posteriormente, el uso de esta escala se extendió y fue aplicándose a los diferentes sismos que ocurrían en el mundo.

En general las diferentes escalas de magnitud están en función de un tipo de onda o fase sísmica en particular que pueda identificarse sobre el registro del sismo siendo las más comunes las siguientes:

Magnitud local (M_L).

$$M_L = \text{Log } A(\Delta) - \text{Log } A_0(\Delta)$$

Magnitud de ondas superficiales (Ms).-

$$M_s = \text{Log} (A/T) + 1.66 \text{ Log } \Delta + 3.3$$

Magnitud de ondas de volumen (mb).-

$$m_b = \text{Log} (A/T) + Q (\Delta, h)$$

Magnitud de duración (M_D)

$$M_D = a + b \text{ Log } t + c \text{ log } T + d \Delta$$

En todas estas ecuaciones, A representa la amplitud máxima; A₀ la amplitud de referencia inicial; T, el periodo; Δ distancia epicentral; Q, la atenuación del medio; h, la profundidad del foco; D, la duración del registro del sismo; a, b y c, constantes que tienen que ser determinadas para cada estación.

Momento Sísmico

El momento sísmico es una medida más consistente del tamaño del sismo ya que se basa directamente en la estimación de la energía irradiada por el sismo y hoy en día, es el parámetro más importante. Este parámetro puede ser obtenido a partir de la relación establecida por Aki (1966).

$$M_0 = \mu.S.D$$

Donde, μ es el módulo de rigidez, S el área de la falla y D el desplazamiento medio sobre el plano de falla.

Magnitud Momento (M_w)

El momento sísmico a dado lugar a la definición de una nueva escala denominada magnitud energía (Kanamori, 1977),

$$M_w = (2/3) \text{ Log} (M_0) - 6.0$$

Donde, M₀ es el momento sísmico que viene expresado en Nm

ANÁLISIS Y EVALUACIÓN DEL Mo PARA SISMOS OCURRIDOS EN PERU (1985 - 2004)

Durante los últimos años, los sismólogos han preferido el uso del momento sísmico M₀ para cuantificar el tamaño de un sismo, por ser éste uno de los parámetros sísmicos que define con mayor precisión la cantidad de energía sísmica liberada. En este estudio para estimar el M₀ se utiliza la relación propuesta por Thatcher y Hansk (1973), a fin de relacionar el M₀ con la magnitud local:

$$\text{Log } M_0 = 1.5 \text{ ML} + 16 \quad (1)$$

Utilizando esta ecuación se procede a calcular el M₀ para sismos con focos superficiales e intermedios ocurridos en Perú entre los años de 1985 al 2004, todos con valores de magnitud ML igual o mayor a 4.0. Los datos provienen del catalogo del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y son mostrados en las Figuras 3 y

4. La distribución espacial de estos sismos coincide con lo descrito anteriormente.

Con la base de datos obtenida se procede a realizar un análisis cuantitativo del Mo asociado a sismos ocurridos en Perú durante el periodo 1985-2004 ($ML \geq 4.0$), según el siguiente procedimiento:

- 1) Se conforma una base de datos con intervalos de 5 años para las regiones Norte, Centro y Sur.
- 2) De la misma manera para intervalos de 1 año para sismos superficiales e intermedios.
- 3) Para cada intervalo y región, se realiza la sumatoria acumulada del Mo.
- 4) Se realizara el análisis del Mo acumulados por región, sea mensual y total.

A fin de evaluar la validez de la ecuación (1) se ha seleccionado 6 sismos para los cuales se conoce el valor de Mo y su magnitud ML y todos ocurridos dentro del periodo de estudio. Para estos sismos, el valor de Mo que obtuvo a partir del análisis espectral y sismogramas sintéticos por Tavera et al, (1990, 1991, 1996 y

2001). Los resultados obtenidos en este estudio son similares a los calculados por el autor antes mencionado, lo cual da fiabilidad al procedimiento seguido.

CUANTIFICACION DEL Mo

Momento Sísmico por Región

Sismos superficiales

En la Figura 5, se presenta la distribución acumulativa del Mo para sismos superficiales ocurridos en las regiones Norte Centro y Sur del Perú (intervalos de 5 años). En dicha figura se observa que durante el periodo 1985 -1990, el mayor valor del Mo corresponde a la región Sur con un total de $Mo=2.01E+25$ dinas.cm. Este valor, es equivalente a la energía liberada por un sismo de magnitud $Mw=8.2$. En porcentaje, este fue del 52%; es decir, prácticamente el doble de la energía liberada en las regiones Norte y Centro.

Tabla 1. Estimación del Mo para sismos de mayor magnitud ocurridos en Perú entre 1990 y 2003

Fecha dd/mm/aa	Magnitud (ML)	Magnitud Mw	Mo Nm.	Mo en este estudio Nm.
23-06-2001	6.9	8.2	1.8E+21	2.1E+21
03-04-1999	6.0	6.6	1.2E+19	3.9E+19
12-11-1996	6.4	7.7	4.4E+20	3.8E+20
18-04-1993	5.6	6.4	4.2E+18	4.7E+18
04-04-1991	5.5	6.3	2.0E+18	1.7E+18
30-05-1990	5.6	6.2	5.0E+18	4.7E+18

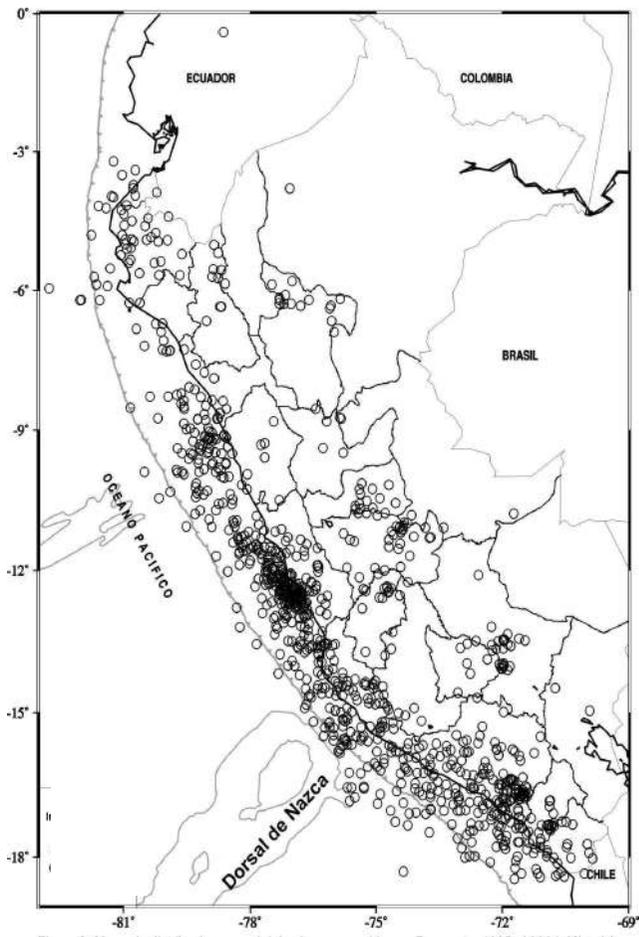


Figura 3. Mapa de distribución espacial de sismos ocurridos en Perú entre 1985 al 2004, $ML > 4.0$ (Catalogo IGP). Los círculos representan a sismos con foco Superficial ($0 < h < 60$ km)

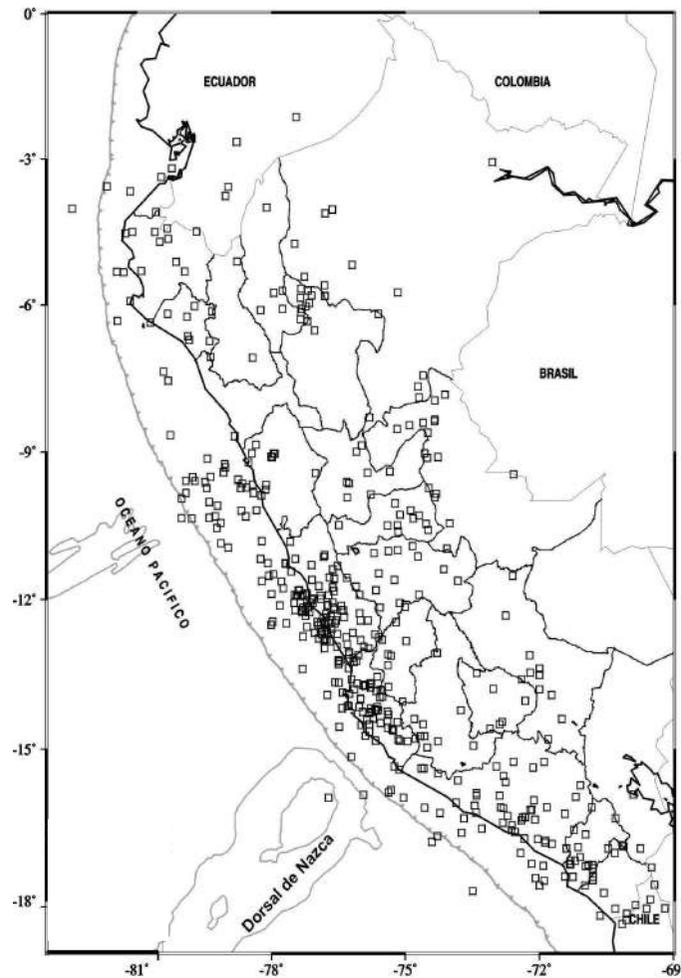


Figura 4. Mapa de distribución espacial de sismos ocurridos en Perú entre 1985 al 2004 $ML > 4.0$ (catalogo del IGP). Los cuadrados representan a sismos con foco intermedio ($60 < h < 350$)

Durante el periodo 1991-1995, el M_0 fue mayor para la región Central con un valor de $M_0=2.12E+25$ dinas.cm, equivalente a un sismo de magnitud $M_w=8.2$. En términos de porcentaje en esta región se libero el doble de la energía que las otras regiones.

Para el periodo 1996-2000, el mayor M_0 corresponde a la región Sur, siendo este valor de $M_0=5.07E+25$ dinas.cm equivalente a un sismo de magnitud $M_w=8.5$. En porcentaje, en esta región se libero casi el total de la energía liberada durante este periodo. En el periodo 2001 - 2004, el mayor M_0 corresponde a la región Sur, siendo este de $M_0=3.2E+26$ dinas.cm, equivalente a un sismo de magnitud $M_w=9.0$. En términos de porcentaje, en esta región se libero el 98% del total de la energía liberada por los sismos.

Sismos intermedios

En la Figura 6, se presenta la distribución acumulativa del M_0 para las regiones Norte, Centro y Sur considerando sismos ocurridos a profundidades intermedias (intervalos 5 años). En dicha figura se observa que durante el periodo 1985–1990, el mayor M_0 se tiene para la región Sur con un total de $M_0=2.75E+25$ dinas.cm. Este valor del M_0 es equivalente a la energía liberada por un sismo de magnitud $M_w=8.3$ y en porcentaje, este

fue del 60%, siendo prácticamente el doble que las regiones Norte y Centro. Durante el periodo 1991-1995, el mayor valor del M_0 corresponde a la región Central, siendo este de $M_0=2.12E+25$ dinas.cm, equivalente a un sismo de magnitud $M_w=8.2$ que en términos de porcentaje, es casi el doble que en las otras regiones.

Para el periodo 1996-2000, el mayor M_0 es para la región Norte, siendo este de $M_0=2.40E+25$ dinas.cm, equivalente a un sismo de magnitud $M_L = 8.2$ y que en términos de porcentaje, es casi doble que en las otras 2 regiones. En el periodo 2001- 2004, el mayor valor de M_0 se libero en la región Centro, siendo este valor de $M_0=6.34E+24$ dinas.cm, equivalente a un sismo de magnitud $M_w=7.9$. En términos de porcentaje, es el doble de la energía liberada en comparación con las otras regiones.

Momento Sísmico Mensual

Sismos Superficiales

En la Figura 7, se presenta el momento sísmico acumulado mes a mes para el periodo comprendido entre los años 1985 a 2004, todos para sismos con foco superficial. En general, en dicha figura se observa que durante los meses de Noviembre de 1989, Abril de 1988, Julio de 1991, Marzo de 1995, Noviembre de 1996, y Junio del 2001, se han producido sismos de mayor magnitud; por lo tanto, se

ha producido mayor liberación de energía sísmica y altos valores de Mo. Durante este periodo, sobresale el sismo ocurrido del 23 de junio del 2001 con una magnitud de 8.2 Mw y $Mo=2.1E+21Nm$. Las características sismotectónicas del sismo del 23 de junio 2001 pueden ser consultadas en Tavera (2001). Por la ocurrencia continua de sismos de magnitud elevada $Mw \geq 6.0$, sobresalen los años de 1994, 2003 y 2004.

Sismos Intermedios

En la Figura 8 se presenta el momento sísmico acumulado mes a mes para el periodo comprendido entre los años 1985 a 2004, todos para sismos con foco intermedio. En dicha figura se observa que durante los meses de Abril de 1986, Abril de 1991, Julio de 1992, Octubre de 1997 y Abril de 1998, se han producidos sismos de

mayor magnitud con lo consecuente liberaron gran cantidad de energía y altos valores de Mo. En todos los casos, en cada mes, debido a la ocurrencia continua de sismos de magnitud elevada ($Mw \geq 6.0$) sobresalen los años de 1987, 1995 y 2001.

Momento Sísmico Anual

En la Figura 9, se presenta la distribución anual del Mo para el periodo de 1985 a 2004. Para sismos con foco superficial, el mayor valor del Mo corresponde al año 2001 debida a la ocurrencia del sismo del 23 Junio en la región sur del Perú (8.2 Mw). Este Mo corresponde al 63 % del total obtenido para todos los sismos ocurridos durante este periodo. El Mo total es $3.02E+26$ dinas.cm equivale a un sismo de magnitud 9.0 Mw algo mayor al correspondiente al sismo del 23 junio.

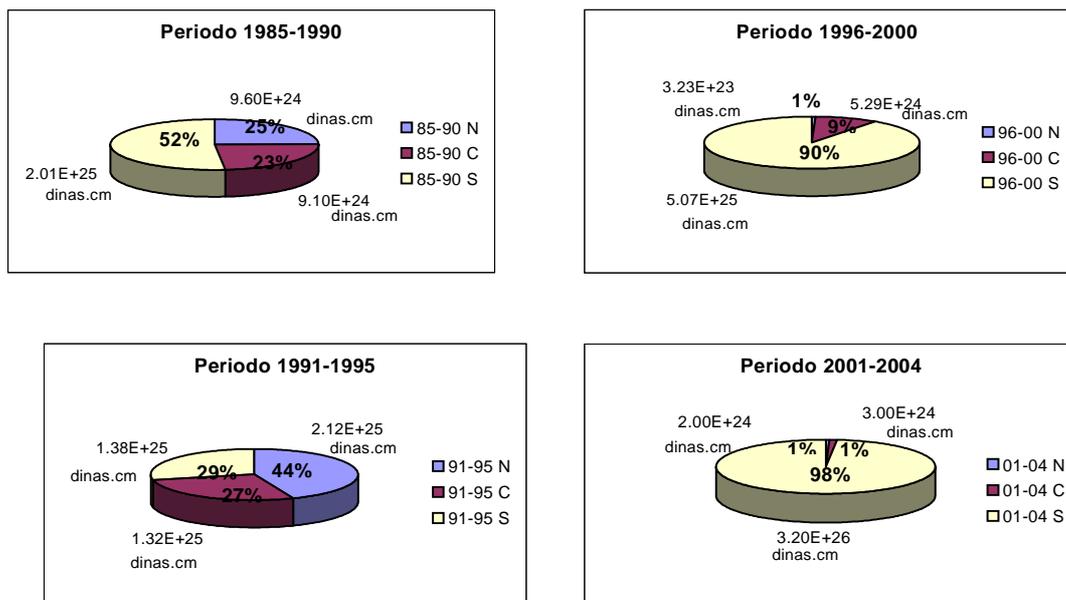


Figura 5 Momento sísmico acumulado para periodos de 5 años correspondientes a sismos de foco superficial ocurridos en las regiones norte (N), Centro (C) y Sur (S) del Perú.

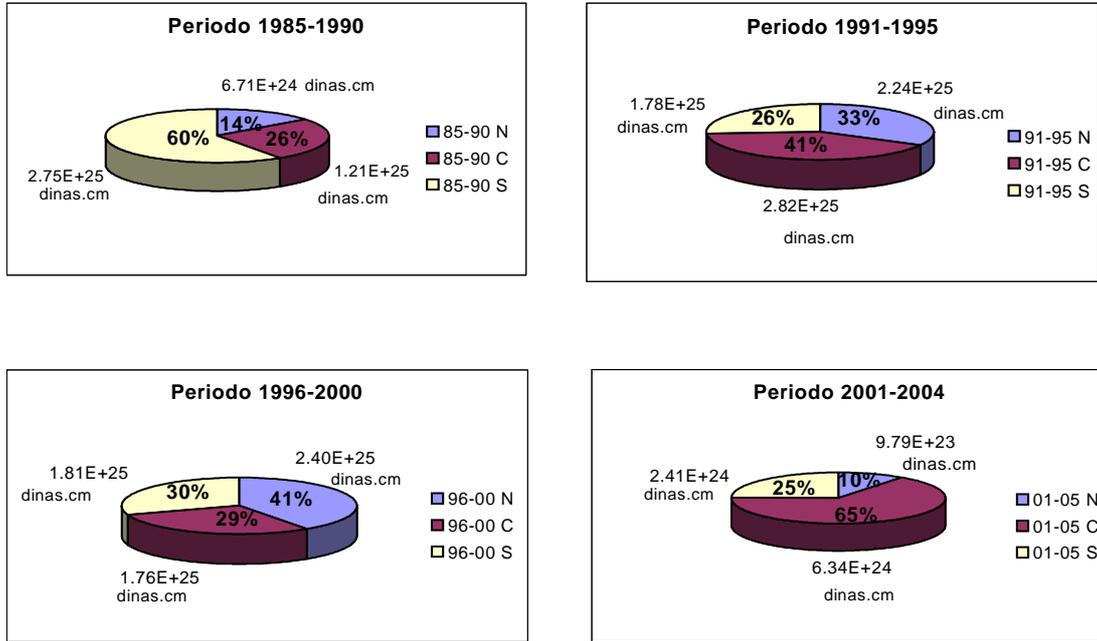


Figura 6. Momento sísmico acumulado para periodos de 5 años correspondientes a sismos de foco intermedio ocurridos en las regiones Norte (N), Centro (C) y Sur (S) del Perú.

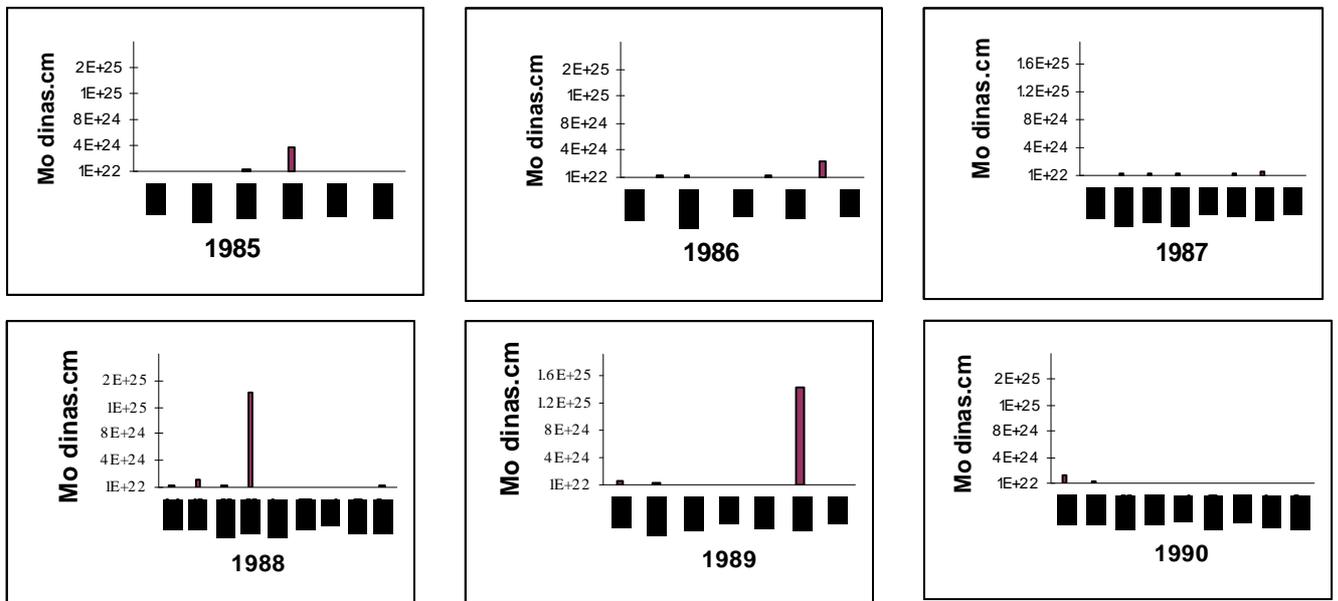


Figura 7. Momento sísmico (M_o) acumulado por mes correspondiente a sismos con foco superficial ocurridos en Perú entre 1985 y 2004.

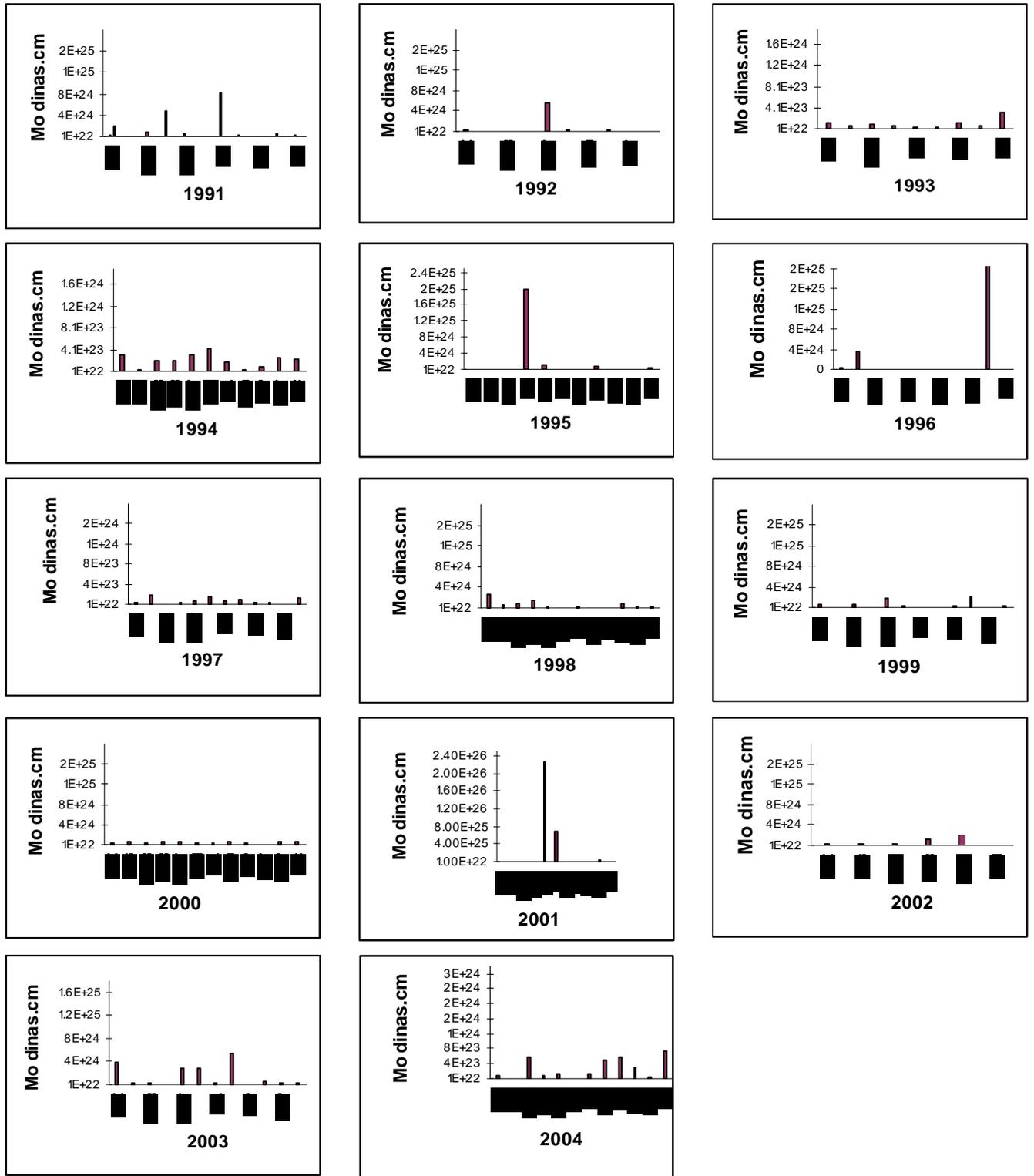


Figura 7... Continuación.

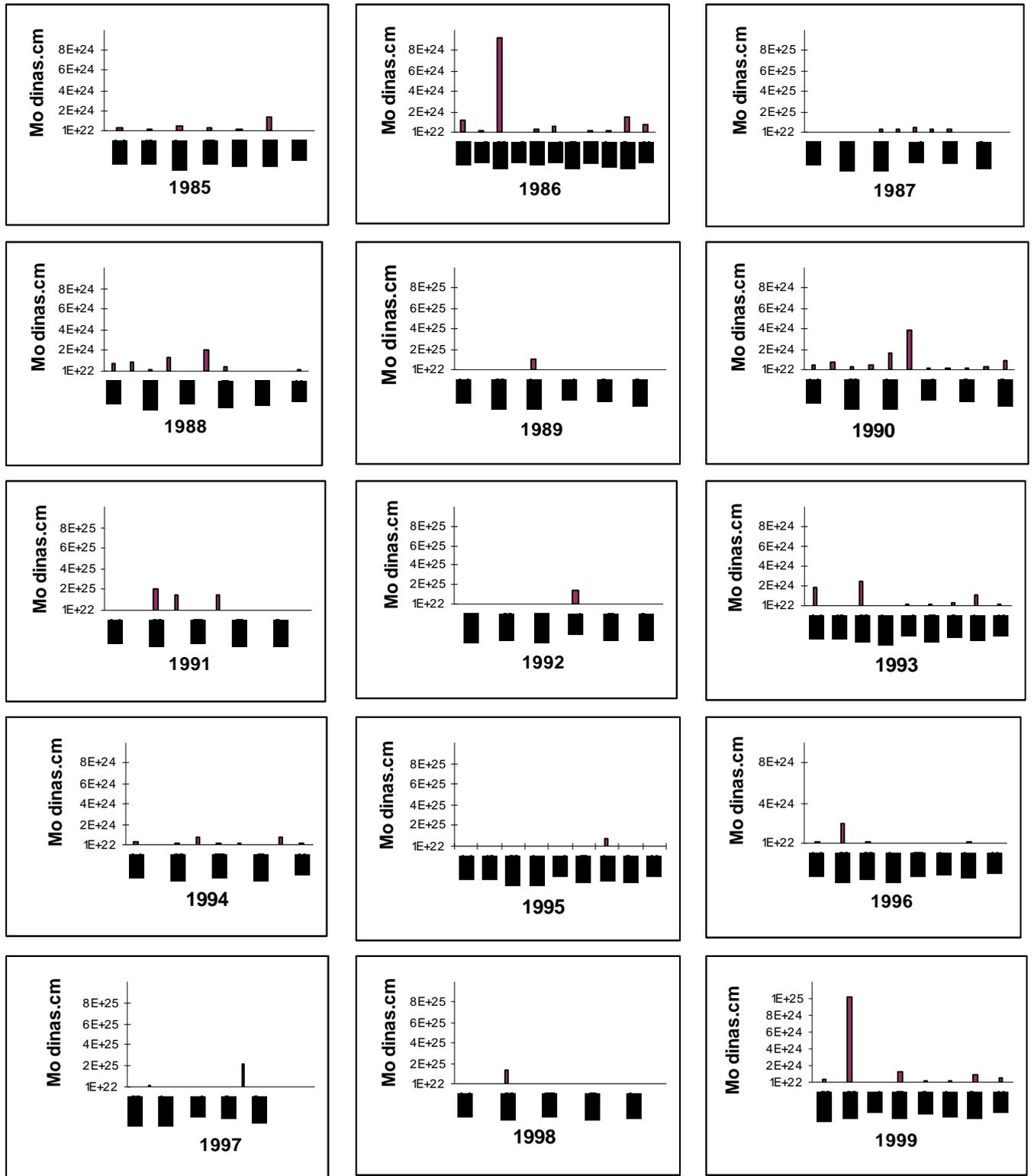


Figura 8. Momento sísmico (Mo) acumulado por mes correspondiente a sismos con focos intermedios ocurridos en Perú entre 1985 y 2004.

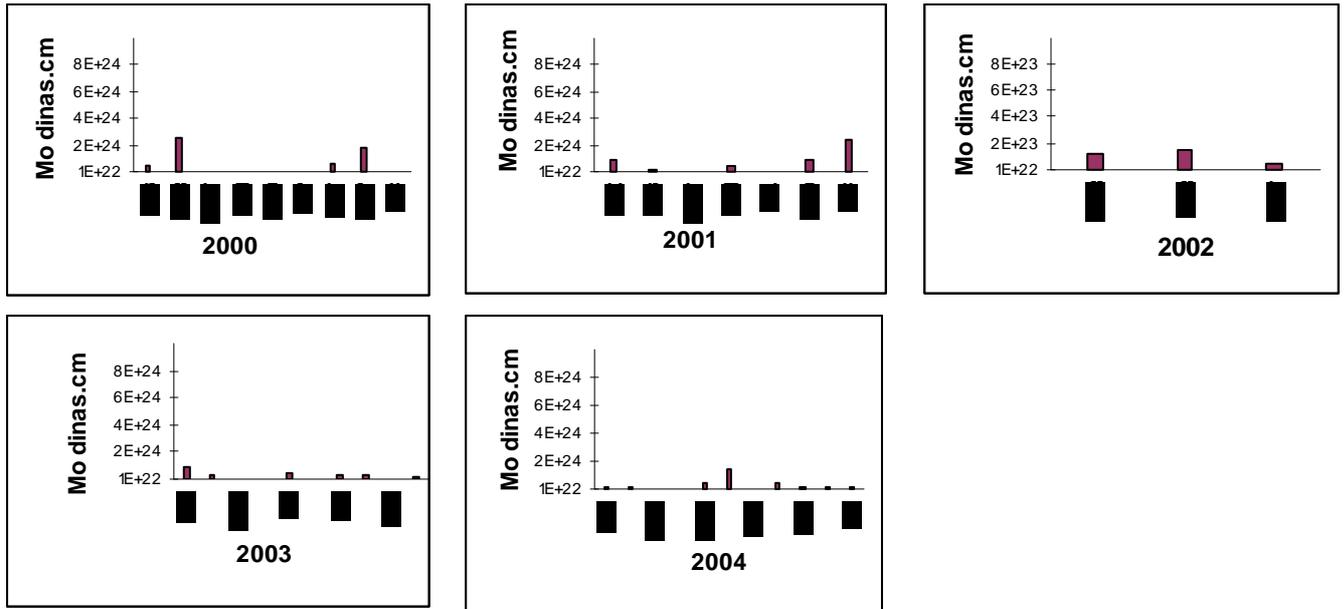


Figura 8. ... Continuación.

Así mismo, en el año de 1996 el Mo acumulado es de $4.41E+25$ dinas.cm y corresponde al sismo del Noviembre de 1996. Para los demás años, el Mo está en menor porcentaje comparados con los años el porcentaje del Mo es menor.

Para sismos con foco intermedio, el valor máximo de Mo corresponde al año de 1991 con un total de $5.0E+25$ dinas.cm y que corresponde al 22% del total obtenido y equivale a un sismo de magnitud 8.5 Mw. Para los demás años, el Mo es menor comparado con el año 1991.

CONCLUSIONES

El análisis del momento sísmico Mo correspondiente a sismos ocurridos en Perú entre 1985-2004 nos han permitido llegar a las siguientes conclusiones:

-El Mo puede ser estimado a partir de los valores de magnitud uno de los parámetros que permite tener mayor confiabilidad del tamaño del sismo y la cantidad de energía liberada es mediante el cálculo del Mo obtenido para los sismos siempre y cuando se cuantifiquen valores con gran cantidad de datos. En este estudio la cuantificación del Mo en diferentes periodos y niveles de profundidad asociados a sismos ocurridos en Perú, ha permitido identificar las regiones donde se ha producido la mayor liberación de energía.

-Para sismos con foco superficial, el mayor valor de Mo corresponde a la región Sur, con valores máximos de $Mo = 3.2E+26$ dinas.cm, que equivale a un sismo de magnitud 9 Mw esta cantidad del Mo corresponde al 98% del total obtenido para la región Sur. Para sismos con foco intermedio, el mayor Mo es para la región Centro con un valor máximo de $Mo =$

2.82E+25 dinas.cm, y que corresponde a un sismo de magnitud 8.3 Mw.

-Mensualmente, para los sismos con foco superficial presentaron valores máximos de Mo, en los meses de Abril de 1988, Julio de 1991, Marzo de 1995, Noviembre de 1996 y Junio del 2001 y periodos en los

cuales ocurrieron sismos de gran magnitud.

-Para el año 2001, se ha estimado el mayor Mo=3.02E+26 dinas.cm, y que corresponde al 63% del total obtenido para los sismos con foco superficial ocurridos durante todo el periodo de estudio.

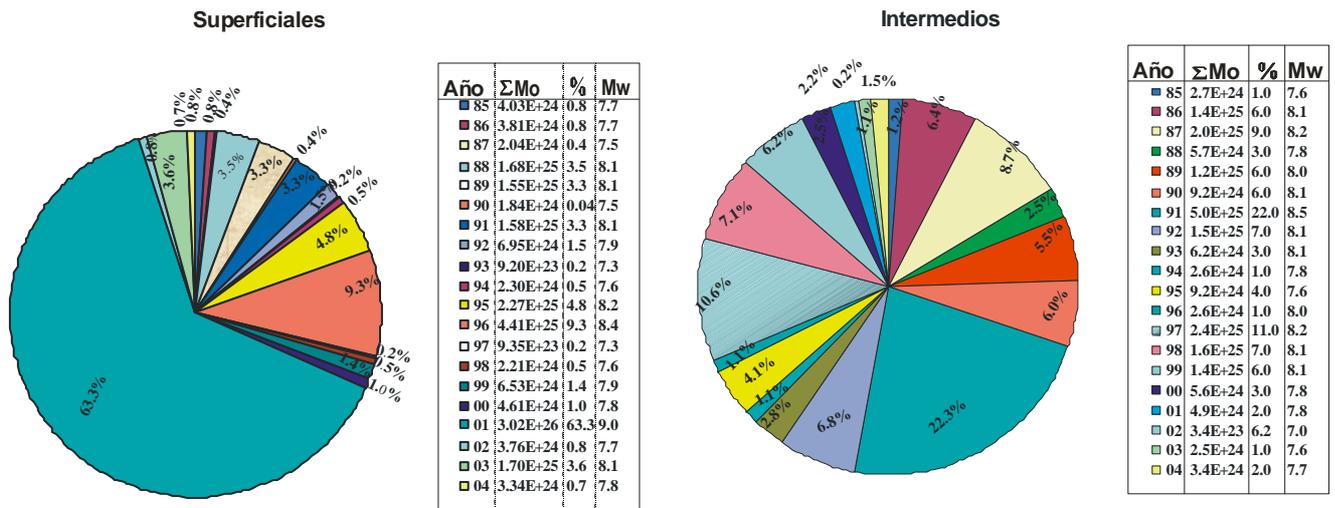


Figura 9. Momento sísmico total por año liberado por sismos con foco superficiales e intermedios ocurridos durante el periodo de 1985 al 2004. El Mo esta dado en dinas x cm.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio, se realiza en el INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU, mediante una beca de estudios otorgado al autor. Mi agradecimiento al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG-SISMOLOGIA), Dr. Hernando Tavera, por el asesoramiento en la elaboración del presente estudio. Así mismo, a mi esposo el Ing. Freddy Ccallo Huaquisto por su comprensión y apoyo. De manera muy

especial al personal que labora en el área del CNDG por compartir con el autor, sus conocimientos y experiencias tanto laborales como académicos.

BIBLIOGRAFÍA

Aki, K. (1966), Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop

from the G wave spectrum. Bull. Earthquake Res. Inst, Tokyo Univ., vol. 44, pp. 73-88.

Aki, K. (1979). Quantitative Seismology. Theory and Methods, Volume 1. Massachusetts Institute of technology.

Bernal, I. (2002). Aproximación a un modelo detallado de la sismicidad en el Perú: Características y evaluación de la energía sísmica liberada. Tesis de grado. Universidad nacional de San Agustín, Págs. 110-113

Ccallo, F. (2003). La magnitud de sismos locales y regionales ocurridos en Perú a partir de la onda Lg y la duración de su registro. Tesis de grado. Universidad Nacional de San Agustín, Pgs.30-35

Kanamori, H. (1977), The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, vol. 82, pp. 1981-1987.

Thatcher, W. y Hanks, (1973). Source parameters of southern California earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, 78, 8547-8576.

Tavera, H., y Buforn, E. (1998). Sismicidad y Sismotectónica del Perú. *Departamento de Geofísica. Universidad Complutense de Madrid. No 10. Pgs. 187-219.*

Tavera, H., Buforn, E., Bernal, I, Antayhua, Y. y Vilcapoma, L. (2001). The Arequipa (Perú) earthquake of June 23, 2001. *Journal of Seismology*.

Udias, A. y Mezcua, J. (1997). *Fundamentos de Sismología. Editorial Alhambra. Madrid.*

Web del Centro Nacional de Datos Geofísicos - Sismología del Instituto Geofísico del Perú:

http://khatati.igp.gob.pe/cns/ie_main.htm

MICROTREMORES

SHEILA ALODIA YAURI CONDO

*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional de San Agustín de arequipa*

syauri@axil.igp.gob.pe

aloshelya@hotmail.com

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

RESUMEN

En este trabajo se realiza una revisión de los conceptos, características, métodos de análisis y uso de los microtremores para el estudio de las propiedades físicas de las capas superficiales. Los microtremores son vibraciones aleatorias inducidas en las masas de suelo y roca por fuentes naturales y artificiales y en los últimos años se ha convertido en una importante herramienta en estudios geotécnicos y en la obtención de modelos de velocidad de ondas de corte por encima del basamento rocoso.

En la actualidad existen diferentes métodos de análisis de microtremores y entre los de mayor aplicación están el método propuesto por Nakamura (1989), para determinar la frecuencia fundamental del suelo y en algunos casos su factor de amplificación, el de autocorrelación espacial (SPAC), propuesto por Aki (1957) y el método F-K, por Capon (1969), ambos utilizados para obtener modelos de velocidad para las capas mas superficiales.

INTRODUCCIÓN

Los microtremores o ruido ambiental se han venido estudiando desde el siglo pasado para la caracterización de suelos y estructuras. Omori (1909) fue el pionero en realizar estos estudios empleando un péndulo inclinado y concluyó que existían vibraciones naturales en el suelo que no correspondían a las sísmicas o a las pulsaciones oscilatorias. En los años cincuenta aparecieron diversas metodologías lideradas por los japoneses sobre el origen y utilización de los microtremores para el estudio de las propiedades dinámicas del suelo.

La primera metodología de análisis fue propuesta por Kanai (1954) y posteriormente Aki (1957) y Kagami

(1982) entre otros, realizaron diversas investigaciones para explicar la naturaleza de los microtremores, aperturando el desarrollo y la mejora en las metodologías para su uso. Es por ello que en los últimos años, el uso de los microtremores se ha incrementado considerablemente, para los estudios geotécnicos, efectos de sitio y para la estimación de los modelos de velocidad, siendo estos métodos de bajo costo y de sencilla de operación.

En la actualidad se conocen muchos métodos de análisis y registro de los microtremores y entre los mas utilizados están: El método de Nakamura (1989), también conocido como H/V (cociente espectral), el método de auto-correlación espacial, propuesto por Aki (1957), conocido por sus siglas en ingles como

SPAC (basado en la función de correlación de registros de ruido entre estaciones equidistantes las cuales promediadas espacialmente tiene la forma de la función Bessel de orden cero), el método espectral F-K propuesta por Capon (1969) que utiliza la frecuencia y número de onda, y es utilizado específicamente para determinar un modelo de velocidad y a diferencia de otros, requiere de mayor número de instrumentos.

El primero de los métodos es ampliamente utilizado para la determinación del periodo predominante y la caracterización de efectos de sitio y los dos últimos, para la determinación de modelos de velocidad de las capas superficiales por encima del basamento rocoso.

En este trabajo se realiza una revisión de los conceptos de microtremores y se describen sus ventajas, limitaciones y usos a partir de algunos ejemplos de aplicación.

MICROTREMORES

Los microtremores, también llamados ruido ambiental, microtrepidaciones, microtemblores, oscilaciones omnipresentes y ruido de fondo, son vibraciones aleatorias inducidas en las masas de suelo y roca por fuentes naturales y artificiales. Este tipo de información es principalmente utilizada para el estudio de las propiedades y formas de las capas superficiales.

En la Figura 1, se presenta un ejemplo de las diferentes fuentes que originan el ruido ambiental o microtremores, tanto de origen natural y/o artificial y cuyas características se describen a continuación:

Fuentes naturales: Entre los más importantes esta el oleaje, el viento, la presión atmosférica y la actividad volcánica, entre otros.

Fuentes artificiales: Como el tráfico vehicular y/o trenes, el paso de peatones, maquinaria industrial, etc.

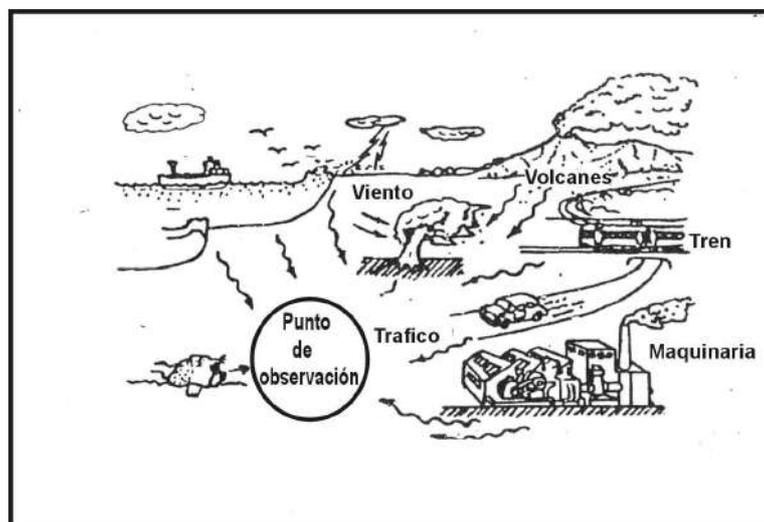


Figura 1. Algunos ejemplos de fuentes generadoras de Microtremores: fuentes naturales y artificiales

CLASIFICACIÓN DE LOS MICROTREMORES

Los microtremores según su origen, se clasifican en vibraciones de origen natural y artificial. Una estructura que correlaciona sus fuentes de origen se presenta en la Figura 2.

Vibraciones de origen natural ó Microsismos: son oscilaciones inducidas por fuentes naturales internas y externas como las olas oceánicas, tormentas, vientos, presión atmosférica, lluvias, geysers, actividad volcánica, etc. Los microsismos se caracterizan principalmente por su inestabilidad debido al tipo de fuente que los genera y son afectadas principalmente por las condiciones climáticas, llegando a presentar algunas amplitudes y periodos que varían entre 2 a 3 o más segundos (microtremores de periodo largo). Este tipo de vibraciones esta compuesto principalmente por ondas Rayleigh.

Vibraciones de origen artificial ó Microtremores: Este tipo de vibraciones son generadas principalmente por fuentes artificiales internas y externas, como producto de la actividad humana, como el tráfico vehicular, el paso de peatones, maquinaria industrial, explosiones, etc. La característica principal de los microtremores es su estabilidad, debido a que presenta periodos entre 0.1 y 1.0 segundos (microtremores de periodo corto)

y están compuestos principalmente por ondas S y Rayleigh.

En general, a las vibraciones de tipo natural y/o artificial que están presentes en las capas superficiales se les conoce como microtremores. En la Figura 2, se muestra un resumen de los microtremores, mostrando sus características y sus diferentes usos en la caracterización de las estructuras superficiales.

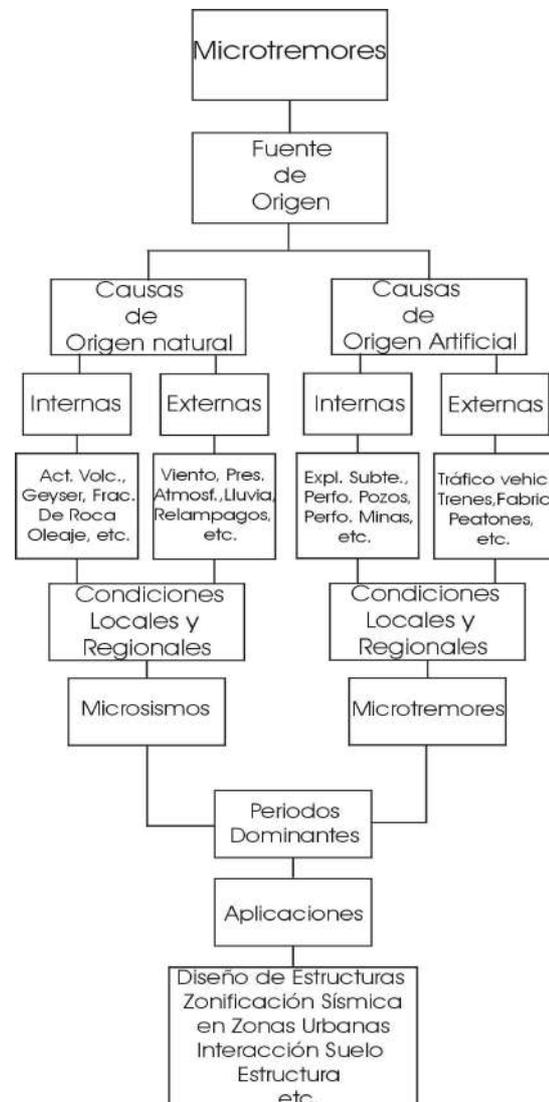


Figura 2. Clasificación de los microtremores, según las causas que los originan y algunas de sus aplicaciones.

CARACTERÍSTICAS DEL REGISTRO DE MICROTREMORES

Según Kanai y Tanaka (1961), las amplitudes de los registros obtenidos durante el día eran entre 2 y 10 veces más grandes que aquellos registrados durante la noche, lo que sugiere que las amplitudes de los microtremores son dependientes del tiempo de medida y de las fuentes de vibración alrededor del punto de medición.

Otra característica de los microtremores es que los periodos no varían sustancialmente con el tiempo y dependen mayormente de las propiedades dinámicas del suelo (Meneses, 1991). En la Figura 3, se muestra un ejemplo típico de registro de microtremores tomado en la Ciudad Universitaria de la Ciudad de México y en dicha figura se puede observar la variedad de amplitudes y frecuencias que en conjunto describen las características de las condiciones geológicas de cada punto.

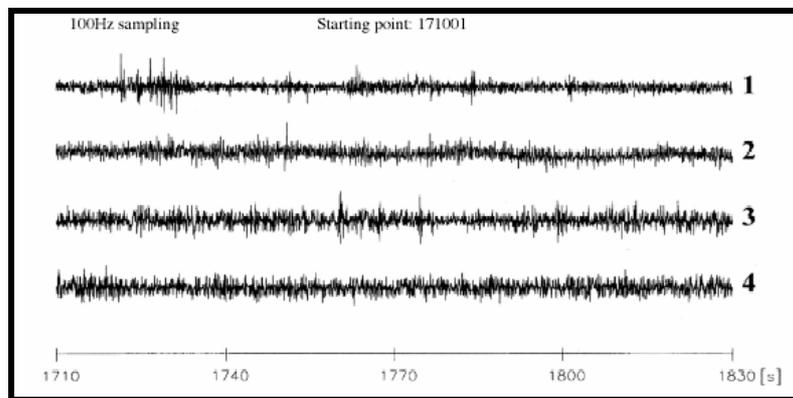


Figura 3: Ejemplo de un registro típico de microtremores tomados en cuatro estaciones equidistantes con relación al punto de interés.

Los microtremores se caracterizan por contener básicamente ondas superficiales del tipo Rayleigh y Love (Aki, 1957, Asten, 1976, Tokimatsu, 1997, Bard, 1998, Trifunac y Todorowska, 2000, Kuroiwa, 2002) de ahí que permiten caracterizar las estructuras geológicas de los suelos, dado que las fuentes están distribuidas al azar.

Otra de las características de los microtremores es que se presentan en un rango de frecuencia entre 0.01 a 30 Hz, aunque la banda de interés está entre 0.1 a

10 Hz; es decir, rango en el cual parte de la energía se transmite como ondas Rayleigh y cuyos modos y velocidades de propagación se pueden estimar y medir con arreglos instrumentales y así conocer las características de los parámetros elásticos de la corteza terrestre. En general, las características espectrales de los microtremores pueden correlacionarse con las condiciones geológicas locales. Por ejemplo, los períodos predominantes menores a 0.2 segundos son característicos de rocas duras; mientras que, períodos

predominantes superiores a 0.2 segundos son típicos de depósitos más blandos y de mayor potencia. En la Figura 4a, se muestra ejemplos representativos de microtremores observados en varios tipos de suelos y que son actualmente usados en el código de edificación de Japón:

Tipo I: rocas, gravas arenosas duras del Terciario.

Tipo II: gravas arenosas, arcilla arenosa duras y otros suelos de tipo aluvial gravosos, con espesores de 5 metros o más.

Tipo III: Suelo aluvial con espesor de 5 metros o más.

Tipo IV: Suelo aluvial de depósitos deltáicos blandos, suelo superficial, limos, con espesores de 30 metros o más.

En la Figura 4 b, se muestra los valores de las frecuencias características para cada tipo de los suelos antes indicados.

MÉTODOS DE ANÁLISIS DE LOS MICROTREMORES

Para el análisis de microtremores existen una variedad de métodos y sus diferencias están referidas al número de instrumentos requeridos, al uso de una u otra componente de registro que se usa en el análisis, al tipo de onda registrada y al tipo de resultado que se obtiene con cada método.

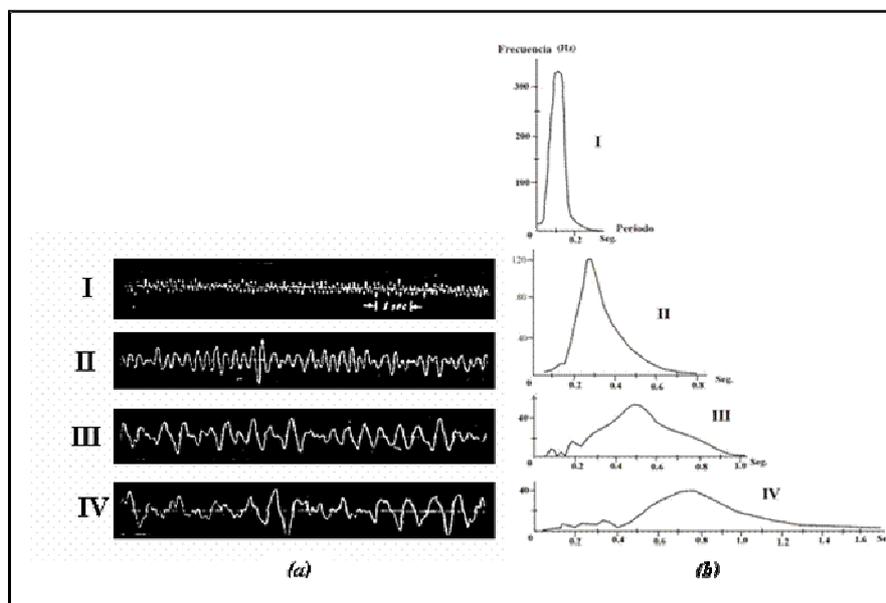


Figura 4 a y b. a) Registros representativos de microtremores observados en varios tipos de suelos b) curvas de distribución de periodos, para microtremores representativos. Los símbolos I, II, III y IV representan los tipos de suelos usados en el código de edificación de Japón.

Tabla 1. *Diferentes métodos de análisis de registros de microtemores, (Tokimatsu , 1997)*

MÉTODOS DE ANÁLISIS DE MICROTREMORES				
Método	Número de Puntos de Observación	Componentes de movimiento usados	Tipo de Onda Analizada	Resultado
Espectral	1	Horizontal	Ondas S	Periodo Predominante
Cocientes Espectrales	1 – 2	Horizontal Vertical	Ondas Rayleigh	Periodo Natural del Sitio
Nakamura H/V	1	Horizontal Vertical	Ondas Rayleigh	Periodo Natural del Sitio
F – K	7	Horizontal Vertical	Ondas Rayleigh y Love	Velocidad de Fase: Perfil de Velocidades
SPAC	4 - 7	Horizontal Vertical	Ondas Rayleigh y Love	Velocidad de Fase: Perfil de Velocidades

MÉTODO ESPECTRAL

Este método fue introducido por Barcherd (1970) y es utilizado en el análisis de registros de microtemores y de eventos sísmicos. El método se basa en compensar los efectos de fuente y trayecto usando registros de microtemores en dos estaciones, en la que una de ellas debe cumplir con las características de una estación de referencia; por lo tanto debe estar instalada en roca y la estación de interés en suelo blando.

Suponiendo, que los dos tienen efectos similares de fuente y de trayecto, y para el sitio de referencia hay una respuesta de sitio despreciable al realizar la razón espectral de las componentes horizontales tanto la estación de interés y de referencia, siendo el resultado el efecto de sitio. El esquema del método descrito se muestra en la Figura 5.

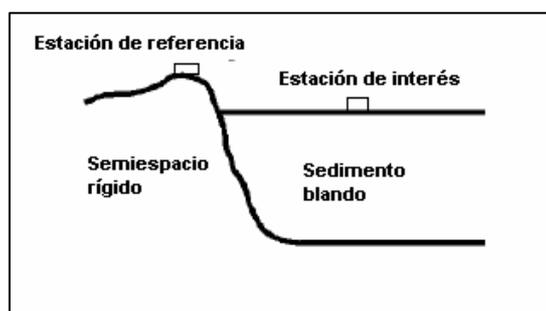


Figura 5. *Distribución de sensores para el registro de microtemores, con el método de cocientes espectrales con una estación de referencia.*

Este método fue aplicado con éxito por Field (1990), Akamatsu (1991), Dravinski (1991) y Seo (1992), para estudios de Microzonificación sísmica en EEUU.

MÉTODO ESPECTRAL DE NAKAMURA

Este método, fue propuesto por Nakamura (1989) y se basa en relacionar los espectros de Fourier de las componentes horizontales y vertical (H/V) del registro de microtemores registrados en superficie. Este es uno de los métodos mas utilizados en el análisis de microtemores,

debido a su bajo costo y simplicidad en la toma de datos con un sensor de tres componentes. El método permite conocer la frecuencia fundamental y en algunos casos la amplificación relativa.

En la Figura 6, se muestra un esquema general del procedimiento seguido para el análisis de las señales en las tres componentes de registro (E-W, N-S y vertical), sus cocientes espectrales y determinación del periodo dominante.

El método de Nakamura ha sido usado en microzonificación y evaluación de efectos de sitio en varias ciudades (Lermo *et al.*, 1991; Chávez-García *et al.*, 1994; Gutiérrez *et al.*, 1996; entre otros), así como para establecer el periodo predominante del suelo (Ferrer y Ramírez, 2001; Vera, 2001; Chávez, 1999; Ramírez y Martín del Campo, 1999).

En Perú, recientemente se viene realizando el registro de microtremores con fines de microzonificación y análisis de estructuras (www.cismid-uni.org).

MÉTODO DE ANÁLISIS DE AUTOCORRELACIÓN ESPACIAL (SPAC)

El método SPAC fue propuesto por Aki (1957) y se basa en la obtención de registros de microtremores a partir de arreglos instrumentales de tipo circular o semicircular y así obtener una función de correlación promedio acimutal y por tanto, una estimación de la velocidad de fase, sin importar la dirección de propagación de las ondas.

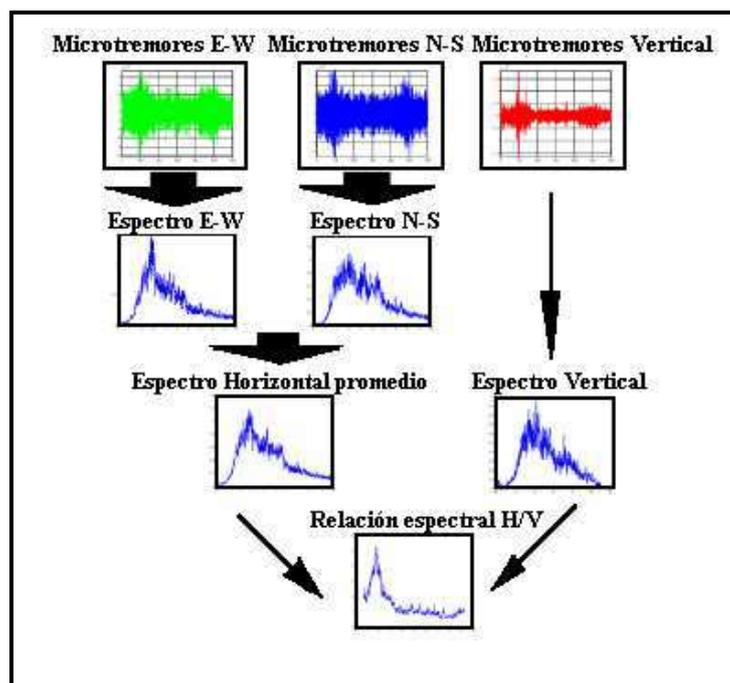


Figura 6. Procedimiento para obtener la relación espectral H/V

Aki (1957), analizó los microtremores estadísticamente en el espacio y en el tiempo como ondas estocásticas estacionarias y las consideró como ondas de superficies dispersas. El principio de este método se basa en que la función de correlación de registros de ruido entre estaciones equidistantes promediadas espacialmente (r), tienen la forma de una función Bessel (J_0) de orden cero de primera clase, solo para el caso de la componente vertical (ecuación 1)

$$\rho(r, f) = J_0\left(\frac{2\pi f}{c(f)} r\right) \dots 1$$

Con los registros experimentales se calcula el coeficiente de correlación $\rho(r = distancia, f = frecuencia)$, de donde se obtiene las curvas de dispersión $c(f)$. De la inversión de las curvas de dispersión, se puede obtener una estimación del modelo de velocidad de las capas superficiales. En la figura 7, se muestra un diagrama de flujo que muestra el procedimiento que se sigue al aplicar el método SPAC.

METODO DE ANALISIS ESPECTRAL F- K

Este método asume que los registros son espacialmente estacionarios, lo cual es razonable dado que las fuentes

generadoras están alejadas del arreglo a una distancia mucho mayor que la distancia entre arreglos y la localización del arreglo es “no dispersivo” para la propagación de las ondas. Este método provee información respecto a la velocidad de fase y al azimut de la fuente dando buenos resultados en su aplicación para la determinación de velocidades de fase comparables con los modelos de velocidad obtenidos a partir de perforaciones de pozos.

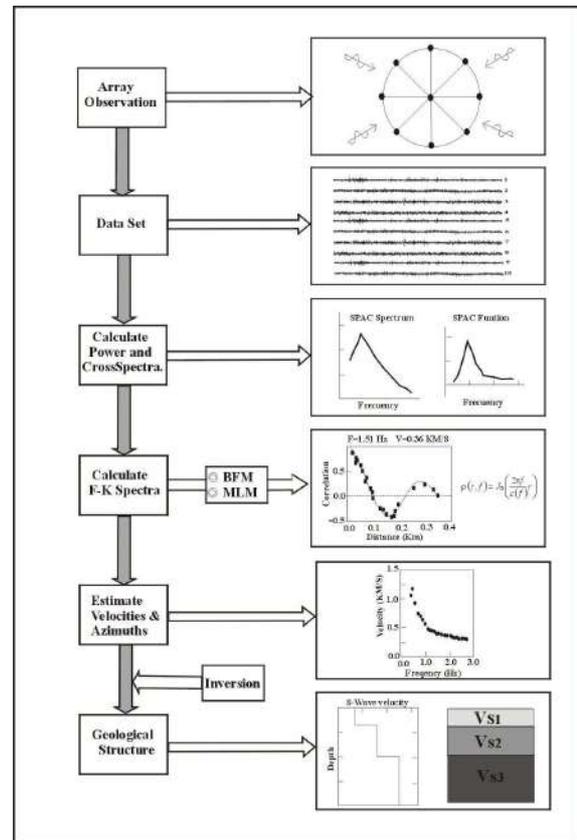


Figura 7 . Esquema mostrando el procedimiento seguido con el método SPAC.

En el Figura 8, se muestra el procedimiento seguido para el análisis del registro de microtremores con el método de F-K, desde la toma de datos, a partir de

un arrays, hasta el cálculo del modelo de velocidad para el lugar del registro.

La limitación de este método en relación al otro ya descrito anteriormente, es que se requiere de un número mayor de estaciones para establecer los arreglos (Figura 8). Un ejemplo de aplicación de este método fue hecho por Matsushima y

Okada (1990) quienes analizaron la frecuencia y número de onda, para determinar la estructura profunda en el valle de Hokkaido, Japón; obteniendo buena correlación con los datos de gravimetría.

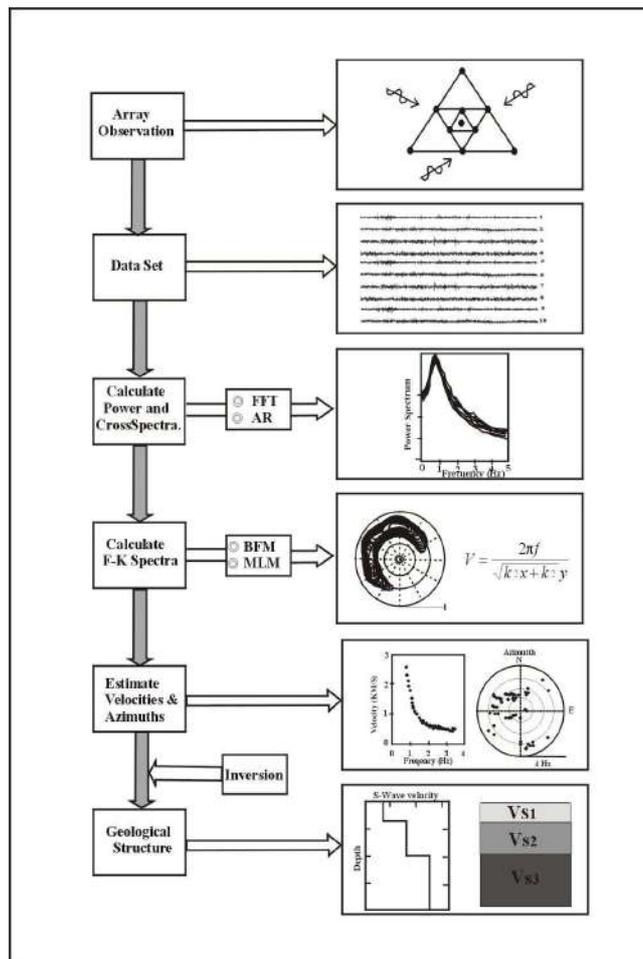


Figura 8. Procedimiento seguido para obtener el modelo de velocidad, con el método F-K.

USO DE LOS MICROTREMORES

Recientemente se han desarrollado, aplicado y probado metodologías para el análisis de los microtremores a fin de inferir las propiedades dinámicas del suelo

y la respuesta de un sitio ante la ocurrencia de un evento sísmico. Entre los parámetros frecuentemente utilizados se tiene:

- El periodo fundamental de vibración y algunas veces, el factor de amplificación.

- Determinación de modelos de velocidad, a partir de la dispersión de la velocidad de fase de las ondas P y S.
- Determinación de la profundidad del basamento rocoso.
- Evaluaciones del efecto de sitio en capas superficiales.
- Determinación de los periodos de vibración de los edificios.
- Elaboración de mapas de Microzonificación.

El uso de los microtemores ha permitido a diversos investigadores y planificadores urbanos disponer de mapas preliminares de zonificación sísmica y de zonificación de suelos; la cual es importante para contraer la expansión de grandes ciudades.

VENTAJAS DEL USO DE LOS MICROTREMORES

A continuación se presentan algunas de las ventajas que proporciona el uso de los microtemores.

- El registro de microtemores se puede realizar en cualquier lugar. De ahí que sea válida su aplicación en áreas urbanas en donde las mediciones geotécnicas son difíciles de realizar.
- Los microtemores pueden ser medidos en cualquier momento, por tanto es innecesario esperar la ocurrencia de un evento sísmico para poder analizar las estructuras superficiales.
- Los instrumentos para su medición y análisis son simples, pudiendo utilizar

sensores de velocidad o aceleración, lo cual hace que los costos sean bajos a diferencia de otros métodos.

- Se ha comprobado que la utilización de los registros de microtemores, para la determinación de modelos de velocidad de ondas S, son los que mejor resuelven el problema a diferencia de los obtenidos a partir de datos geotécnicos. Además, de llegar a mayor profundidad de investigación que éstos.

- La medición de los datos no genera problemas ambientales.

- Entre las limitaciones mas comunes se puede considerar que el uso de los microtemores requiere de consideraciones adicionales para aplicar el método a estructuras subterráneas irregulares. Asimismo, diversos autores proponen que el método H/V presenta vacíos teóricos (el método no aclara que componente horizontal considera para calcular el cociente espectral), lo que explica el hecho que en ciertos casos el método funciona y en otros no.

CONCLUSIONES

Los microtemores se han convertido en la actualidad en una alternativa práctica y económica en la determinación de ciertas características dinámicas del suelo (periodo fundamental de vibración y en algunos casos la amplificación asociada) y en la determinación de modelos de velocidades para las capas superficiales por encima del basamento rocoso, útiles

para estudios de microzonificación y efectos de sitio.

El método espectral de Nakamura es utilizado para determinar la frecuencia fundamental del suelo y en algunos casos su factor de amplificación, su ventaja es que solo se requiere de un sensor para su registro. En el caso del método SPAC y F-K, es necesario de más estaciones de registro, distribuidos en arreglos geométricos, permitiendo determinar la dispersión de las ondas superficiales, sobre el arreglo. Estos dos métodos, permite dar una estimación de los modelos de velocidad, por debajo del arrays a través de la inversión de las curvas de dispersión. La principal ventaja del uso de los microtremores es que no se necesita de una fuente de excitación, como los métodos geofísicos ó geotécnicos convencionales, pudiendo ser registrados en cualquier momento y lugar, tanto con acelerómetros ó velocímetros; haciendo que su uso se vuelva práctico y económico.

AGRADECIMIENTOS

Mi eterno agradecimiento a Dios, que es mi guía y mi fortaleza. A mi familia por su amor y apoyo incondicional en todo momento, en especial a mis padres: Santos y Alodia. Así mismo, hago extensivo mi agradecimiento al director del CNDG Dr Hernando Tavera por sus enseñanzas, consejos y criticas en la realización de este trabajo. A mis amigos y compañeros, por

su amistad y cariño. Finalmente, agradezco a todo el personal que trabaja en el Instituto Geofísico del Perú, por su apoyo durante mi permanencia en la institución.

BIBLIOGRAFÍA

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremores. Bulletin of the Earthquake Research institute, 35, p. 415-456.

Akamatsu, K. (1961). On microseisms in frequency range from 1 c/s to 200 c/s, Bull. Earthq. Res. Inst., 39, pp. 23-75.

Asten, M. W. (1976) The use of microseisms in geophysical exploration. Ph. D. Thesis, Macquire University, Australia, pp. 178.

Bard, P. (1998). Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation? The effects of Surface Geology on Seismic Motion, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), pp. 1251-1279.

Borcherdt, R. D. Effects of local geology on ground motions near San Francisco Bay. En : Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 60. (1970), pp. 29 – 61.

Capon, J. (1969) High-resolution frequency-wave number spectrum

analysis. Proceedings, IEEE, 57-8, pp. 1408-1418.

Chávez García, F. J., J. Ramos-Martínez and E. Romero Jiménez (1995) Surface wave dispersion analysis in Mexico City. Bull. Seism. Soc. Am. Vol 85, pp. 1116-1126.

Dravinski, M., T. K. Mossesian, H. Kagami, & H. Esharagi. Predominant motion of the Los Angeles sedimentary basin. En : Eng. Anal. Boundary Elements. Vol. 8. No. 4. (1991), pp. 206 – 214.

Field, E. H. (1994). Earthquake Site Response Estimation. Ph.D. Thesis, Columbia University, E.U.A.

Flores, E. y Aguirre, G. (2002). SPAC: A Alternative method to estimate earthquake site effects in México City. Geofísica Internacional (2003), Vol. 42, Num. 2, pp.227-236.

Gutiérrez, C., K. Mazaki, J. Lermo y J. Cuencas (1996). Microzonificación sísmica en la ciudad de Colima. CENAFRED. Cuadernos de investigación #3, Abril 1996, México.

Kagami, H., C. Martin, G. Liang, Y. Otah. Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part II. Evaluation of site effects upon seismic Wave amplification due to the extremely Deep Soil Deposits.

En : Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 72. (1982), pp. 987-998.

Kanai, K., Tanaka T. and Okada, K. (1954). Bull. Earthq. Res. Inst., 32, 199.

Kuroiwa, J. (2002). Reducción de desastres. Viviendo en armonía con la naturaleza. Quebecor World Perú S.A. Lima, Perú 2002, pp. 429.

Lermo, J. (1992). Observaciones de Microtremores y su aplicación en ingeniería sísmica. Tesis de Maestría, facultada de Ciencias, UNAM.

Matshushima, T. & Okada. Determination of deep geological structure under urban areas using long period microtremors. En : Butsuri Tansa. Vol. 43. (1990), pp. 21 – 33.

Meneses, J. Microtrepidaciones: fundamentos y análisis. En : MEM. Sem. Int. de Microzonificación y su aplicación al planeamiento urbano para mitigación de desastres. JICA – CISMID 19 al 21 de julio. CISMID: Lima, Perú, (1991); pp. 80 – 104.

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics stimation of sub subsurface using microtremor on the ground suerface. Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, 30-I.

Omori, F. On microtremors. Boletín del Earthquake Investigation Committee, Vol 2. 1908. pp.1-6.

Omori, F. (1909) On micro-tremor. Bull imperial Earth investigation Committee of Tokio, Vol. II. pp 1-6.

Seo, K. (1992) A Joint work for measurements of microtremors in the Ashigara valley, in int. Symp. Effects of Surf. Geol. On Seismic Motion, ESG, Odawara japan, 2,43-52.

Tokimatsu, K. (1997) Geotechnical site characterization using surface waves. Earthquake geotechnical Engineering, Ishihara (ed.) Balkema, Rotterdam.

Trifunac, M. And Todorowska, M. (2000). Long period microtremors, microseisms and earthquake damage:Northridge, CA, earthquake of 17 January 1994. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 19, pp. 253-267.

ASPECTOS GENERALES DEL SISMO DE CHILE DEL 13 DE JUNIO DEL 2005

LUZ ARREDONDO GARCIA

*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
larredondo@axil.igp.gob.pe
lucy_ag5@yahoo.es*

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

INTRODUCCIÓN

El borde occidental de América del Sur se ve afectado por la subducción de la placa de Nazca (Oceánica) y Sudamericana (Continental); donde la primera subduce bajo la segunda con una velocidad relativa de 8 a 10 cm/año (DeMets et al, 1980). A través del tiempo este proceso ha dado origen a gran parte de los movimientos sísmicos que ocurren en esta franja, como producto de la acumulación de energía producida por el movimiento de las placas. Esta zona es considerada como la de mayor potencial sísmico a nivel mundial y la República de Chile forma parte de la misma. En general, en el borde occidental de Sudamérica cada 10 años ocurre en promedio 5 sismos de magnitud $M \geq 7$ y 20 sismos de magnitud $M \geq 6$; la información histórica muestra que en los últimos 450 años, Chile ha sido afectado por cerca de 45 sismos destructores de magnitud $M \geq 7.5$ y en mayor número, estos

sismos ocurrieron en la región del norte de Chile.

Históricamente, los sismos destructores que afectaron el territorio chileno, son los sismos de 1868 (sur del Perú) y 1877 (norte de Chile), cada uno de ellos presentó un área de ruptura aproximada de 500 Km. (Dorbath et al., 1990). Estos sismos tuvieron su origen en la superficie de fricción de las placas Nazca y Sudamericana (Figura 1). Ambos sismos generaron tsunamis que dañaron las áreas costeras con olas del orden de 15 metros. Asimismo, muchos autores sostienen que la distribución espacial de los sismos y sus áreas de ruptura es importante debido a que sugieren la existencia de una zona que aun no ha experimentado ruptura tales como del sismo de 1877; es decir hace 128 años. Los sismos de 1995 (Antofagasta) y 2001 (sur del Perú) sugieren que el segmento que involucra el sismo de 1877 estaría recargado de energía y podría dar origen a otro gran sismo (Figura 2).

En la Figura 1 se muestra un esquema del proceso de subducción presente en la región norte de Chile, así como los esfuerzos que interactúan en este proceso. En esta región la sismicidad esta asociada a una subducción del tipo normal y en ella se distingue la presencia de dos fuentes generadoras de sismos: la superficie de fricción de las placas que da origen a sismos de tipo interplaca que se caracterizan por tener una magnitud alta y gran liberación de energía y los sismos intraplaca que se originan dentro de la placa de Nazca a profundidades intermedias y en general presentan magnitudes moderadas.

El 13 de Junio del 2005 a las 18 horas con 44 minutos (hora local) las regiones del norte de Chile y sur del Perú fueron afectadas por un sismo de magnitud 7.8 Mw, teniendo su epicentro en el interior del continente cerca a la frontera con Bolivia, aproximadamente a 125 Km. al ENE de Iquique (Chile) y 250 Km. al SSE de Tacna (Perú). En función de la profundidad de su foco se le describe como un sismo intermedio (117 Km.). Las principales características sismotectónicas de este sismo son descritas a continuación, así como los valores de intensidad y parámetros que definen su tamaño.

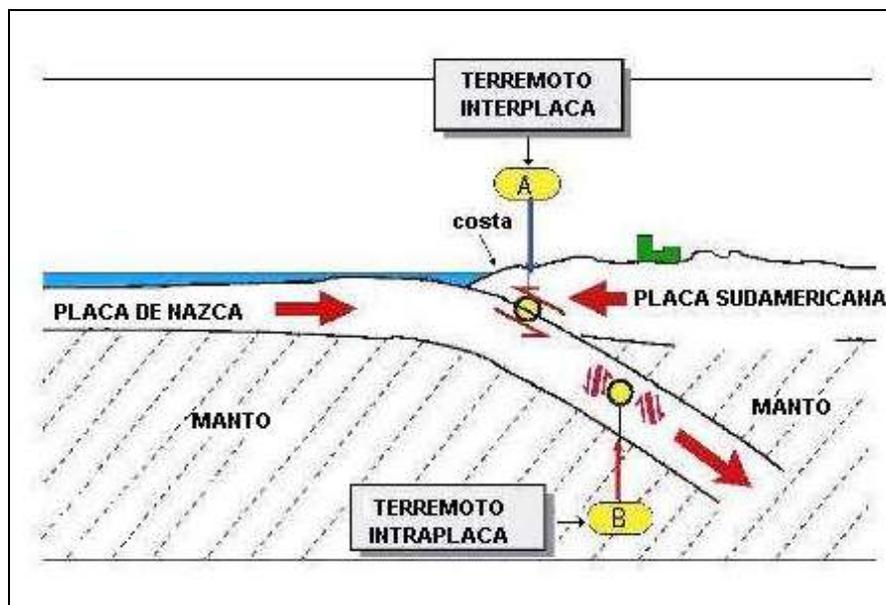


Figura 1. Esquema del proceso de subducción en la región norte de Chile. Las flechas indican la dirección del movimiento de las placas y las letras, las áreas donde se manifiestan los sismos del tipo interplaca (A) e intraplaca.(B).

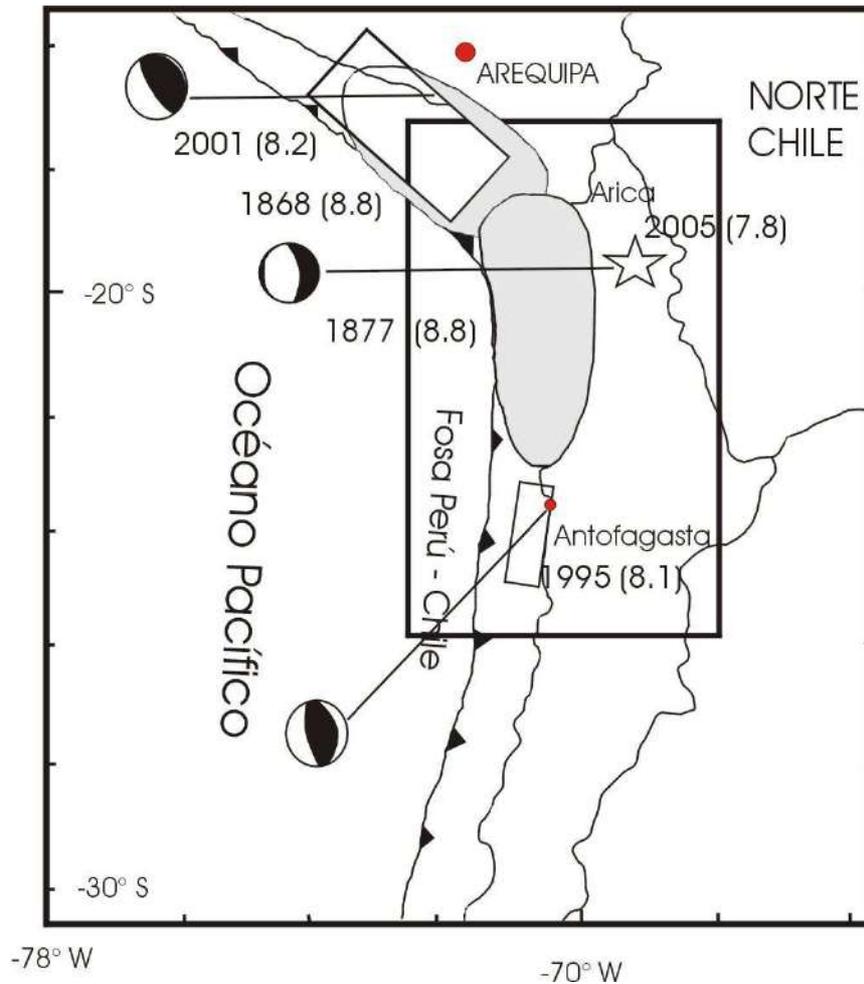


Figura 2. Mapa de distribución de los epicentros y áreas de ruptura de los últimos grandes sismos ocurridos en el sur del Perú y norte de Chile. Las áreas en gris corresponde a las áreas de ruptura de los sismos de 1868 y 1877, las áreas en blanco a los sismos de 1995 y 2001. La estrella indica la localización del sismo ocurrido en el norte de Chile el 13 de junio del 2005. Los mecanismos focales de los sismos de 1995 y 2001 son de tipo inverso y del sismo del 2005 de tipo normal. Al costado de cada fecha en paréntesis se indica la magnitud del sismo en Mw.

SISMICIDAD DE LA REGION NORTE DE CHILE

La actividad sísmica en la región norte de Chile esta asociada principalmente al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana y a las deformaciones corticales que se produce en el interior de la placa de Nazca y Continental. En la Figura 3 se muestra el mapa de sismicidad para la región Norte de Chile, período de 1980 – 2005 ($M_w \geq 4$). En general, la sismicidad para la

región norte de Chile puede clasificarse en función de la profundidad de sus focos en sismos superficiales (círculos), intermedios (cuadrados) y profundos (triángulos):

a) Sismicidad con foco superficial:

Se considera como sismos superficiales aquellos que se localizan a profundidades menores a 60 Km. (círculos), esta sismicidad se concentra en mayor numero entre la fosa y la línea de costa, los que

estarían asociados principalmente al proceso de subducción o colisión de la placa de Nazca y Sudamericana. Otra parte de esta sismicidad esta distribuida en el interior del continente y posiblemente estén asociada a las deformaciones corticales cuya expresión en superficie son las trazas de fallas.

b) Sismicidad con foco intermedio:

Este tipo de sismicidad se produce a profundidades entre 60 y 300 Km. (cuadrados) y en general, los focos se distribuyen principalmente en el interior del continente por debajo de la Cordillera Andina. Esta sismicidad se presenta en mayor número en la latitud de 17° y 24°S mostrando un agrupamiento de sismos de manera alargada. A la latitud de 24° se observa la presencia de otro grupo de sismos dentro del territorio Argentino. Esta sismicidad puede ser debido a la deformación interna de la placa de Nazca.

c) Sismicidad con foco profundo:

Esta sismicidad se produce a profundidades entre 300 y 700 Km. (triángulos) y en menor número se concentra en la frontera con Bolivia cerca de las latitudes de 20° y 21°S. Estos sismos al ocurrir a grandes profundidades prácticamente no son sentidos.

Asimismo, la distribución de la sismicidad puede ser analizada a partir de perfiles perpendiculares a la línea de costa y paralela a la dirección de convergencia de

las placas (área rectangular de la Figura 3). En la Figura 4 (a y b) los perfiles de sismicidad muestran que los sismos se distribuyen a profundidades siguiendo una alineación con pendiente de 30° en promedio y permiten tener una idea de la geometría de placa bajo el continente. El primer perfil (Figura 4a) representa la actividad sísmica antes del sismo del 13 de junio del 2005 y el segundo (Figura 4b) representa la actividad sísmica después de dicho sismo. Obsérvese que antes del sismo del 13 de junio y entre niveles de profundidad de 100 – 150 Km. existe una gran concentración de sismos lo cual sugiere que a este nivel de profundidad la placa soporta un importante índice de deformación. El sismo del 13 de junio se produce en este agrupamiento de sismos y las réplicas que siguen al sismo principal definen un mayor volumen de deformación. Asimismo, se observa que el número de sismos se incrementa a otros niveles de profundidad. Según Madariaga (1998) el nivel de deformación en esta región y a estos niveles de profundidad podría estar relacionado con la actividad volcánica presente en esta región, en donde se produciría un proceso de fusión parcial de la corteza oceánica, con el consecuente fracturamiento de la corteza y formación del magma que alimenta a los volcanes. Mayor información sobre las características de la sismicidad de Chile puede encontrarse en Madariaga (1998).

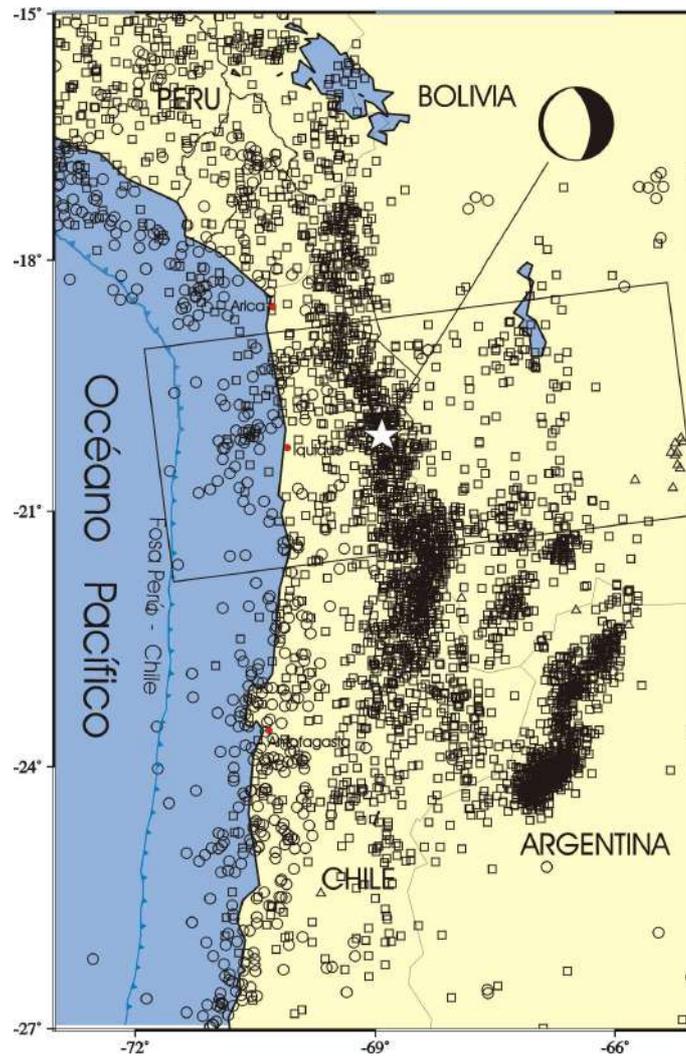


Figura 3. Mapa sísmico para región norte de Chile período 1980 – 2005 ($M_w \geq 4$). Los círculos muestran sismos con foco superficial, los cuadrados con foco intermedio y los triángulos con foco profundo. La estrella indica la ubicación del sismo de 13 de junio del 2005 junto a su mecanismo focal de tipo normal.

SISMO DEL 13 DE JUNIO DE 2005

Parámetros Hipocentrales

Los parámetros hipocentrales de un sismo describen la ubicación del mismo en el espacio (latitud, longitud), tiempo y profundidad del foco además de su la hora

origen. Los sismos y sus efectos se miden de diferentes maneras, la magnitud describe el tamaño de un sismo y expresa la cantidad de energía liberada, la cual depende de la longitud de la ruptura; mientras que la intensidad describe los daños que los sismos producen en superficie.

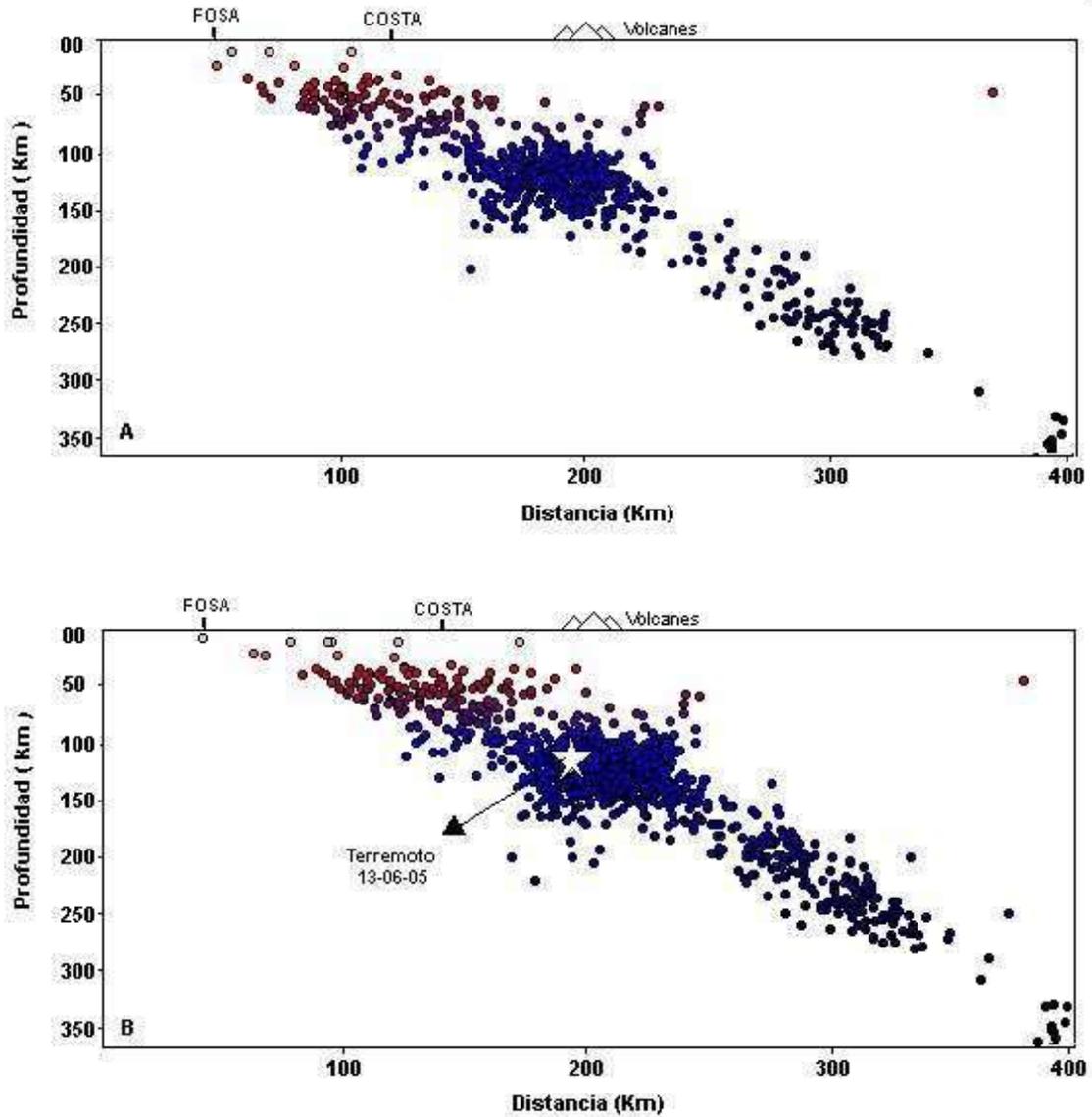


Figura 4. Perfiles perpendiculares a la línea de costa para la norte de Chile: a) perfil antes del terremoto del 13 de Junio del 2005, b) perfil después del terremoto del 13 de Junio del 2005

El 13 de Junio del 2005 a las 18 horas con 44 minutos 33 segundos (hora local) ocurrió un sismo de magnitud 7.8 Mw, en la región Norte de Chile teniendo su epicentro en el interior del continente, en las coordenadas 19.934°S y 69.028°W a 125 Km. al ENE de Iquique (Chile) y 250 Km. al SSE de Tacna (Perú) y a unos 1500 Km. al norte de Santiago. La profundidad del sismo fue estimada en 117 Km. por lo tanto corresponde a un sismo de foco

intermedio y tendría su origen en la deformación interna de la placa oceánica. En la Tabla 1 se presenta un cuadro de los parámetros hipocentrales del sismo y en la Figura 5 su ubicación epicentral. Los parámetros reportados por el NEIC difieren de los del SSN de Chile a razón que ambas entidades utilizan diferentes bases de datos y métodos (Telesismos y regional).

Tabla 1. Parámetros Hipocentrales del sismo del 13 de Junio del 2005 (norte de Chile) obtenidos por el National Earthquake Information Center (NEIC) y el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile (SSN).

Fecha dd:mm:aa	H Origen hh:mm:ss	Latitud Sur	Longitud Oeste	Profundidad Km	Magnitud	Agencia
13:06:05	22:44:33	-19.934	-69.028	117	7.0 Mb	NEIC
13:06:05	22:44:00	-19.895	-69.125	108	7.8 Mw	SSN

Intensidades

El sismo del 13 de junio alcanzó intensidades máximas de VI–VII en la escala Mercalli Modificada (MM) ocasionando graves daños en las localidades cercanas al epicentro (Figura 5). El sismo fue sentido en toda la región norte de Chile y afectó a las ciudades de: Iquique (VI–VII), Tocopilla (VI), Calama (V–VI), Arica (V), Chañaral (IV–V), El Salvador (IV–V), Copiapó y Calera (IV) y Antofagasta (III–IV). Asimismo se sintió en varias ciudades del Sur del Perú (Tacna, Moquegua, Ilo, Pta de Bombón y Arequipa), con intensidades de IV (MM), en Bolivia (La Paz) con intensidades de IV (MM) y en Brasil (Brasilia) con intensidades de III (MM).

Según la ONEMI (Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior), el sismo provocó 11 pérdidas humanas, una persona desaparecida, sustanciales daños materiales, el corte inmediato de los servicios básico (agua potable, la energía eléctrica) y el corte momentáneo del servicio telefónico. Las zonas más afectadas fueron las localidades de

Camiña, Colchane, Huara, Pica, Alto Hospicio, Pozo Almonte y los poblados de Pisagua y Camarones, las mismas que estuvieron incomunicadas debido a los derrumbes y deslizamientos que dañaron las carreteras hacia el Altiplano y la carretera Panamericana, interrumpiendo el acceso a los pueblos Tarapaqueños.

Orientación de la Fuente

El mecanismo focal obtenido para el sismo del 13 de junio por el NEIC corresponde a una falla normal con planos orientados en dirección N–S (Figura 2), siendo el plano con buzamiento al Este casi vertical. El mecanismo focal es del tipo tensional con ejes de esfuerzos orientados en dirección E–O coherente con el proceso extensión que soporta la placa de Nazca a niveles de profundidad intermedia.

Otros parámetros

A fin de cuantificar el tamaño del sismo del 13 de junio del 2005 se procedió a calcular diversos parámetros adicionales, como la magnitud momento obtenida en base a la relación de Kanamori y Hansk (1977), la magnitud de ondas de volumen

(NEIC), la magnitud energía según la relación establecida por Choy and Boatwright (1995), la energía sísmica a partir de la relación de Gutenberg y

Richter (1956) y la longitud de ruptura con la relación propuesta por Dorbath et.al. (1990). Los datos obtenidos son:

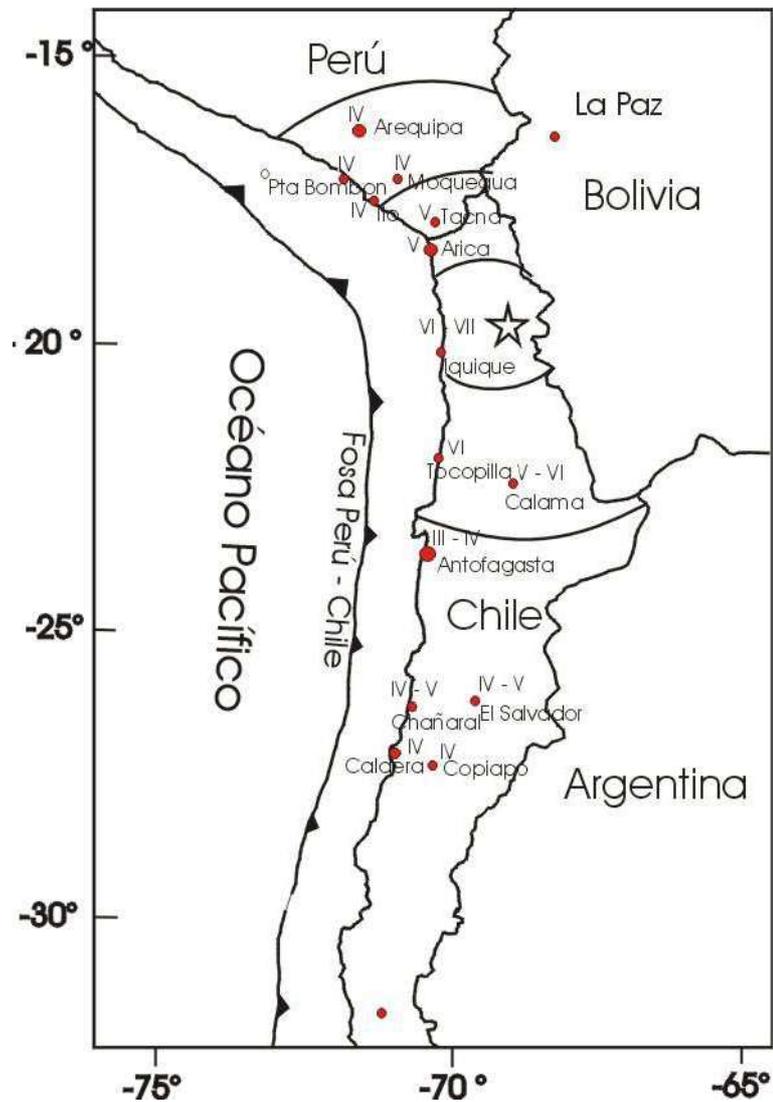


Figura 5. Mapa de Intensidades para el sismo del 13 de Junio del 2005.

Magnitud Momento : 7.8 Mw
 Magnitud de ondas de Volumen: 7.9 Mb
 Magnitud Energía : 8.2 Me

Momento sísmico : 5.4×10^{27} dina-cm.
 Energía Sísmica: 4.5×10^{23} Ergios.
 Longitud de Ruptura : 119 Km.

Estos resultados sugieren que el sismo del 13 de junio es uno de los más grandes ocurridos en esta región en el último siglo, el cual es importante debido a que se produjo a niveles de profundidad intermedia.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En la región Norte de Chile la sismicidad esta asociada mayormente al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana produciendo sismos de diversas magnitudes a diferentes niveles de profundidad. De estos sismos los más importantes por su tamaño son los que se producen en el contacto de las placas (sismos interplaca) como el ocurrido en 1877 en esta misma región. Sismos de menor magnitud, dentro de este proceso, se producen en el interior de la placa Oceánica por debajo de la Cordillera de los Andes y en este caso no producen daños importantes en superficie. Algunas excepciones, es el reciente sismo ocurrido a 115 Km. de profundidad al 13 de junio de 2005. Este sismo produjo intensidades del orden de VII (MM) y además en un área que comprende el sur de Perú, norte de Chile y Bolivia.

Para la región norte de Chile diversos autores como Dorbath et al (1990), Comte y Pardo (1991) han sugerido que en las regiones norte de Chile y sur del Perú, la energía sísmica se estaría acumulando

sobre las áreas de ruptura de los sismos de 1868 y 1877, y que podrían dar lugar a nuevos sismos con las mismas características. A la fecha, en el año 2001 ocurrió un gran sismo en el sur del Perú ($M_w=8.2$) que habría liberado parte de la energía correspondiente al sismo de 1868 y a la fecha resta aproximadamente por romperse la tercera parte del área involucrada en el sismo de 1868 que sumando a la longitud de ruptura del sismo de 1877 (Tavera, 2002), se tendría aproximadamente 650 Km. de longitud que aun no ha experimentado ruptura.

En la región norte de Chile la actividad sísmica esta asociada mayormente al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, presentando una subducción de tipo normal, esta sismicidad se clasifica en función de la profundidad de su foco en sismos: superficiales, intermedios y profundos; otra actividad esta relacionada a la deformación cortical presente a lo largo de la Cordillera Andina .

El sismo del 13 de junio por su ubicación hipocentral podría ser considerado como un evento precursor del gran sismo a desarrollarse en el área que comprendió al sismo de 1877, al igual que el sismo de 1950 de carácter intermedio (185 Km.) que ocurrió antes del sismo de Antofagasta en 1995 ($M_w=8.1$).

De acuerdo a la Figura 1, son los sismos de tipo intraplaca quienes juegan un rol importante en los procesos de subducción, ya que estos sismos al tirar de la placa de Oceánica al interior del manto, incrementan la resistencia y la acumulación de esfuerzos en la superficie de contacto de las placas, que al ceder producen sismos de gran magnitud.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG), Dr. Hernando Tavera, por todas sus enseñanzas y orientaciones brindadas en el desarrollo de este estudio. Asimismo al personal del CNDG por su orientación y amistad. Finalmente, al Instituto Geofísico del Perú por la beca brindada.

BIBLIOGRAFÍA

Comte D, y M. Pardo (1991), Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and Southern Peru seismic gaps, *Nat. Hazards*, 4, 23-44.

Choy, L., y Boatwright, L. (1995). *Journal of Geophysics Research*, V100, 18205-18228.

De Mets, C., Gordon, R., Aarhus, A., y Stein, S. (1980). Current plate motions. *Geophysical Journal International*, V101, 425-478.

Dorbath L., A. Cisternas, C. Dorbath. (1990), Assessment of the Size of Large and Great Historical Earthquakes in Peru, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol 80, No. 3.

Gutenberg, B., y C. Richter (1956), "Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration". *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 46, pp. 105-145.

Gutenberg, B. And C. Richter (1956). Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. Geofis.* 9, 1-15.

Kanamori, H. (1977), "The energy release in great earthquakes". *J. Geophys. Res.*, vol. 82, pp. 1981-1987.

Madariaga R. (1998), Sismicidad de Chile, en: A. Udías y E. Buforn (ed). *Sismicidad y Sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra*, UCM. N°10, 221 – 250

Tavera H. (2002) Historia de un terremoto anunciado para la región sur de Perú, *Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001 (2002) CNDG*, 11-18.

LAS ONDAS CODA

FABIOLA KARINA ROSADO MOSCOSO

*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
frosado@axil.igp.gob.pe
Fabio_rm@hotmail.com*

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

INTRODUCCIÓN

Con la instalación de la Red Sísmica Mundial (WWSSN) en los años 60 y la utilización de aparatos de detección y registro cada vez más sofisticados, permitió abordar el estudio detallado de las heterogeneidades laterales presentes en la corteza terrestre. Estas heterogeneidades, que generalmente actúan como elementos dispersores de ondas primarias para producir ondas secundarias, se reflejan en las variaciones laterales de los parámetros geofísicos obtenidos experimentalmente, tal como la velocidad de las ondas o la distribución de densidades del medio. Sin embargo, de estos parámetros el que mejor define las propiedades físicas del medio viene a ser la atenuación anelástica de las ondas sísmicas.

Hasta hace poco, los daños en superficie producido por un sismo podían ser cuantificado mediante la intensidad del sismo que se atenúa con la distancia. En este procedimiento no interviene ningún dato instrumental, solo los provenientes de la observación de los efectos sobre las

personas, viviendas y naturaleza, y cuya interpretación lleva a construir los mapas de curvas de isosistas que encierran áreas con diferentes características. Esta información ha permitido delinear las principales características de la atenuación macrosísmica permitiendo proponer leyes simplificadas de atenuación de la energía sísmica. Los primeros estudios sobre la atenuación sísmica a partir de los mapas de intensidades, conllevaba a realizar importantes simplificaciones para homogeneizar la diversidad de la información macrosísmica, haciendo desaparecer aspectos importantes como la anisotropía.

Actualmente, el mundo de la sismología está inmerso en la modelización y comprensión del sismograma completo, tanto de periodo corto como de largo periodo y la modelización de la parte final del sismograma, la CODA, ha comenzado a avanzar de manera notable en las últimas décadas como una de las herramientas más útiles para conocer las propiedades físicas del medio en la cual se propagan las ondas. Aun así, poco se ha investigado

sobre la aplicación de este conocimiento a la ingeniería sísmica. En general, hay tres aspectos importantes a considerar:

- .- La dependencia frecuencial como un indicador de las propiedades del medio.
- .- La separación de los factores de calidad (Q) intrínseco y dispersivo.
- .- La disponibilidad de datos digitales.

El conocimiento detallado de que frecuencias se atenúan más que otras tiene relación directa con el análisis de la respuesta local y los efectos de sitio la identificación de fuentes resonantes. Asimismo, se ha puesto de manifiesto la mayor sensibilidad del factor de calidad intrínseco a las características de los materiales del medio y a la edad de los mimos; mientras que, el factor de calidad dispersivo, va a depender de la frecuencia o longitud de onda, siendo una medida del grado de fracturación del medio. En estas condiciones, la atenuación total sigue siendo el mejor indicado de las características geotectónicas del medio. El procedimiento tradicional para conocer las características de la atenuación utilizando información instrumental es mediante el conocimiento de los valores de Q usando la Coda de las Ondas Sísmicas.

En este reporte, se presenta una presentación y descripción de los principales métodos utilizados para evaluar y analizar los valores de Q a partir de las ondas coda según los

métodos de dispersión simple y compuesta.

LAS ONDAS CODA

Después de la llegada de las ondas P y S, la amplitud de la señal decae poco a poco en consideración que la energía se atenúa en función de la distancia recorrida por las ondas, tal como se muestra en la Figura 1. Parte de la cola de la señal, se llama coda y su amplitud y tipo de trazo característico se debe a energía sísmica “dispersa” que llega hasta el sensor después de haber sido reflejada por las heterogeneidades propias del terreno. La forma como decae la señal sirve para estimar la atenuación o influencia del medio sobre la señal.

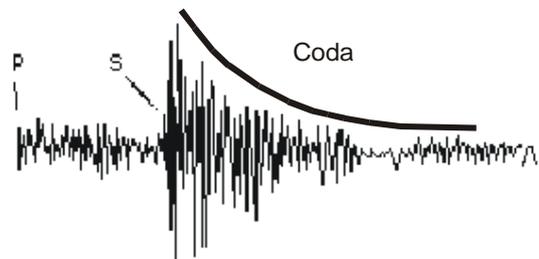


Figura.1 Ejemplo de una señal sísmica en donde se diferencia la llegada de las ondas P,S y la forma de la coda.

El origen de las ondas coda se explica si se considera a la Tierra como un cuerpo lateralmente heterogéneo. Cuando las ondas primarias generadas en la fuente de un sismo interactúan con la heterogeneidades del medio, se producen ondas secundarias como resultado de la incidencia de las ondas primarias que a su

vez dan origen a otras ondas secundarias y estas a otras. La superposición de estas ondas secundarias crea ondas retrodispersadas que se pueden considerar como la suma de eventos pequeños independientes. El registro de este tipo de ondas terminara cuando la energía del sismo se atenúe completamente.

Características de las ondas coda

No hay duda que las ondas que forman la coda de los sismos son importantes para realizar diversos estudios sismológicos, dependiendo de la información utilizada.

- En el caso de sismos locales, por el contenido espectral de la parte inicial del registro del sismo, depende de la forma acusada de la distancia recorrida y de la naturaleza de la trayectoria de la onda hasta la estación. En el caso de diversas estaciones que han recibido señales procedentes del mismo sismo, su amplitud en la zona posterior del registro, lo cual sugiere que el medio recorrido presenta diferentes características (Aki,1956; Aki, 1969).
- El decrecimiento temporal mencionado en el punto anterior es también independiente de la magnitud del sismo, al menos para sismos cuya magnitud es inferior a 6 (Aki, 1969; Aki y Chouet, 1975).
- La coda esta formada por ondas de frecuencia elevada que se manifiestan muy sensibles a los detalles del foco y

principalmente a la estructura geológica y tectónica del camino recorrido, permitiendo identificar diferencias en la constitución geológica del subsuelo.

- La excitación de la coda depende también de la geología local de la estación.
- Las ondas coda proporcionan información para realizar los estudios sobre la atenuación de las ondas sísmicas; directamente relacionada con la tectónica y la geología de la región afectada, así como de las características de los materiales que la componen.

ONDAS CODA: MODELO DE DISPERSIÓN SIMPLE

El modelo de dispersión simple para la generación de ondas coda, supone que la dispersión es un proceso débil y que la onda solo sufre una interacción en su trayectoria del hipocentro a la estación. Para sustentar esta hipótesis, se han desarrollado varios métodos y modelos cuyas características básicas son las siguientes.

Modelo de Aki (1969)

El trabajo de Aki (1969) se puede considerar como el primer intento de modelar y explicar la generación de las ondas coda. Inicialmente, Aki (1969) considero que la “coda” parecía ser insensible a la naturaleza del camino y sugirió la posibilidad de un modelo en el que estuviese separado el efecto de la

fuente sísmica y del camino recorrido por la onda. En general, el modelo propuesto por Aki (1969) se fundamenta en:

- Los elementos dispersores se hallan distribuidos bidimensionalmente en la superficie de la Tierra, siendo aleatoria y homogénea.
- Las ondas generadas en el foco y las secundarias que nacen de la interacción de las primeras con las heterogeneidades son ondas de superficie de un mismo tipo y su velocidad de grupo no depende de la frecuencia.

En general, los obstáculos dispersores de las ondas primarias son la topografía irregular, la geología superficial compleja, heterogeneidades en las propiedades elásticas de las rocas, fracturas, fallas y otras discontinuidades presentes en la corteza. Lo antes mencionado, se encuentra concentrado en la parte más superficial de la Tierra y este hecho justifica la primera hipótesis. La segunda suposición es consecuencia de la primera, ya que prácticamente todas las ondas internas se propagan por las partes más profundas donde se supone existen pocas heterogeneidades.

Modelo de Aki y Chouet (1975)

Aki y Chouet (1975) introdujeron dos modelos extremos de generación de ondas coda. El primero conocido como de retrodispersión simple (single back-

scattering, SBS model) y que considera las siguientes hipótesis:

- Se produce un único proceso de dispersión de la onda en las heterogeneidades del medio de ondas internas (S a S o bien a P a P) u ondas superficiales.
- Se considera un modelo de propagación de velocidad constante con la distribución homogénea pero aleatoria de heterogeneidades.

Este modelo considera la existencia de una dispersión débil ya que la fluctuación de los parámetros perturbados es pequeña comparada con sus valores medios. Esta aproximación conocida como "aproximación de Born (Born y Wolf, 1965)", viola el principio de conservación de la energía, no obstante a sido empleada en otras disciplinas ya que las predicciones teóricas y los resultados experimentales no presentan severas diferencias.

El segundo modelo propuesto por Aki y Chouet (1975) se basa en una dispersión fuerte. En este modelo, contrario al primero, se tiene una gran pérdida de energía respecto a la energía inicial de la onda incidente. Esto significa que el cociente entre pérdida de energía y energía incidente es grande. El modelo es válido únicamente cuando la distancia entre fuente-receptor es mayor que el medio recorrido (parámetro que evalúa la distribución de los dispersores en la Tierra

y proporciona una información útil sobre las características tectónicas de una región). El modelo fue descartado para registros de sismos terrestres tras los trabajos de Dainty y Toksoz (1977,1981) y Kopnichev (1977), aunque explica satisfactoriamente los sismos lunares.

Modelo de Sato (1977)

Este modelo considerara la dispersión isótropa simple y es una extensión del propuesto por Aki y Chouet (1975). Considera el caso de fuentes y receptores no coincidentes, radiación esférica, dispersión isótropa y la distribución homogénea e isótropa de dispersores. La relación que describe este modelo es:

$$\ln \left[\frac{A_{obs}(f/r,t)}{K(r,\alpha)} \right] = \ln C(f) - (\pi \cdot f / Qc) \cdot t$$

donde, $A_{obs}(f/r,t)$ representa las amplitudes cuadráticas medias de los registros filtrados con un paso-banda con una frecuencia central.

El modelo de Sato (1977), al considerar fuentes y receptores no coincidentes, permite realizar el análisis de la coda tras la llegada de la onda S.

Método de Herrmann (1980)

Herrmann (1980) propuso un método de calculo de Q_c asumiendo la hipótesis de

que la coda estaba compuesta básicamente por ondas superficiales. Este método parte de la expresión hecha por Aki (1969) que describe la amplitud promedio pico a pico $A(t)$ de la coda en un instante t . Herrmann (1980) supuso que la frecuencia predominante observada en la coda es una función del espectro de la fuente del sismo, de la respuesta instrumental y del filtro Q de la tierra. Se puede evaluar el caso en el cual se trabaje con sismos suficientemente pequeños como para que sus frecuencias de esquina sean mayores que la frecuencia pico de la respuesta instrumental, en este caso la repuesta de la fuente queda eliminada. El efecto de Q es disminuir la frecuencia predominante observada a medida que se considere instantes de tiempo posteriores y es definida como.

$$t_o^* = \frac{I'(f_p)}{\pi \cdot I(f_p) \cdot (I - \nu)} \left[\frac{f_p}{f_o} \right]^\nu$$

donde, $t_o^* = t / Q_o$, $I(f_p)$ es la respuesta del instrumento e $I'(f_p)$ su primera derivada, f_o es la frecuencia de referencia, ν es un exponente real.

El método de Herrmann fue utilizado para realizar la primera regionalización de Q para todo el territorio de Estados Unidos (1983) y por Jin y Aki (1988) para toda China.

Método de Pujades (1987)

Pujades (1978) realizó ligeras modificaciones al método propuesto por Herrmann (1980) ya que considero que los valores de Q de coda dependen únicamente de la serie de frecuencias leídas en los registros (f_p) y no de todo el rango de frecuencias (f) siendo definida como.

$$Lnt = \ln Q_0 + \ln \left[\frac{I'(f_p)}{\pi \cdot I(f_p)} \right] + v \cdot \ln \left[\frac{f_p}{f_0} \right]$$

donde, t es el tiempo, Q_0 es el factor de calidad para la frecuencia de referencia, f_p es la frecuencia predominante, v es el exponente que indica el grado de dependencia frecuencial de Q_c , I la respuesta instrumental e I' su primera derivada.

Conocida la respuesta instrumental de los instrumentos utilizados y leyendo sobre el registro parejas (f_p , t) para definir coda; se realiza una regresión lineal para estimar los parámetros Q_0 y v .

Pujades (1987) aplicó este método para la regionalización del parámetro Q en la Península Ibérica.

MODELO DE DISPERSIÓN MÚLTIPLE

Este modelo supone que la onda ha sufrido varias interacciones con el medio antes de llegar al receptor; es decir, el medio entre la fuente receptor, así como su entorno son homogéneos, y que el camino entre dos dispersores es lo suficientemente grande como para que el tiempo medio invertido en el camino libre sea mayor que la duración de la coda. Pero la Tierra es fuertemente heterogénea y por tanto, la anterior suposición no puede ser aceptada de forma general. A continuación, se describe brevemente algunos de los modelos de dispersión múltiple más utilizados.

Modelo de Gao (1983, 1984)

El punto de partida para este modelo son las hipótesis utilizadas en el modelo de dispersión simple de Aki y Chouet (1975). Gao et al. (1983 a,b). En este modelo, se considera que la dispersión es isotrópica sin conversión de ondas. El procedimiento a seguir para obtener el modelo parte de la consideración inicial de la dispersión doble y posteriormente se realiza una extensión a grados superiores de acuerdo a:

$$Pm(\omega/t) = \frac{1.23(n_o \cdot \sigma)^2 \cdot v \cdot S(\omega)}{R} \cdot e^{(0.67n_o \sigma (\sigma/Q))}$$

donde, $P_m(\omega/t)$ es dispersión múltiple, n_o es densidad de heterogeneidades y $S(\omega)$ es espectro de fuente.

Para los dispersores entre dos superficies elipsoidales existen dos tipos de fuentes de ondas incidentes, una representada por $F \equiv R$ correspondiente a la fuente de ondas

primarias (foco del sismo), y otra representada por H cuyo origen es la dispersión de las ondas primarias por las primeras heterogeneidades.

En la Figura 2 se representa un esquema que muestra la geometría del modelo propuesto por Gao et al. (1983 a,b).

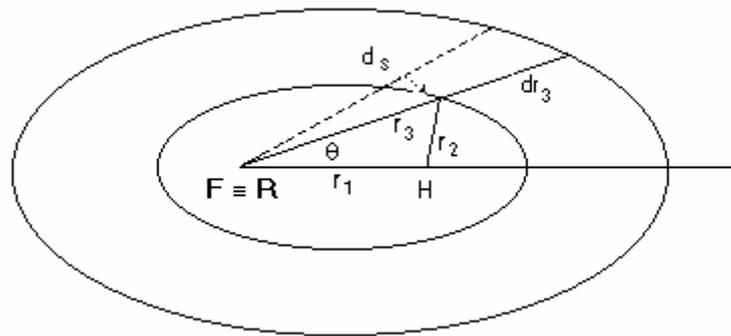


Figura 2. Geometría del problema de dispersión doble según el modelo de Gao et al. (1983 a,b).

La desventaja del modelo de Gao (1983 a,b) es que, al suponer coincidencia espacial de fuente-receptor, no permite separar en la práctica los valores de Q_i (proceso de absorción intrínseca) y Q_s (atenuación por dispersión) de Q_t (atenuación total).

Modelo de Transferencia Radiativa (Wu, 1985)

Wu (1984,1985), con el fin de separar el efecto de dispersión en heterogeneidades del efecto de la atenuación intrínseca, aplica la teoría de la transferencia radiativa (Chandrasekhar, 1960) a la propagación de ondas sísmicas y formula la distribución de densidad de energía en el espacio y en

el dominio de la frecuencia para una fuente puntual. El modelo considera tanto el caso de dispersión isotrópica como el de una fuerte dispersión en la dirección de propagación. A partir de la curva de distribución de energía se obtiene el albedo sísmico B_o y ello permite separar los efectos de la dispersión en heterogeneidades del medio de atenuación anelástica. Wu (1985) para su desarrollo considera solo ondas S y la coda para pequeños sismos locales.

Wu y Aki (1988) utilizaron este método para calcular la atenuación en la región del Hindu Kush; ToksÖz et al. (1988) al noreste de Estados Unidos y Canadá.

Modelo de flujo de energía (Frankel y Wennerberg, 1987)

Este modelo se basa en datos experimentales que mostraron que la potencia de la coda es homogénea en la coda para intervalos de tiempo superiores a 2 veces t_s , siendo t_s el tiempo de viaje de la onda S. Esto es, mientras la amplitud de la onda S que viaja directa decrece con la distancia debida a la expansión geométrica y a la atenuación, la amplitud de la coda en unos ciertos intervalos de tiempo después del tiempo de origen permanece prácticamente constante para cualquier distancia epicentro estación.

El modelo supone que la energía media de la coda es homogénea en un volumen esférico. El modelo no hace suposición respecto a si en el volumen de la coda se produce dispersión simple o múltiple. El modelo describe las propiedades de la coda, del decaimiento en el tiempo y amplitud, la atenuación intrínseca o de dispersión en las heterogeneidades del medio.

Modelo de Hoshiba (1991)

Hoshiba (1991) propone el método de Ventanas Múltiples con ciertos intervalos de tiempo (Multiple Lapse Time Windows. MLTW Method) para separar las contribuciones de la absorción intrínseca (Q_i^{-1}) y la dispersiva (Q_s^{-1}) a la atenuación total (Q_t^{-1}). Para la

aplicación de este método se requiere de gran calidad de datos y buena distribución espacio-temporal de los registros.

Hoshiba (1991) modeliza la distribución espacio-tiempo de la energía de las ondas sísmicas multidispersadas mediante una simulación numérica por el método de Montecarlo (Gusev y Abubakirov, 1987; Abubakirov y Gusev 1990). Para aplicación del método se supone una dispersión isótropa y una distribución aleatoria y uniformemente distribuida de dispersores puntuales.

Hoshiba (1991) observo que existen discrepancias entre la utilización de una ventana finita o infinita de tiempo lo cual puede introducir errores en la estimación de los parámetros de atenuación. Para evitar el problema de las ventanas finitas de tiempo, el autor adoptó el método de ventanas múltiples de intervalos de tiempo. El método se basa en comparar la energía observada en las ondas sísmicas sobre varias ventanas finitas de tiempo consecutivas y consideradas a partir de la llegada de la onda S.

Esta metodología, considero tres ventanas consecutivas de tiempo en función de la distancia hipocentral fue aplicada por Fehler et al. (1992) a la región de Kanto-Tokai en Japón, hallándose valores del albedo sísmico y del coeficiente de dispersión a partir de registros regionales.

El método de ventanas múltiples también ha sido aplicado al sur de California (Jin et al., 1994), al sur de la Península Ibérica (Ugalde, 1996; Aki et al., 1995) y oeste de Turquía (Akinci et., 1995).

La ecuación integral de Zeng (1991)

La energía teórica para uno cierto tiempo de propagación y distancia hipocentral se calcula a partir de la ecuación siguiente.

$$E(\vec{r}-t) = E_0 \left[t - \frac{|\vec{r}-\vec{r}_0|}{\beta} \right] \frac{e^{-L_1} e^{-|\vec{r}-\vec{r}_0|}}{4\pi \cdot |\vec{r}-\vec{r}_0|^2}$$

$$+ \int \left[gE \left(\vec{r}_1, t - \frac{|\vec{r}_1-\vec{r}|}{\beta} \right) \frac{e^{-L_1} e^{-|\vec{r}_1-\vec{r}|}}{4\pi \cdot |\vec{r}_1-\vec{r}|^2} \right] dV_1$$

donde $E(\vec{r}-t)$ es la densidad de energía sísmica tridimensional por unidad de volumen para una fuente puntual situada en la posición r_0 en el instante $t = 0$.

El primer termino de la expresión representa la energía de la onda directa y el segundo la contribución de todos los ordenes de energía dispersada, siendo $g=Le-1$. B_0 en esta ecuación B_0 es el coeficiente de dispersión.

APLICACIONES DEL CÁLCULO DE CODA

Las aplicaciones del estudio de coda son diversos y van desde el estudio de riesgo sísmico hasta la determinación de la estructura de los suelos. Algunos de los trabajos presentados en la bibliografía son:

- Determinación del factor de calidad Q para Venezuela (Figura 3) y cuyos resultados permitan observar que los valores de Q muestran una clara dependencia frecuencial entre 0,08 Hz y 40 Hz (García, y Mendoza, 2004).

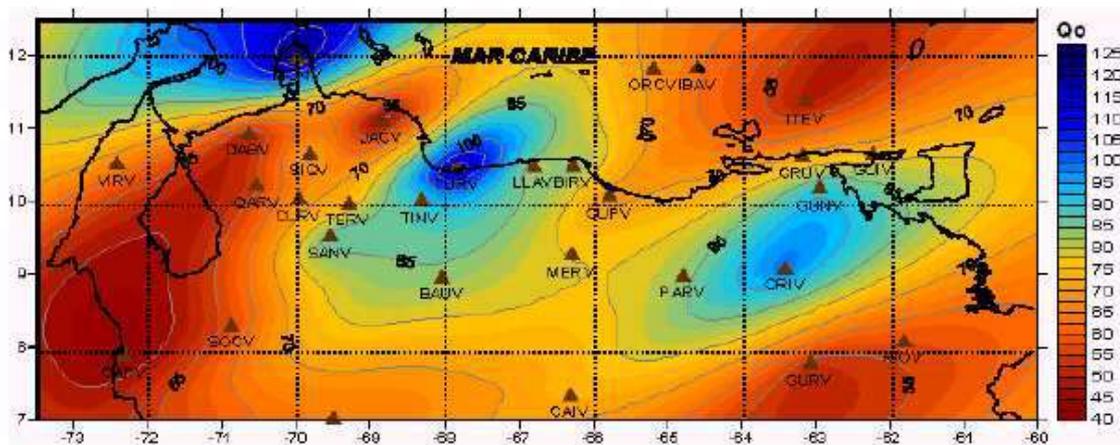


Figura 3. Mapa de la distribución espacial de Q sobre Venezuela.

- Regionalización de coda Q en Costa Rica, donde se diferenciaron diferentes unidades tectónicas, incluyendo la zona de subducción (Gonzales, y Persson, 1997).
- En el estudio de propagación de ondas sísmicas y atenuación de las ondas coda en el territorio Colombiano, aplicando el método de análisis de ventanas múltiples de intervalos de tiempos (Hoshiya 1991). Los resultados sugieren una elevada atenuación sísmica en todo el territorio colombiano (Vargas, 2004).
- En estudios de emplazamientos geotermales como el realizado en los Alamos (Hot Dry Rock) antes y después de presurizar el sistema de fracturas. El factor Q decreció por causa de la presurización, probablemente porque esta causo un aumento en el número de fracturas abiertas debido al incremento de presión (Felher, 1979).
- La Q_c se sismos locales de pequeña entidad presentaban valores bajos 2 años antes del sismo de Tangshan de 1976 (Norte de China). Una anomalía similar también fue observada antes de ciertos precursores de sismos de gran tamaño, sugiriendo que Q_c puede ser un precursor útil para una predicción sísmica (Jin, y Aki, 1987).
- En la región de Kuril-Kamchatka se observaron cambios anómalos en la envolvente de pequeños sismos locales antes de la ocurrencia de 3 grandes sismos. Q_c disminuyo un 20% alrededor de un año antes del sismo.

- Otros cambios anómalos antes de grandes sismos han sido asociados con periodos de aumento del parámetro b de la ley $\log N = a - b \cdot M$. En general, se asocia los valores bajos de Q con los periodos de baja sismicidad y, esto produciría, valores grandes de b.

Aki (1984), interpreta la relación positiva entre Q y b en los siguientes términos: Se supone que en una región sismogénica se tiene pequeñas y grandes fracturas que son los núcleos de potenciales sismos pequeños y grandes. Se supone que las fracturas grandes tienen mayor facilidad para progresar o cerrarse que las pequeñas, dependiendo de las características de los esfuerzos tectónicos. Entonces, b correlaciona positivamente con Q ya que si las fracturas grandes se cierran, b crece y Q crece. Sin embargo, en el caso del Monte St. Helen, se halló una correlación negativa entre Q_c y b. El valor de b fue de 0.9 antes de la erupción del Monte St. Helen y decreció a 0.6 tras la erupción. La misma tendencia ha sido observada en otras erupciones volcánicas. Este fenómeno se explica debido a que en el caso de los volcanes, la frecuencia de sismos relativamente grandes no varia; mientras que, el número de sismos pequeños se reduce tras la erupción ya que esta provoca una caída de presión.

COMENTARIOS

En el presente trabajo se ha realizado una descripción de los diferentes métodos existentes para la modelización y generación de las ondas coda, por ser de gran utilidad para estimar la atenuación aparente producida por el medio (la geológica y tectónica), así como por las características de los materiales que la componen.

El estudio de las ondas coda (Q) es también importante en los estudio de riesgo sísmico y principalmente fundamental para la predicción y prevención de los sismos.

En la actualidad, la Red Sísmica del Perú compuesta por 12 estaciones de banda ancha ha registrado, desde el año 2000, gran cantidad de sismos con magnitudes superiores a 5.0 que serán utilizados para realizar la regionalización de Q para la región central de Perú con el fin de conocer las características físicas del medio y su comportamiento ante la ocurrencia de sismos.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Dr. Hernando Tavera por su asesoramiento durante la realización del presente estudio. Asimismo mi agradecimiento al personal del CNDG por su orientación y amistad.

BIBLIOGRAFÍA

Abubakirov, I. Gusev, A. (1990). Estimation of scattering properties of lithosphere of Kamchatka based on Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake. *Phys. Earth Planet*, vol. 64,p52-67.

Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal Geophys.* Vol. 74, p 615-631.

Aki, K. (1984). Theory of earthquake prediction with special reference to monitoring of the Quality factor of lithosphere by the coda method. *Proceedings of the U.S. Japan Symposium on Earthquake Prediction.* Tokyo.

Aki, K. (1984). Theory of earthquake prediction with special reference to monitoring of the Quality factor of lithosphere by the coda method. *Proceedings of the U.S. Japan Symposium on Earthquake Prediction.* Tokyo.

Aki, K. y Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, vol. 80, p 3322-3342.

Akinci, A. Del Pezzo, E. y Ibañez, J.M. (1995). Separation of scattering and intrinsic attenuation in southern Spain and

western Anatolia (Turkey). *Geophys*, vol. 121, p 337-353.

Chandrasekhar, S. (1960). *Radiative transfer*. Ed. Dover. New York.

Fehler, M. Hoshiaba, M. Sato, H. y Obara, K. (1992). Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy vs. hypocentral distance. *Geophys J.* vol 108, p 787-800.

Frankel, A. y Wennerberg, L. (1987). Energy-flux model of the seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bull. Seism. Soc. Am*, vol 77, p 1223-1251.

García, S. y Mendoza, J. (2004): Determinación del factor de calidad Q para Venezuela. Congreso SOVG.

Gao, L. Biswas, N. Lee, L.C. y Aki, K. (1983 a). Effects of múltiple scattering on coda waves in three dimensional medium. *Pure Appl. Geophys*, vol. 121, p 3-15.

Gao, L. Biswas, N. Lee, L.C. y Aki, K. (1983 b). Comparison of the effects between single and múltiple scattering on coda waves for local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol 73, p 377-380.

González, J. (2001): Estructura anelástica de coda-Q en la Península Ibérica, Tesis Doctoral, Departamento de Ingeniería del

Terreno, Cartografía y Geofísica, Universidad Politécnica de Cataluña.

Gusev, A. y Abubakirov, I.R. (1987). Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake. *Phys. Earth Planet*, vol. 49, p 30-36.

Havskov, J. Malone, S. McClurg, D. Crosson, R.(1989): Coda Q for the state of Washington. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 79, p 1024-1038.

Herrmann, R. (1980). Q estimates using the coda of local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 70, p 447-468.

Hoshiaba, M. (1991). Simulation of múltiple scattered coda wave excitation based on the energy conservation law. *Phys. Earth Planet.*, vol 67, p 123-136.

Jin, A. y Aki, K. (1988). Spatial and temporal correlation between coda Q and seismicity in China. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol 78, n° 2, p 741-769.

Kopnichev, Y.F. (1977). The role of múltiple scattering in a formation of a seismogram tail. *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth., Engl. Trans.*, vol 13, p 394-398.

Pujades, L. (1987). Distribución de Q de coda a la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. p 263.

Sato, H. (1977). Energy propagation including scattering effects. Single isotropic scattering approximation. *J. Phys. Earth*, vol 25, p 27-41.

Singh, S. Herrmann, R. (1983): Regionalization of crustal coda Q in the Continental United States. *Journal of Geophysical Research*, vol. 88, p 527-538.

Ugalde, A. (1996). Atenuación sísmica intrínseca y dispersiva a partir de ondas de coda. Aplicación a la cuenca de Almería. Tesis Doctoral. UPC. Barcelona.

Ugalde, A. Pujades, L. Canas, J. Las ondas de coda como estimadores de la atenuación sísmica en la litosfera. Monografía Núm. 13, Ministerio de Fomento, Dirección General del Instituto Geográfico Nacional.

Wu, R. (1985). Múltiple scattering and energy transfer of seismic waves, separation of scattering effect from intrinsic attenuation, I, Theoretical modeling. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, vol 82, p 57-80.

Wu, R. y Aki, K. (1988). Múltiple scattering and energy transfer of seismic waves: Separation of scattering effect from intrinsic attenuation, II, Application of the theory to Hindu-Kush region. *Pure Appl. Geophys.*, vol 128, p 49-80.

Zeng, Y. Su, F. y Aki, K. (1991). Scattered wave energy propagation in a random isotropic scattering médium, I, Theory. *J. Geophys. Res.*, vol 96, p 607-619.

ONDAS SUPERFICIALES

GEREMÍAS MONCCA ANCULLE
*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Facultad de Geología, Geofísica y Minas
Universidad Nacional de San Agustín – Arequipa*
geremias_ma@axil.igp.gob.pe
gmoncc@yahoo.es

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

INTRODUCCION

Un sismograma registra dos tipos de ondas de cuerpo, ondas P y ondas S, además de las ondas superficiales Love y Rayleigh. Estas últimas, son generadas por la interacción constructiva de las ondas de cuerpo con la estructura interna de la Tierra. La energía de las ondas superficiales se concentra cerca de la superficie, se dispersa (geométricamente) bidimensionalmente y decae aproximadamente como r^{-1} (siendo r la distancia a la fuente); mientras que, la energía de las ondas de cuerpo se dispersa tridimensionalmente y decae como r^{-2} . Entonces, para grandes distancias de la fuente, las ondas superficiales predominan en los sismogramas.

La sismología, como ciencia observacional, considera a las ondas superficiales Rayleigh y Love como un tipo particular de ondas sísmicas que se propagan paralelas a la superficie de un medio. Estas ondas tienen su amplitud máxima en la superficie libre y disminuye

exponencialmente con la profundidad. En su modo de propagación, las ondas superficiales son afectadas por la dispersión y por lo tanto, su velocidad será menor que las ondas de cuerpo.

La primera contribución fundamental al estudio de la propagación de las ondas superficiales fue publicada por Rayleigh en 1887. Anteriormente se sabía que la vibración en un medio elástico, homogéneo e infinito se propaga en forma de ondas esféricas con velocidades distintas de ondas P y ondas S. Posteriormente, Love en 1911 descubrió la onda superficial que lleva su nombre a partir de un estudio del efecto de las vibraciones elásticas en una capa superficial.

Para explicar el origen de estas ondas y sus características de propagación, existen una gran variedad de textos y por lo mismo, aparecen volúmenes o capítulos extensos. En este reporte, se presenta de manera sencilla y práctica el concepto teórico de las ondas superficiales, las ecuaciones que

definen el movimiento de su partícula, además de sus variaciones con la profundidad y la velocidades de grupo y fase a fin que el lector disponga de información rápida.

LAS ONDAS RAYLEIGH

Aki y Richards (1980), asume que una onda que se propaga a lo largo de la superficie genera otras cuya amplitud es grande solo en las proximidades de la superficie libre y que son llamadas ondas superficiales, estas ondas en contraste con las ondas P y S que se propagan en el interior del cuerpo elástico (ondas internas). La existencia de las ondas superficiales sugiere enseguida la conveniencia de investigar la posibilidad de existencia de otras también superficiales en un medio semindefinido y que podrían resultar de la superposición del movimiento expresado por:

$$\begin{aligned} \varphi &= A \exp[iapz + ia(x - ct)] \\ \psi &= B \exp[iaqz + ia(x - ct)] \end{aligned} \quad (1)$$

donde, z es la frecuencia, t el tiempo, a es número de onda, A y B son las amplitudes. En estas relaciones se considera que p y q son ondas imaginarias; es decir, surgen de una superposición de ondas P y SV, y cuyo fundamento teórico fue publicado por Rayleigh en el año 1885. Desde entonces, estas ondas son conocidas como ondas Rayleigh.

Para describir las ondas superficiales; la expresión (1) debe satisfacer la siguiente ecuación:

$$\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2 \varphi - \frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} = 0, \dots, \dots, \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \varphi - \frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} = 0$$

donde φ representa el potencial de desplazamientos de la onda P (Figura 1) y por lo tanto, p y q son expresados de la forma:

$$\begin{aligned} p &= \pm \left(\frac{c^2}{\alpha^2} - 1 \right)^{1/2} \\ q &= \pm \left(\frac{c^2}{\beta^2} - 1 \right)^{1/2} \end{aligned} \quad (2)$$

donde, c es la velocidad aparente, α la velocidad de la onda P y β , la velocidad de onda SV (Stein, 1990). Pero con la restricción de que $c < \beta$, y desde luego $c < \alpha$, ya que ambos deben ser imaginarios:

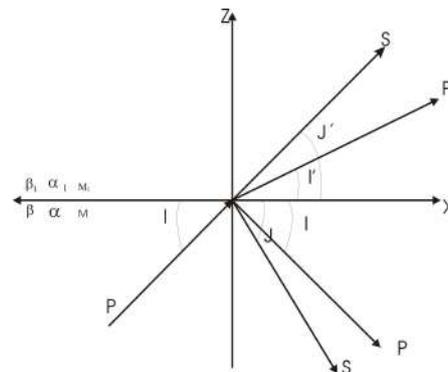


Figura 1. Geometría de la refracción y reflexión en dos medios isotrópicos semindefinidos, unidos por una superficie plana de discontinuidad X, donde J, I equivalen a p y q.

Asimismo, para la existencia de las ondas superficiales las tensiones en la superficie libre deben ser nulas; Además, los desplazamientos se deben calcular con:

$$u_x = \frac{\partial \varphi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad u_z = \frac{\partial \varphi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

siendo u_y igual a cero.

Para las ecuaciones descritas, las tensiones son nulas y en este caso, se considera la ecuación de incidencia de la onda P (Figura 1):

$$\begin{aligned} 2p(A_1 - A_2) + B_2(q^2 - 1) &= 0 \\ (q^2 - 1)(A_1 - A_2) + 2pB_2 &= 0 \end{aligned}$$

Ahora, es necesario omitir A_1 y B_1 y hacer nulo el segundo, con ello resulta (Thorne y Wallace, 1995),

$$\begin{aligned} -2pA_2 + B_2(q^2 - 1) &= 0 \\ (q^2 - 1)A_2 + 2qB_2 &= 0 \end{aligned} \quad (3)$$

Estas ecuaciones pueden coexistir si es nulo el determinante de los coeficientes de A_2 y B_2 , o sea,

$$-4pq + (q^2 - 1)^2 = 0 \quad (4)$$

La expresión 4 se le conoce con el nombre de “determinante de Rayleigh”.

Las ecuaciones en 3 pueden ser definidos como,

$$B_2 = -A_2 \frac{q^2 - 1}{2q} = A_2 \frac{2p}{q^2 - 1} \quad (5)$$

Como los desplazamientos son el resultado de la superposición de los desplazamientos debidos a los potenciales escalares φ y ψ , se pueden definir las ecuaciones que

describen los desplazamientos en sus componentes,

$$u_x = ia(\varphi - q\psi), \quad u_z = ia(-p\varphi - \psi)$$

sustituyendo φ y ψ , y poniendo $p = i\xi$, $q = i\eta$ y teniendo en cuenta la ecuación 5 resulta,

$$\begin{aligned} u_x &= iaA_2 \left(e^{a\xi z} - \frac{\eta^2 + 1}{2\eta} e^{a\eta z} \right) e^{ia(x-ct)} \\ u_z &= -aA_2 \left(-\xi e^{a\xi z} - \frac{\eta^2 + 1}{2\eta} e^{a\eta z} \right) e^{ia(x-ct)} \end{aligned} \quad (6)$$

En estas expresiones se observa que u_x y u_z se propagan como ondas planas según el eje x a una velocidad c, que corresponde al movimiento de la onda (velocidad, c_R). Se observa además que u_x y u_z son sinusoidales en x y en t, con amplitudes decrecientes según las z negativas, además de su periodo. Ambos desplazamientos puedan ser definidos como la longitud (L) y transversal (T),

$$L = \frac{2\pi}{a}, \quad T = \frac{2\pi}{ac_R} \quad (7)$$

donde, L esta vinculado con T por la relación $c_R T = L$.

Despejando de 7, $a = \frac{2\pi}{L}$, el producto ax

da una idea del numero de ondas contenidos en la dirección x, siendo a el numero de ondas en la dirección horizontal.

Para la velocidad c_R , cabe considerar la ecuación 4 que puede escribirse como.

$-(q^2 - 1)^2 = 4pq$. Como p y q son imaginarios conviene elevar ambos miembros al cuadrado, y resulta $(q^2 - 1)^4 - 16p^2q^2 = 0$, además sustituyendo p y q y desarrollando, simplificando y factorizando por $\frac{c^2}{\beta^2}$ se obtiene:

$$\frac{c^2}{\beta^2} \left[\left(\frac{c^2}{\beta^2} \right)^3 - 8 \left(\frac{c^2}{\beta^2} \right)^2 + \frac{c^2}{\beta^2} \left(24 - 16 \frac{\beta^2}{\alpha^2} \right) - 16 \left(1 - \frac{\beta^2}{\alpha^2} \right) \right] = 0 \quad (8)$$

La ecuación 8 queda satisfecha si $\frac{c^2}{\beta^2} = 0$

o que toda la ecuación sea nula. La primera condición es de anular $\frac{c^2}{\beta^2} = 0$,

porque implicaría que el movimiento sea independiente del tiempo. La ecuación 8 igualado a cero constituye una ecuación de tercer grado en las velocidades $\frac{c^2}{\beta^2}$; por lo

que, tendrá tres raíces que servirán en nuestro problema solo si son reales, positivas y menores que la unidad.

Si $\frac{c}{\beta} = 0$, la ecuación 8 resultara igual a

$$-16 \left(1 - \frac{\beta^2}{\alpha^2} \right) \text{ ó sea menor que cero, ya que}$$

$\beta < \alpha$, y si $\frac{c}{\beta} = 1$ resulta igual a la unidad.

Entonces la posibilidad es hallar una raíz, cuyo valor este comprendido entre 0 y 1.

Si el modulo de Poisson es igual a 0.25, ósea si $\frac{c^2}{\beta^2} = \frac{1}{3}$ la ecuación 8 será nula y

entonces se tiene:

$$\left(\frac{c^2}{\beta^2} \right)^3 - 8 \left(\frac{c^2}{\beta^2} \right)^2 + \frac{56}{3} \frac{c^2}{\beta^2} - \frac{32}{3} = 0$$

Aquí, unas raíces son dadas como $\frac{c^2}{\beta^2} = 4, 2 + \frac{2}{\sqrt{3}}, 2 - \frac{2}{\sqrt{3}}$, siendo la ultima, menor que la unidad y por lo tanto, la única a considerar. Entonces resulta que la velocidad es,

$$c_R = 0.9194 \dots \beta \quad (9)$$

Es interesante notar que si en el medio seminfinito $\alpha = \infty$, la ecuación 8 daría,

$$\left(\frac{c^2}{\beta^2} \right)^3 - 8 \left(\frac{c^2}{\beta^2} \right)^2 + 24 \frac{c^2}{\beta^2} - 16 = 0$$

y con ello $c_R = 0.955 \beta$. Este valor junto a la ecuación 8, permite tener una idea de la velocidad que pueden tener las ondas Rayleigh.

Ahora, volviendo a la expresión 6 y considerando en ellas las componentes reales de u_x y u_z , y poniendo $\theta = a(x - ct) + \pi$, resulta,

$$u_x = |u_x| \text{sen } \theta$$

$$u_z = |u_z| \text{cos } \theta$$

Esta expresión muestra el punto cuyos desplazamientos tenga a las componentes u_x , u_z , además de describir una elipse en los semiejes z y x , tal como se muestra en la Figura 2.

Con la relación $\frac{c^2}{\beta^2} = \frac{1}{3}$ y la velocidad

c_R correspondiente a la misma, resulta

$\xi \approx 0.8475$ y $\eta \approx 0.3933$ y con estos valores se obtiene para los desplazamientos:

$$\begin{aligned} u_x &= iaA_2 \left(e^{0.8475az} - 0.5773e^{0.3933az} \right) e^{ia(x-ct)} \\ u_z &= -aA_2 \left(-0.8475e^{0.8475az} + 1.4679e^{0.3933az} \right) e^{ia(x-ct)} \end{aligned} \quad (10)$$

Para $z=0$ la componente de desplazamiento resulta igual a,

$$\frac{|u_z|}{|u_x|} \approx \frac{0.6204}{0.4227} \approx 1.468$$

Entonces, el semieje mayor coincide con la vertical y será casi una vez y media mas grande que el semieje menor. Como el ángulo θ decrece, entonces t aumenta y la elipse quedara descrita por el punto como si ella girara en sentido contrario a la propagación de las ondas de cuerpo, entonces ello resulta descrito como sentido retrogrado.

Cuando aumenta z hacia valores negativos, la expresión de u_x en (10), disminuye y llega a anularse para

$z=-1.206$, o sea para $z/L=-0.192$, en cuyo caso, la elipse generara una recta vertical y tras ello cambia de signo. En la expresión (10), u_z conserva siempre su signo; por ello, a partir del valor de z en el que u_x cambia el suyo, el movimiento se volverá directo. La Figura 2 muestra como varían u_x y u_z con la profundidad (ecuación 10).

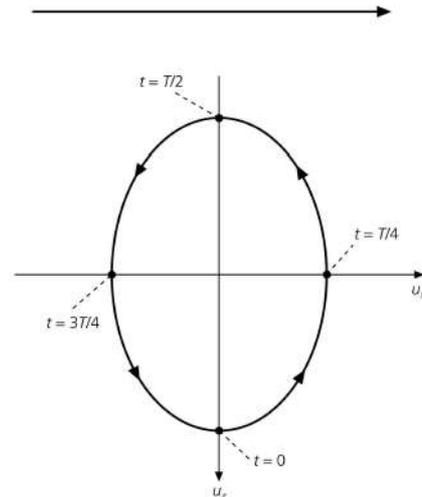


Figura 2. El movimiento de una partícula en un punto de la superficie libre es una elipse retrograda. En un sismograma se identifica que la onda Rayleigh esta en el plano vertical. Se observa que el movimiento de la partícula es opuesto en la dirección de la onda en el tope de la elipse (Stein, 1991).

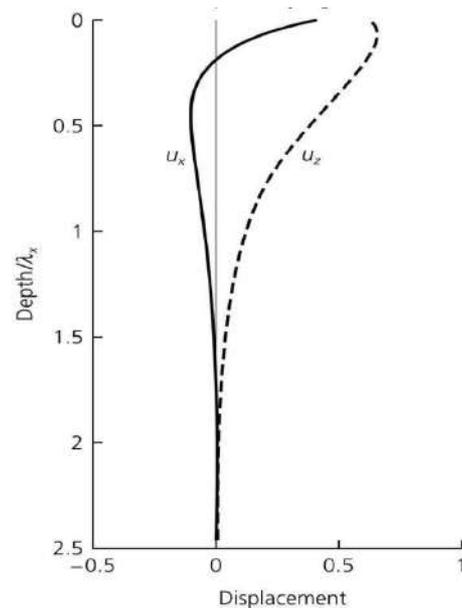


Figura 3. Variación de las componentes del desplazamiento u_x y u_z para las ondas Rayleigh en función de la profundidad en un semiespacio. Las componentes del desplazamiento decaen exponencialmente con la profundidad, además se observa como se normaliza por longitud de onda (Stein, 1991).

VELOCIDAD DE GRUPO Y FASE

Cuando se propaga la onda superficial en un medio de dimensiones finitas puede ser dispersada y su velocidad estará en

función de su contenido de frecuencias. Así, para una función de tiempo de tipo impulsiva, a alguna distancia, las ondas superficiales forman trenes de ondas que llegan en diferentes tiempos. Los tiempos de arribo, las amplitudes y las fases para cada frecuencia dependen de la ecuación de dispersión (Udias, 1997). La velocidad de fase, se define como la fase determinada con la cual viaja una onda y es una función de su frecuencia característica. Entonces, la velocidad de la energía transportada no es la misma, que la velocidad de grupo, o la velocidad de propagación de las ondas de grupo. La velocidad de grupo se define como la velocidad con la que se propaga un paquete de ondas, velocidad a la que viaja la máxima energía (Thorne y Wallace, 1995).

El desplazamiento de una onda sinusoidal de frecuencia angular ω y número de onda k que se propaga en la dirección x , viene dado por:

$$u(x,t) = A \text{ sen } [(kx - \omega t) + \phi]$$

donde, la velocidad de fase o la velocidad de propagación de la fase, es $c = \frac{\omega}{k}$; mientras que, para una onda monocromática en un medio homogéneo, c es constante y ω es un valor simple de k . En este caso, la velocidad de la energía de transporte o la velocidad de grupo es igual a la velocidad de fase.

La velocidad de fase es una función de la frecuencia $c(\omega)$, entonces se puede escribir como $k(\omega)$ y $\omega(k)$, y se puede usar una variable independiente entre k o ω . En el primer caso se observa el fenómeno de la onda para un punto nuevo que depende de la distancia y en el segundo, en términos de los tiempos. La velocidad de grupo es dado por:

$$U = \frac{\partial u}{\partial k} \quad (11)$$

La derivada con respecto a k permite obtener,

$$c = U + k \left(\frac{\partial c}{\partial k} \right) \quad (12)$$

donde, c es la velocidad de fase y k la longitud de onda (Udias, 1997).

Para conocer la velocidad de fase, se presentan dos casos: primero que los periodos no sean muy grandes y el otro que si lo sea.

Para el primer caso (Press y Pekeris (1956) que opera en el dominio del tiempo, el segundo en el dominio de las frecuencias (Satô, 1955) y se debe considerar además al de Dzierwonsky et al (1956) de correlación cruzada que opera en los dos dominios.

CONCLUSIONES

En este reporte se ha presentado la solución para las ondas superficiales en un medio horizontalmente estratificado,

teniendo en cuenta su desplazamiento, velocidad y tracción. Para una onda plana se ha mostrado que una de las técnicas para resolver las ondas superficiales es mediante la solución de las ecuaciones de movimiento, desplazamientos y potenciales escalares usando las constantes de Lamé, la densidad, etc.

Se observado que la onda superficial se propaga a lo largo de la superficie de la tierra y que su amplitud decrece exponencialmente con la profundidad. Cerca de la superficie, el movimiento de la partícula es elíptico retrogrado para la onda Love y mientras que, la velocidad de la onda Rayleigh es similar al de la onda S. Finalmente, uno de los métodos mas sencillas para conocer la velocidad de grupo y fase es con los propuestos por Press y Pekeris (1956) y Dziewonsky et al(1969).

AGRADECIMIENTO

Mi agradecimiento especial al Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG) - Sismología, Dr. Hernando Tavera, por todas sus enseñanzas, consejos, orientación brindada. Asimismo, por otorgarme la oportunidad de realizar mis prácticas pre-profesionales y las facilidades para el desarrollo de este trabajo. Al Instituto Geofísico del Perú, por la beca brindada.

BIBIOGRAFIA

Aki, K., y Richards, P. (1980). Quantitative Seismology: Theory and Methods Vol. I. New York. Pags 259-331.

Dziewonsky,A.,S. Bloch y N. Landisman, (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals. Bull. Seism. Soc. Am. 59, 427-444.

Press, F. (1956) Determinacion of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves. Part I. Southern California. Bulletin of the Geological Society of America. 67 p. 1647-1658.

Rayleigh, Lord (1885). On waves propagating along the plane surface of an elastic solid, proceedings of the London Mathematical Society. 17. P. 4-11.

Satô, Y. (1955), analysis of dispersed surface waves by means of fourier transform I. bulletin of the Earthquake Research Institute. Tokyo Univ. 33 p.33-47.

Stein, S. (1990) An Introduction to Seismology, Earthquakes an.

Torne,L. y Wallace, T.(1995). Modern Global Seismology. San Diego. Pgs 116-147.

Udias, A. (1997). Principles of Seismology. Cambridge Univ. Press United Kingdom.

EL RUIDO SÍSMICO DE FONDO

ELARD CUTIPA VARGAS

*Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa
elard_cc@axil.igp.gob.pe
elardcutipa99@hotmail.com*

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

RESUMEN

En el presente informe se hace una revisión de las principales causas que dan origen a la presencia del ruido sísmico de fondo en los registros sísmicos obtenidos de la Red sísmica Nacional del Perú a cargo del IGP. y así como del método desarrollado para evaluar dichos niveles de ruido. El ruido sísmico de fondo se genera principalmente por el ruido cultural (actividad humana), microsismos (olas del mar y tormentas oceánicas) y vibraciones producidas por el viento. Algunos investigadores consideran que el ruido de origen natural está generada por ondas superficiales que se forman en zonas de interacción océano-continente, modos fundamentales de vibración del planeta, cambios en la presión atmosférica y actividad volcánica interna.

INTRODUCCIÓN

La interpretación de los registros sísmicos requiere de un buen entendimiento de la generación y propagación de las ondas sísmicas y la influencia de los procesos de registro de cada impulso y su impresión sobre el sismograma. Gracias a los avances en el mejoramiento en la calidad de la instrumentación sísmica ahora es posible obtener una óptima interpretación del movimiento de la partícula en el sensor sísmico en forma digital y sobre un amplio rango de frecuencias. El uso de datos de banda ancha requiere una cuidadosa atención a la naturaleza de la componente desorganizada del movimiento sísmico, comúnmente conocido como *ruido*. (Kennet, 2001).

Tradicionalmente, el ruido ha sido considerado como algo negativo, molesto y que hay que cancelar o evitar. En la actualidad, lo que hasta hace pocas décadas era un estorbo en los estudios de propagación y atenuación de ondas sísmicas se ha convertido en una excelente herramienta para caracterizar los efectos locales (geología) y las propiedades dinámicas del lugar de registro y de las estructuras. Así como también resultan muy útiles para propósitos de control de calidad de los registros obtenidos por las redes sísmicas. Así pues para los estudios de la vibración ambiental, el ruido es la señal y las ondas que lo integran se suelen llamar en inglés, “microtremors”; en castellano no hay uniformidad en el nombre aplicado y se usan con el mismo

significado las palabras microtemblores ó microtrepidaciones.

El ruido sísmico de fondo puede definirse como:

- a) Vibraciones en la superficie de la tierra debida a la influencia oblicua de ondas de cuerpo que se propagan en todas direcciones con la misma energía.
- b) Una superposición de ondas superficiales que constituyen un campo estacionario y homogéneo y están relacionadas a los ruidos de baja frecuencia y de periodo largo.
- c) Ruido ambiental generado por el tráfico vehicular o la actividad humana y están relacionados con los ruidos que presentan alta frecuencia.

NATURALEZA DEL RUIDO SÍSMICO DE FONDO

La superficie de la tierra se encuentra en un constante y leve movimiento que puede ser detectado con sismómetros sensitivos. El movimiento de la tierra va desde efectos locales, tales como las perturbaciones hechas por el hombre (ruido cultural) y las oscilaciones de los árboles por el viento, o vibraciones inducidas por procesos, tales como microsismos generados por tormentas distantes.

Existe un amplio rango de contribuciones al ruido de fondo existente que incluyen la

presencia de mareas, presión atmosférica, efectos diurnos principalmente asociados con la variación de la temperatura y la actividad inducida por el hombre. La suma de estos tipos de ruido afecta de manera importante en la calidad de los registros sísmicos, de allí que cuando se procede a instalar una estación sísmica es importante evitar la influencia de las fuentes de ruido sísmico, las estaciones sísmicas ya establecidas con el tiempo sufren de incremento del ruido debido a las actividades realizadas por el hombre y a las expansiones de las ciudades.

El ruido sísmico de fondo ocurren en el intervalo de frecuencias de 0.001 a 30 Hz, sin embargo, para realizar estudios de sismología; es necesario realizar el análisis de los niveles de ruido sísmico en estaciones de registro y en este caso interesa el ancho de banda comprendido entre 0.001 a 10 Hz, ya que en esta banda de frecuencias parte de la energía se transmite como ondas superficiales, que frecuentemente son usadas para estimar las propiedades físicas de la corteza terrestre y aquellas que se transmite como ondas de cuerpo pueden ser usadas para estimar las características de las estructuras geológicas sobre las cuales se encuentra situada la estación.

Por ejemplo, el registro del ruido sísmico de fondo que se muestra en la Figura 1, fue obtenida de la estación sísmica digital de banda ancha Pucallpa (PUC) que forma

parte de la Red Sísmica Nacional del Perú (RSN). En dicha figura se observan la presencia de altas frecuencias con amplitudes casi homogéneas, aunque es

fácil distinguir algunos trenes de onda de poca duración. En este registro no es posible observar ruidos de periodo muy largo.

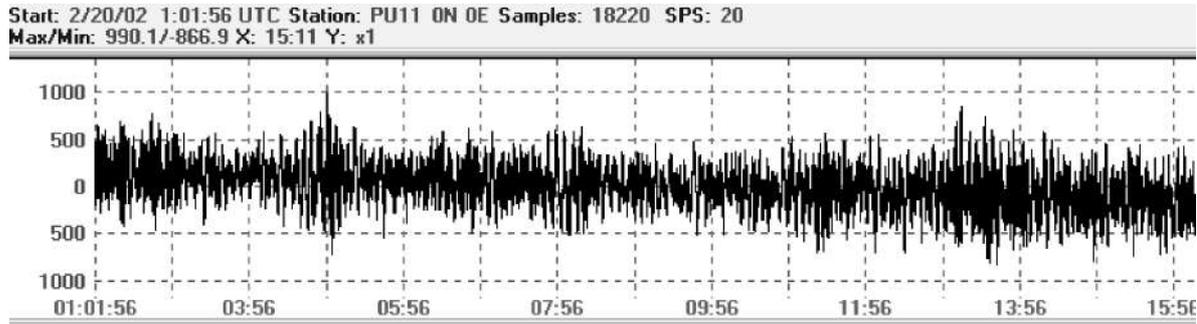


Figura 1. Ruido de fondo de la componente vertical de la estación PUC de la RSN. La ventana de registro tiene una duración de 14 min, y corresponde a las 08:01:56 horas del día 20 de febrero del año 2002.

En general, muchos autores han estudiado y evaluado las características del ruido, así como su origen y rangos de frecuencia predominantes. En la Figura 2, se presenta algunos ejemplos de ruido por Payo (1986); a) viento intenso, b) impulso relacionado con una posición incorrecta del sistema de registro c) tráfico y (d, r y f) las llamadas tormentas microsísmicas causadas por borrascas meteorológicas (frente que separa dos masas de aire contiguas una caliente y otra fría). En este último caso, el periodo parece estar relacionado con la velocidad de desplazamiento del centro de la borrasca y con la región oceánica en la que avanza mientras que las amplitudes son función de la profundidad de la borrasca.

Uno de los métodos fundamentales para evaluar los niveles de ruido sísmico en una red de estaciones sísmicas, es calculando la densidad de la potencia espectral (PSD) para una señal transitoria generada por el ruido sísmico de fondo y luego compararlo con las curvas de referencia proporcionadas por Aki y Richards (1980). Estas curvas (Figura 3) definen la densidad de potencia espectral representativas del ruido sísmico en condiciones de bajo nivel de ruido (Quiet) y alto nivel de ruido (Noisy), para una estación típica situada en un emplazamiento de roca dura, alejada de actividades antropogénicas y en ausencia de fuerte viento.

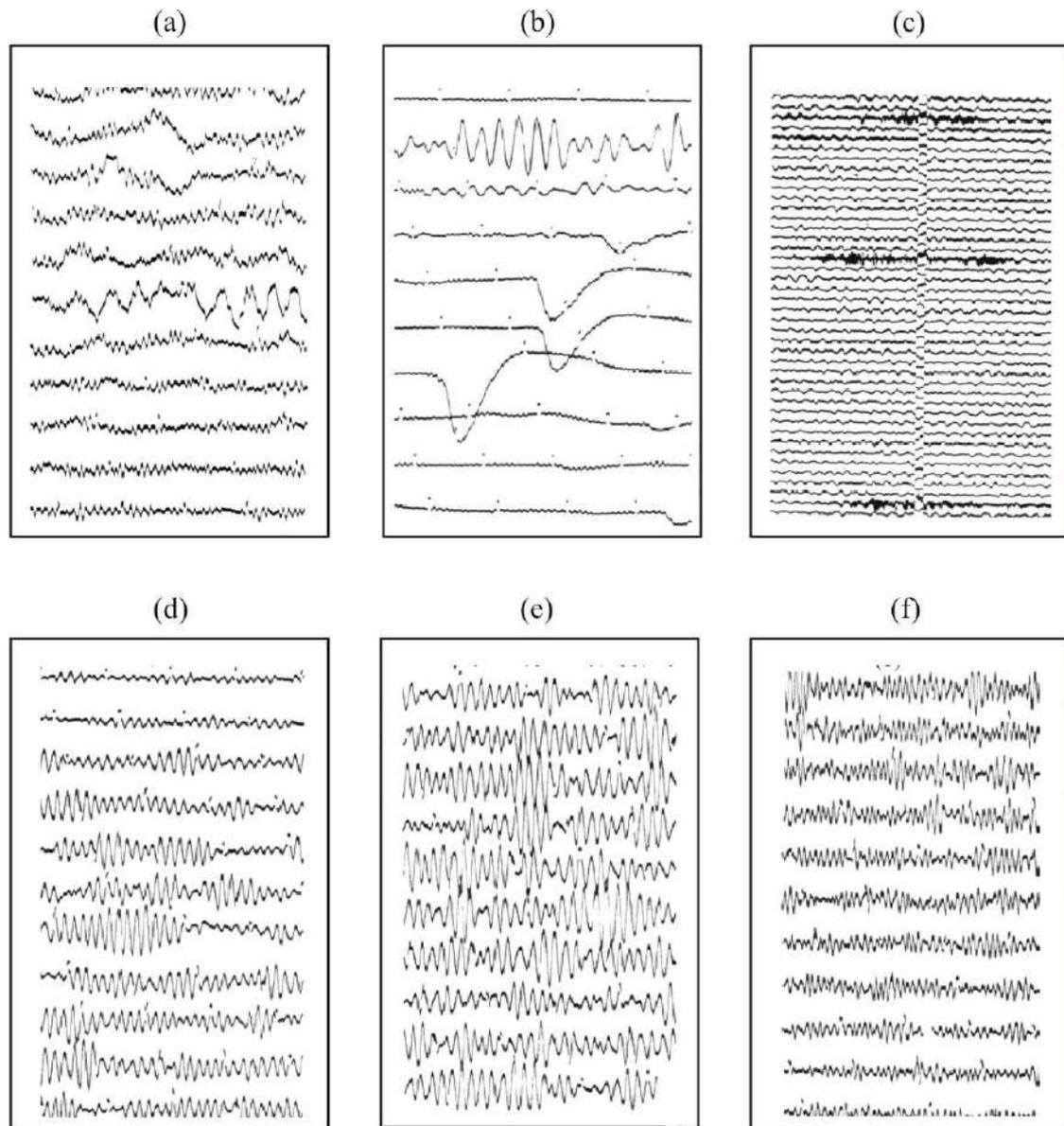


Figura 2. Ejemplos de Ruido de fondo presente en los sismogramas y que pueden ser originados por diferentes causas: (a) Viento, (b) Mecánico, (c) Cultural, (d), (e) y (f) microsismos (Payo 1986).

Según la Figura 3, en el espectro del ruido fondo se puede identificar 2 picos importantes, el primero a una frecuencia de 0.14 Hz ($T = 4-8$ s) y otro cerca de 0.07 Hz ($T=10-16$ s).

En general, parece que ambos picos son debidos a las ondas oceánicas. Los picos mas pequeños ocurren en las frecuencias primarias en las cuales muchas de las

ondas oceánicas son observadas. (Wiechert, 1904). El pico principal de la Figura 3, fue explicado por Longuet-Higgins en 1950 como debido a la presión de las ondas oceánicas, las cuales pueden ser formadas por el viaje de las ondas en direcciones opuestas en la fuente regional de una tormenta o cerca de la costa. Este mecanismo genera ondas sísmicas con

frecuencias dos veces mayor que las ondas del océano. Hasselman (1963) mostró que ambas teorías cuantitativamente explican observaciones de las ondas oceánicas y sísmicas.

En los estudios de análisis de los niveles de ruido sísmico de fondo asociado a la calidad de redes sísmicas, se comparan las

curvas de Densidad de Potencia Espectral (PSD) con las curvas teóricas de la Figura 3. (Aki y Richard 1980), y el resultado permite hacer una evaluación de las frecuencias predominantes en el espectro del ruido sísmico y de esta forma se puede identificar los probables orígenes de los ruidos en términos de su frecuencia.

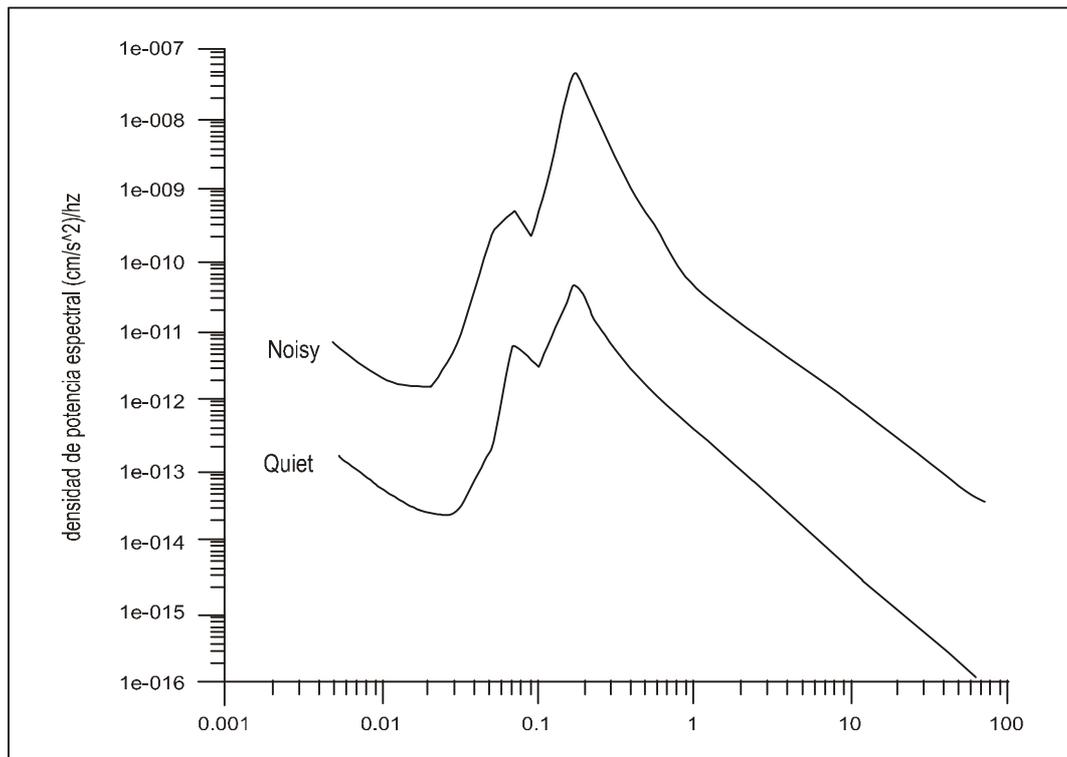


Figura 3. Densidad de potencia espectral de registros de ruido para una estación típica situada en un asentamiento de roca dura, en un emplazamiento con alto nivel de ruido ambiental (Noisy) y otro emplazamiento con bajo nivel de ruido ambiental (Quiet), (Aki y Richards,1980).

RELACIÓN SEÑAL / RUIDO

La relación señal/ruido (Signal to noise ratio SNR, ó S/N), se define como el margen que hay entre el nivel de referencia (información significativa) y el ruido de fondo de un determinado sistema. La relación señal/ruido, es la comparación entre la amplitud de la señal sísmica y la

amplitud del ruido causado por el instrumento sísmico u otras causas que no tienen que ver con el sismo. En términos cuantitativos, la energía de la señal para una frecuencia dada, dividida entre la energía remanente (ruido) (Zmeskal y Plesinger, 1995).

Los factores fundamentales que controlan el índice y la calidad de transmisión de la información sísmica son el **ancho de banda (B)** y la **Potencia de la Señal (S)**. El ancho de banda de un canal, es el rango de frecuencias que este puede transmitir con razonable fidelidad; por ejemplo, una estación sísmica de banda ancha tiene un ancho de banda de 0.01 a 50 Hz. La Potencia S de la señal desempeña un papel dual en la transmisión de la información, (S esta relacionado con la calidad de transmisión). Al incrementarse S a la potencia de la señal, se reduce el efecto del ruido de canal y la información se recibe con mayor exactitud, o con menos incertidumbre. Una mayor relación de señal/ruido permite también la transmisión a través de una mayor distancia. En cualquier caso, una cierta relación de señal/ruido mínima es necesaria para la comunicación.

Un criterio para elegir un tipo de filtro adecuado para eliminar el ruido sísmico de fondo, es evaluar previamente la relación señal/ruido. En la practica se ha mostrado que esta relación debe ser mayor a 80 a fin de contar con registros de calidad cuando los sismos tienen magnitudes mayores a 5.8 M. (Tavera y Bufforn 1998).

CAUSAS Y NATURALEZA DEL RUIDO

RUIDO CULTURAL

La fuente más común del ruido sísmico proviene de actividad del hombre sobre la superficie de la Tierra. Esta fuente es referida como “ruido cultural” y se origina principalmente por el registro de la propagación de las ondas sísmicas que es producida por el paso de vehículos, vibración de maquinarias industriales, que se encuentran relativamente cerca de una estación sísmica. El ruido cultural se propaga principalmente como ondas superficiales de alta frecuencia (>1-10 Hz, 1-0.1s) que se atenúan a varios kilómetros de distancia y profundidad. Por esta razón el ruido cultural se reduce significativamente si se evalúan los niveles de ruido sísmico en pozos profundos y túneles. El ruido cultural muestra fuertes variaciones diurnas y tiene frecuencias características que dependen de la fuente del disturbio.

VIENTO, AGUA Y RUIDO GEOLÓGICO

Los objetos se mueven cuando responden a la acción del viento y este movimiento cuando está acoplado a la tierra puede ser fuente importante del ruido sísmico. En general, la turbulencia del viento alrededor de las irregularidades de la topografía y el

acoplador movimiento del árbol a la tierra a través de sus raíces, generarán señales de ruido de alta frecuencia. Además, el viento que actúa en objetos grandes, tales como torres y postes del teléfono puede causar la inclinación de tierra que aparece como ruido de período más largo. Como fuentes adicionales e este tipo de ruido pueden incluirse las corriente de agua, olas y actividad volcánica.

MICROSISMOS

Los microsismos se definen como las oscilaciones naturales y regulares del subsuelo, que no son producidas por los terremotos ni por fuentes artificiales como el tráfico o la maquinaria industrial, si no que son inducidas por fuentes naturales como las olas oceánicas y tormentas, por tanto las características de la amplitud y del periodo son afectadas por la condición del clima. Este tipo de ruido esta compuesto principalmente por ondas Rayleigh de periodo relativamente largo (2-3 mas segundos), y aparece en los registros de todos los sismógrafos, demostrando que la corteza terrestre está en continuo estado de agitación.

INFLUENCIA DEL INSTRUMENTO

Este tipo de ruido se genera por cambios de estabilidad del equipo y diferentes formas dentro del sistema del sismómetro por efectos de la presión barométrica en el sensor (ruido térmico), efectos no lineales

en la fuerza de suspensión sobre la masa ocasionada por el hecho de estar la masa siempre en movimiento (los elementos en suspensión se doblan) o durante el proceso de digitalización (rango dinámico limitado del convertidor análogo/digital).

El instrumento puede presentar ruidos de alta potencia pero de baja probabilidad, y su conocimiento resulta importante y útil para el operador de la red. Por ejemplo, existen espacios vacíos de datos que pueden ser debido a la falta de transmisión de la señal y/o a la mala posición de la masa del sensor (mala calibración).

Para tener una información sísmica de calidad, es necesario remover de todas las señales sísmicas el efecto instrumental, para así recuperar el impulso original emergente del terreno, esto se debe hacer realizando el proceso de la deconvolución ó remoción instrumental.

RUIDOS DE PERIODO CORTO

Estos ruidos presentan altas frecuencias con rangos que se encuentran entre 0.3 a 10 Hz, y en general, son producidos por la respuesta de las condiciones geológicas de las estructuras sobre las cuales se encuentra ubicada la estación sísmica en referencia. Además este tipo de ruido tiene que ver con la actividad diaria del hombre y los cambios bruscos de temperatura durante el día y la noche.

También se debe considerar como ruidos de periodo corto a los producidos por las explosiones en las minas, el paso de camiones en las carreteras, o por la inducción del viento sobre la estación sísmica con rangos de frecuencia mayores a 10 Hz. Este tipo de ruido suele ser importante si en las cercanías de la estación hay vegetación o montañas.

Para evitar al máximo las perturbaciones de periodo corto sobre los sensores, es recomendable acondicionarlos en pozos aislantes sobre roca dura y a una relativa profundidad

RUIDOS DE PERIODO LARGO

Este tipo de ruido se caracteriza por presentar bajas amplitudes y largos periodos (10-300 seg) y se presentan con mayor amplitud en las componentes horizontales del registro. Las causas de origen de este tipo de ruido son:

Los causados por las *fluctuaciones barométricas* en la zona donde se encuentra la estación sísmica, y son producidas por los cambios gravitacionales inducidos por frentes atmosféricos fríos y de calor que perturban directamente a los sismómetros (Muller y Zurn, 1983). La presión del aire varía entre 0.1 mHz y 0.01 Hz, (Beauduin 1996).

Las ondas largas con frecuencias típicas que varían entre 0.001 a 0.05 Hz, juegan

un rol importante en muchos procesos sedimentarios de la costa y en aguas poco profundas, donde se ha demostrado que la energía del espectro de ondas tiene predominio de ondas de periodo largo. Para la banda de frecuencias sobre los 2 mHz, están presentes las eigenfrecuencias de muchas de las oscilaciones libres de la Tierra. Para modos mas graves (0.8 mHz), raramente observados con una buena relación señal/ruido (SNR).

Para reducir este tipo de ruido y facilitar los estudios sobre el contenido de periodos largos en los registros de eventos sísmicos de moderado tamaño, se requiere simultáneamente registrar las variaciones de la presión barométrica cerca del sismómetro y luego sustraer con una función apropiada su interferencia en la señal.

En general, se considera que los ruidos de periodo largo son debidos a la acción de las ondas oceánicas sobre las costas con frecuencias de 0.07 Hz y las ondas oceánicas estacionarias con frecuencias del orden de 0.14 Hz. (ver Figura 3).

FILTRADO DEL RUIDO

Para atenuar el efecto del ruido de fondo presente en los sismogramas y registro sísmico, frecuentemente se utiliza la herramienta del filtrado de la señal a fin de reforzar la calidad de la información que se quiere extraer del sismograma / registro.

Para lograr el filtrado de los registros conviene poner de manifiesto su estructura espectral, lo que se consigue aplicando la integral de Fourier.

Llamando $f_1(t)$ a la función que representa un sismograma en el dominio del tiempo se tiene para esta función,

$$f_1(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\alpha}^{+\alpha} f_1(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (1)$$

y para los mismos en el dominio de las frecuencias,

$$F_1(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\alpha}^{+\alpha} f_1(t) e^{-i\omega t} d\omega \quad (2)$$

o sea la Transformada de Fourier $f_1(t)$

Multiplicando la integral de (1), $F_1(\omega)$ por la función $F_2(\omega)$ se convierte la función $f_1(t)$ en otra.

$$f_{12}(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\alpha}^{+\alpha} f_1(t) e^{i\omega t} d\omega \quad (3)$$

$$F_{12}(\omega) = F_1(\omega) F_2(\omega) \quad (4)$$

En el contenido espectral $F_{12}(\omega)$ sobresalen determinadas frecuencias en las que se tiene interés y se atenúan las que sean ruido. Si se desea una apropiada función $F_2(\omega)$, la función al ser introducida en (1), se comporta por consiguiente como un filtro y la función

$f_{12}(t)$, resulta ser lo que queda de la función $f_1(t)$ después de ser filtrada.

Además de lo precedente y sustituyendo en (4) $F_1(\omega)$ por su expresión (2) y detallando la (3) se tiene,

$$\begin{aligned} f_{12}(t) &= \int_{-\alpha}^{+\alpha} F_2(\omega) e^{i\omega t} d\omega \frac{1}{2\pi} \int_{-\alpha}^{+\alpha} f_1(\tau) e^{i\omega \tau} d\tau \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\alpha}^{+\alpha} f_1(\tau) d\tau \int_{-\alpha}^{+\alpha} F_2(\omega) e^{i\omega(t-\tau)} d\omega \end{aligned}$$

Por lo tanto, si $F_2(\omega)$ es la Transformada de Fourier de una función $f_2(t)$:

$$f_{12}(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\alpha}^{+\alpha} f_1(\tau) f_2(t-\tau) d\tau \quad (5)$$

y por ello también,

$$\begin{aligned} \frac{1}{2\pi} \int_{-\alpha}^{+\alpha} F_1(\omega) F_2(\omega) e^{i\omega t} d\omega &= \\ \int_{-\alpha}^{+\alpha} f_1(\tau) f_2(t-\tau) d\tau &\quad (6) \end{aligned}$$

El resultado de intercambio de roles de $f_1(t)$ de $f_2(t)$ se puede escribir también como:

$$\begin{aligned} \frac{1}{2\pi} \int_{-\alpha}^{+\alpha} F_1(\omega) F_2(\omega) e^{i\omega t} d\omega &= \\ \int_{-\alpha}^{+\alpha} f_2(\tau) f_1(t-\tau) d\tau &\quad (7) \end{aligned}$$

de lo que también resulta,

$$\int_{-\alpha}^{+\alpha} f_1(\tau) f_2(t-\tau) d\tau =$$

$$\int_{-\alpha}^{+\alpha} f_2(t-\tau) f_1(\tau) d\tau \quad (8)$$

Con análogos procedimientos, pero tratando de hallar la T.F. del producto $f_1(t) f_2(t)$ se obtiene.

$$\begin{aligned} \int_{-\alpha}^{+\alpha} f_1(t) f_2 e^{-i\omega t} dt &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\alpha}^{+\alpha} F_1(\omega) F_2(\omega_0 - \omega) d\omega \\ &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\alpha}^{+\alpha} F_2(\omega) F_1(\omega_0 - \omega) d\omega \end{aligned}$$

Las expresiones (5), (6), (7) y (8) se dice que son convoluciones de las funciones involucradas y las ecuaciones (6) y (7) el producto de sus componentes espectrales. Análogamente, las igualdades (8) y (4) muestran que multiplicar dos funciones en el dominio del tiempo, equivale a la convolución de sus componentes espectrales en el dominio de las frecuencias.

Entonces, resulta obvio que el filtrado de una función $f_1(t)$ puede hacerse o bien usando $F_2(\omega)$ en el dominio de las frecuencias o bien usando la inversa $f_2(t)$ en el dominio del tiempo.

A los filtros se les clasifica en **filtros pasa bajo, filtros pasa altos y filtros pasa banda**, y como lo expresan sus nombres, los primeros no atenúan las componentes espectrales de frecuencia baja, los segundos no atenúan los de frecuencia alta

y los últimos no atenúan dentro determinados límites de frecuencia.

VARIACIONES DEL RUIDO DEBIDO A CONDICIONES LOCALES

La variación de los niveles del ruido debido a las condiciones locales es comúnmente conocida como efectos de sitio, y esta directamente relacionada con los ruidos que se producen por el tipo de rocas que componen a las capas del subsuelo, así como de las estructuras geológicas (fallas, volcanes, ríos, montañas, etc), que se encuentran en las cercanías de la estación sísmica ó sobre el cual se encuentra situada una estación sísmica. Cuando la estación se encuentra ubicada sobre subsuelos relativamente jóvenes (materiales blandos poco consolidados) el nivel de ruido dependerá principalmente del espesor de la capa sedimentaria. Por ejemplo: para espesores de 1.5 Km. se tiene frecuencias de 0.04 a 0.09 Hz , para espesores de 290 m. se tiene frecuencias de 0.2 a 0.5 Hz y para espesores delgados de 50 m entre 1.1 a 2.8 Hz. (Bormann et al.,1997). El umbral de frecuencia donde la amplificación del suelo comienza a tener importancia, esta cerca de los 3.5 Hz. y si la frecuencia natural sobrepasa este valor, se puede aplicar el espectro de respuesta desarrollado para un sitio de referencia *en roca*.

Otro tipo de variaciones por efectos

locales son los dados por los cambios de temperatura durante el día y por la noche, así como también por las variaciones climáticas ante la presencia de frentes de frío y de calor que afectan a las presiones barométricas y estas inducen a la masa del sismómetro que produce ruidos de periodo largo.

RELACIÓN ESTACIÓN – FUENTE DE RUIDO

Existe una relación entre la fuente del ruido y la estación sísmica de registro, y esta viene dada por la longitud de onda, que se manifiesta en forma directa sobre los registros de las señales sísmicas, Esta relación depende fundamentalmente de sus valores de frecuencia; es decir, entre mas lejana sea la fuente del ruido esta va a presentar bajos valores de frecuencia (microsismos) y si la fuente, esta relativamente cercana a la estación sísmica, va ha manifestar altos valores de frecuencia (ruido cultural, efectos de sitio y cambios climáticos en la zona de registro).

CONCLUSIONES

Una herramienta útil para analizar el posible origen y el nivel de ruido en una estación sísmica es construyendo curvas de Densidad de Potencia Espectral (PSD) para señales sísmicas transitorias y compararlas con las curvas teóricas proporcionadas por Aki y Richard (1980).

La extensión del presente estudio considera evaluar el nivel de ruido de fondo en todas las estaciones de banda ancha que actualmente integran la Red Sísmica Nacional. (RSN).

El ruido sísmico de fondo se genera principalmente por el ruido cultural (actividad humana) y se propaga principalmente como ondas superficiales de alta frecuencia (>1-10 Hz, 1-0.1s). Otro tipo de ruido son los microsismos ruidos de periodo largo (olas del mar 0.07 Hz y tormentas oceánicas 0.14 Hz), las vibraciones producidas por el viento que generan altas frecuencias (4 a 40 Hz.) y los ruidos producidos por cambios de presión atmosférica generan bajas frecuencias (0.1 mHz a 0.01 Hz.).

Para evitar al máximo las perturbaciones de alta frecuencia sobre los sensores y obtener señales sísmicas con bajo nivel de ruido sísmico de fondo, es recomendable acondicionar los sensores en pozos aislantes (túneles, cuevas o cavernas), y ubicarlos a una relativa profundidad y sobre roca dura. Además, se debe instalar la estación sísmica lejos de las principales fuentes generadoras de ruido sísmico de fondo (ciudades, fabricas, carreteras, ríos, lagos, etc), esto es, a distancias mayores 1.5 Km.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento de manera especial al Dr. H. Tavera, Director del CNDG por sus enseñanzas y orientaciones durante mis prácticas. Así mismo mi agradecimiento al personal del CNDG por su orientación y amistad. Finalmente, al Instituto Geofísico del Perú por haberme brindado una beca para realizar mis prácticas pre-profesionales.

BIBLIOGRAFÍA

Aki, K. y Richards, P. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, Vol. I. New York. Pags 273-286

Beauduin, P. Lognonné, P. Montagner.(1996), *The Effects of the Atmospheric Pressure Changes on Seismic Signals or How to Improve the Quality of Station*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.86, No. 6, pp. 1760-1769.

Bormann, P., Klinge, K., Wylegalla, K. (1997): *Analysis of broadband seismic noise at the German Regional Seismograph Network and search for improved alternative station sites*, *Journal of Seismology*, 1, 357-381.

Kennet, B. (2001). *The Seismic Wavefield Volume I: Introduction and Theoretical Development*, The Australian National University, Cambridge University Press. Pags. 8-16.

Hasselmann, K. (1963). *A statistical análisis of the eration of microseisms*, *Rev, Geophys.*, 1, 177-209.

Payo G., (1986), *Introducción al Análisis de Sismogramas*. Monografías 3 del Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de la Presidencia. Madrid, España.

Plesinger, A., M.Zmeskal, J.Zednik, 1995: *PREPROC - Program for automated preprocessing of digital seismic data*. GI ASCR Prague, N.E.I.C. U.S.G.S. Golden, pp.130.

Tavera, H. y E. Buforn. (1998). *Sismicidad y Sismotectónica de Perú*. *Física de la Tierra* 10, 187-219

Wiechert, E. (1904). *Ein astatisches Pendel höher Empfindlichkeit zur mechanischen Registrierung von Erdbeben*, *Beitr. Geophys* 6, 435-450.

ZONIFICACION SISMICA PRELIMINAR DEL PERU APARTIR DE DATOS DE INTENSIDADES

MIGUEL ANGEL RAMIREZ CUTIPA
Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica
Facultad de Geología, Geofísica y Minas
Universidad Nacional del San Agustín - Arequipa
miguelangeldor@hotmail.com

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

RESUMEN

El borde occidental de América del Sur, es una de las regiones de mayor actividad sísmica en el mundo. En esta región, son frecuentes los sismos de magnitudes grandes ($M > 7.0$), los mismos que producen enormes daños materiales, económicos y pérdidas de vidas humanas. El Perú forma parte de esta región y su actividad sísmica esta principalmente relacionada con el proceso de subducción de la placa oceánica (Nazca) bajo la placa continental (Sudamericana), frente a esto muchos autores han propuesto diversas zonificaciones regionales, ya sea a partir de la extrapolación de datos de intensidad o de la magnitud de los sismos. En este estudio se propone una zonificación preliminar para el Perú, a partir de los valores de intensidad corresponde a los eventos sísmicos ocurridos durante un periodo de 20 años (1984-2004). Los resultados sugieren que los departamentos de Arequipa, Ica, Lima y Ancash son los de mayor nivel de sismicidad e intensidad.

INTRODUCCION

Los sismos siempre han sido y serán materia de investigación, y su distribución espacial a nivel global permite identificar las zonas de mayor ocurrencia sísmica. Al graficar los epicentros de los sismos en un mapamundi se observan zonas demarcadas que coinciden en su mayoría, bien sea con las dorsales marinas (las fisuras a partir de las cuales fluye el magma en los océanos) o con las grandes fosas oceánicas (Figura 1). Estos bordes delimitan lo que ahora se ha denominado "placas litosféricas". Hasta el momento se han identificado 15 placas que son: la Placa del Pacífico, Sudamericana, Norteamérica, Africana, Australiana, Nazca, Cocos, Juan de Fuca,

Filipina, Euroasiática, Antártica, Árabe, Índica, Caribe y Escocesa. En todas ellas se generan eventos sísmicos de gran magnitud como el sucedido en la región sur de Perú en el año 2001 o el ocurrido al frente de la costa Sumatra en el 2005 (Figura 1).

En la distribución de la actividad sísmica en el mundo se observa que los sismos no ocurren con igual frecuencia en todas las regiones de la tierra, presentando alta sismicidad los países que bordean el Océano Pacífico. Nuestro país forma parte del cinturón Circum Pacífico, que es la zona de mayor actividad sísmica en el mundo aproximadamente el 80%.

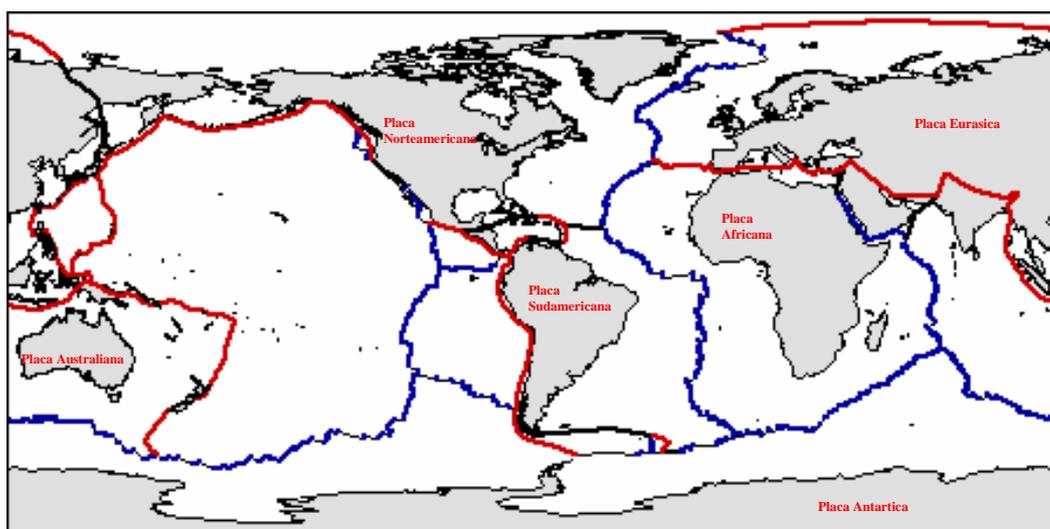


Figura 1. Distribución de las placas (Negro = cordilleras oceánicas, Gris = zonas de subducción).

El Perú se encuentra sobre una región de convergencia tectónica o zona de subducción, por interacción de la placa Oceánica de Nazca Continental o Sudamericana, la actividad sísmica esta íntimamente asociada al proceso de subducción en donde la placa de Nazca se introduce por debajo de la placa Sudamericana.

METODOLOGIA

La homogenización en la base de datos sísmicos es un paso importante para el estudio, y esta consistió en cuidar que todos los sismos presenten parámetros sean coherentes, tanto en magnitud como intensidad. Esta base de datos considera todos los sismos con intensidades igual o mayor a IV, porque estos sismos son los que causan daños apreciables en la superficie cerca del área epicentral. Por lo

tanto, este rango de intensidad será importante al momento de reagrupar a las ciudades y departamentos en uno y otro nivel de acuerdo a la Tabla 1.

Sismicidad Nula

Se considera a todos los departamento en los cuales no se ha sentido sismos con intensidades mínimas de IV (MM).

Sismicidad Baja

Agrupar a los departamentos en los que la frecuencia de sismos con intensidades IV es mínima.

Sismicidad Media

Considera a los departamentos en los cuales la frecuencia de sismos con intensidad IV es regular.

Sismicidad Alta

Toma en cuenta a los departamentos en los cuales la frecuencia de sismos con intensidades de IV (MM) o mayores es grande.

Esta clasificación es adoptada de la propuesta por Bernal et al (2002) y en la cual se asigna un número índice a cada nivel que ha sido calculado, multiplicado el número de sismos ocurridos en cada departamento con intensidades iguales o mayores a IV MM (Mercalli Modificada), por el valor de intensidad mínima considerada en este estudio, IV MM (Tabla 2).

Tabla: 1 Correspondencia entre el nivel de sismicidad

NIVELES DE SISMICIDAD	INDICE
Sismicidad Nula	0
Sismicidad Baja	1 -50
Sismicidad Media	51 – 300
Sismicidad Alta	Más de 300

DATOS

Para realizar el presente estudio se utilizó como fuente de información la base de datos del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG) del Instituto Geofísico del Perú (IGP). Estos datos corresponden a las intensidades reportadas para los sismos ocurridos en Perú entre 1984 a 2004. En total se tiene 1605 sismos. En esta base de datos fue necesario descartar aquellos sismos que son considerados como réplicas. La base de datos final consta de 1330 eventos

sísmicos que fueron utilizados para realizar el estudio estadístico cuantitativo de la sismicidad de cada departamento.

Durante este periodo, el sismo de mayor magnitud ocurrió el 23 de junio del 2001 y produjo intensidades máximas de VII en Arequipa. Los sismos de mayor profundidad ocurrieron en la ciudad de Pucallpa (596 km), el 12 de Octubre de 2002 (6.2 ML) produciendo una intensidad de IV en dicha localidad.

El sismo de menor profundidad (sismo superficial, 4 km) afectó en las localidades de Maca y Cabanaconde, en donde produjo una intensidad de IV (MM). Este sismo ocurrió el 13 de diciembre del 2002 (4.8 ML).

APLICACIÓN

La zonificación, es necesaria a fin de tener de manera directa indicadores sencillos y prácticos sobre que regiones han sido, son y serán afectadas por sismos con intensidades altas.

Existen muchos procedimientos para realizar la zonificación de un país y ellos consideran diversos tipos de información y metodologías. Por ejemplo, uno de ellos es el uso de la intensidad producida por el sismo en una determinada ciudad o localidad.

La intensidad de un sismo se mide como el efecto del mismo en la superficie de una

determinada región; y viene a ser una medida cualitativa del tamaño del evento sísmico. Frecuentemente, para medir la intensidad se utiliza una escala con diversos valores asociados a la descripción de los daños y efectos producidos por el sismo en las personas, objetos y estructuras. Una de las primeras escalas de intensidades fue la de Rossi-Forel (de 10 grados), propuesta en 1883. En la actualidad existen varias escalas de intensidades, que han sido usadas en distintos países, por ejemplo, la escala MSK (de 12 grados) usada en Europa occidental desde 1964, y la escala JMA (de 7 grados) usada en Japón, etc. La escala más común en América es la escala modificada de Mercalli (MM) que data de 1931 y considera como valor mínimo el grado I (detectado sólo con instrumentos) y el máximo de grado XII (destrucción total) (ver Tabla 2). Como la intensidad varía de punto a punto, las evaluaciones en un lugar dado constituyen, generalmente, un promedio, por eso se acostumbra hablar solamente de grados enteros.

Sobre los diversos procedimientos seguidos para una zonificación sísmica para el Perú, algunos autores utilizan como dato las aceleraciones registradas en algunas zonas de Perú (Casaverde y Vargas, 1980 y Alva y Castillo, 1993) o en función a los valores de intensidad (Bernal et al, 2002). En este estudio se propone una zonificación sísmica preliminar para el

Perú siguiendo la metodología utilizada por Bernal et al (2002).

ZONIFICACION SISMICA

PRELIMINAR.

A continuación se muestra los diferentes gráficos de frecuencia-intensidad elaborados para cada departamento. Para los departamentos localizados en la costa el número de eventos sísmos con intensidades altas es mayor con relación a los distribuidos en el interior del continente. Así, el departamento de Lima presenta el mayor número de sísmos con intensidades elevadas, seguida de Arequipa, Ica y Ancash.

Para los departamentos localizados en la cordillera, el número de sísmos con intensidades altas es menor aunque sobresalen los departamentos de San Martín y Cuzco debido a que fueron afectados por los sísmos del 30 de mayo de 1990 (departamento de San Martín, intensidad de VII) y 5 de abril de 1991 (departamento del Cuzco, intensidad de VII). En los departamentos localizados en la zona Subandina, el número de sísmos con intensidad elevadas es casi nula (Figura 2).

Tabla 2. Escala de Modificada de Mercalli (MM)

I	No se advierte sino por unas pocas personas y en condiciones de perceptibilidad especialmente favorables.
II	Se percibe sólo por algunas personas en reposo, particularmente las ubicadas en los pisos superiores de los edificios.
III	Se percibe en los interiores de los edificios y casas.
IV	Los objetos colgantes oscilan visiblemente. La sensación percibida es semejante a la que produciría el paso de un vehículo pesado. Los automóviles detenidos se mecen.
V	La mayoría de las personas lo percibe aún en el exterior. Los líquidos oscilan dentro de sus recipientes y aún pueden derramarse. Los péndulos de los relojes alteran su ritmo o se detienen. Es posible estimar la dirección principal del movimiento sísmico.
VI	Lo perciben todas las personas. Se atemorizan y huyen hacia el exterior. Se siente inseguridad para caminar. Se quiebran los vidrios de las ventanas, la vajilla y los objetos frágiles. Los muebles se desplazan o se vuelcan. Se producen grietas en algunos estucos. Se hace visible el movimiento de los árboles, o bien, se les oye crujir.
VII	Los objetos colgantes se estremecen. Se experimenta dificultad para mantenerse en pie. Se producen daños de consideración en estructuras de albañilería mal construidas o mal proyectadas. Se dañan los muebles. Caen trozos de estucos, ladrillos, parapetos, cornisas y diversos elementos arquitectónicos. Se producen ondas en los lagos; el agua se enturbia.
VIII	Se hace difícil e inseguro el manejo de vehículos. Se producen daños de consideración y aún el derrumbe parcial en estructuras de albañilería bien construidas. Caen igualmente monumentos, columnas, torres y estanques elevados. Se quiebran las ramas de los árboles. Se producen cambios en las corrientes de agua y en la temperatura de vertientes y pozos.
IX	Se produce pánico general.
X	Se destruye gran parte de las estructuras de albañilería de toda especie. El agua de canales, ríos, lagos, etc. sale proyectada a las riberas.
XI	Muy pocas estructuras de albañilerías quedan en pie. Los rieles de las vías férreas quedan fuertemente deformados. Las tuberías (cañerías subterráneas) quedan totalmente fuera de servicio.
XII	El daño es casi total. Se desplazan grandes masas de roca. Los objetos saltan al aire. Los niveles y perspectivas quedan distorsionados.

En el caso de Arequipa e Ica (Figura 3), ambos departamentos fueron afectados con intensidades de grado VII debido a los sismos del 23 de junio del 2001 (Arequipa) y 12 de noviembre de 1996 (Ica).

Los departamentos de Tacna y Moquegua (Figura 3), presentan un nivel de

sismicidad media y han sido afectados con intensidades de IV el 08 de agosto de 1987 y 23 de junio del 2001.

Los departamentos de La Libertad, Piura, Junín, Lambayeque, Ucayali, también fueron afectados por sismos que produjeron intensidades entre II y IV (MM); por lo tanto, son considerados como sismicidad media.

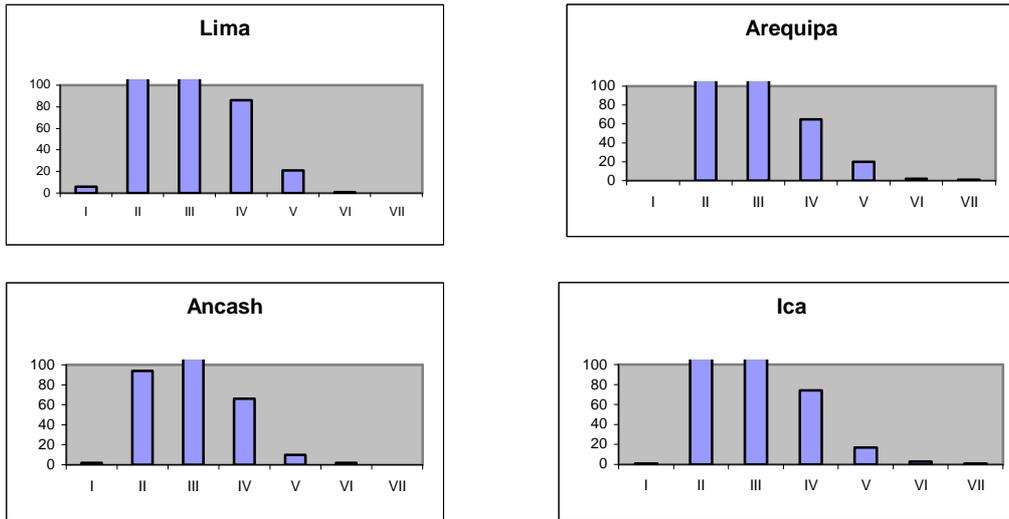


Figura 2. Departamentos con sismicidad alta.

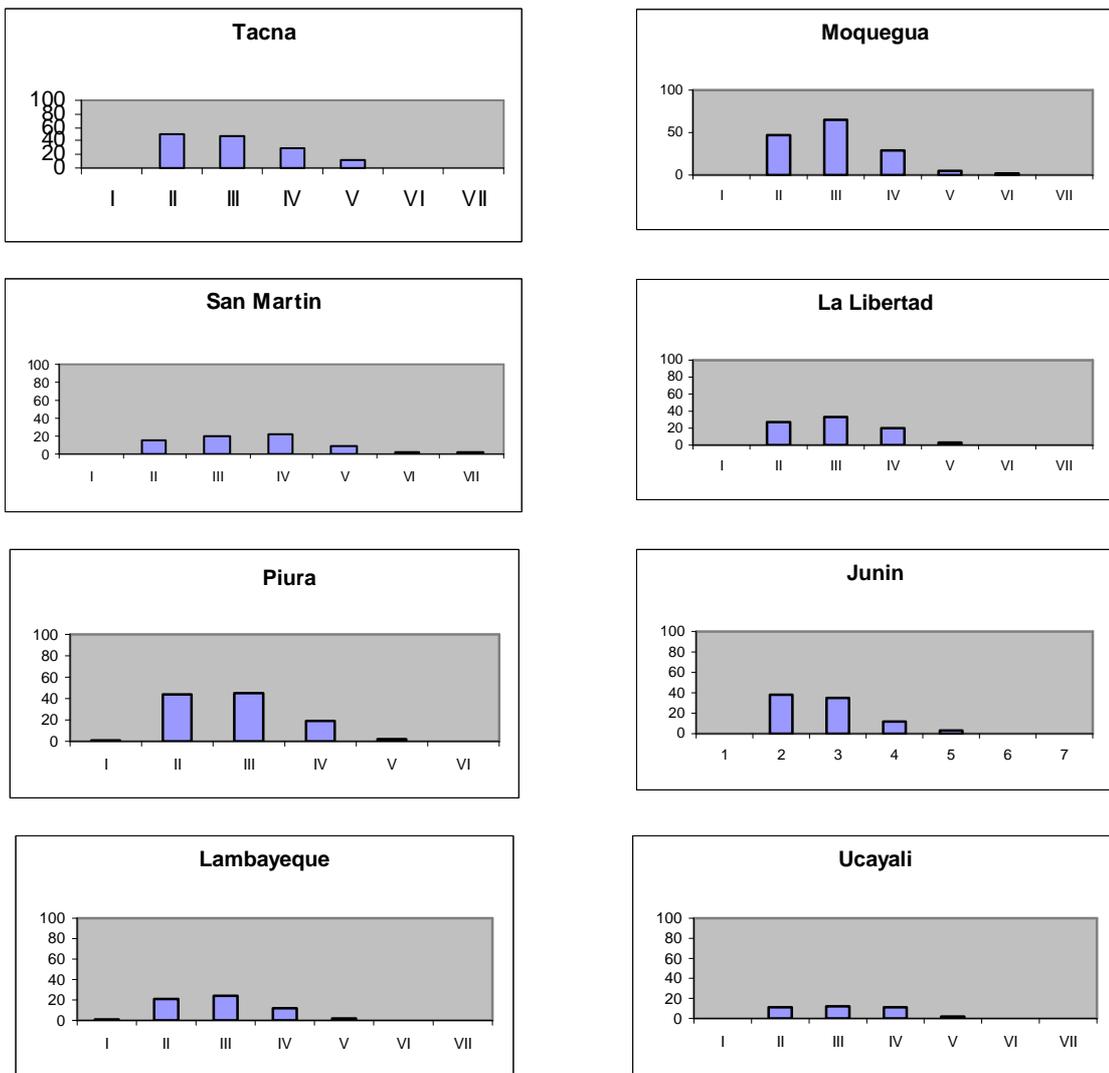


Figura 3. Departamentos con sismicidad media

Los departamentos de Amazonas, Apurímac, Cajamarca, Cuzco, Huancavelica, Huánuco, Loreto, Cerro de Pasco y Tumbes presentan un nivel de sismicidad baja, aunque en el

departamento de Cuzco en el año 1986 se evaluó intensidades de VII producidas por el sismo del 5 de Abril (5.9 ML).

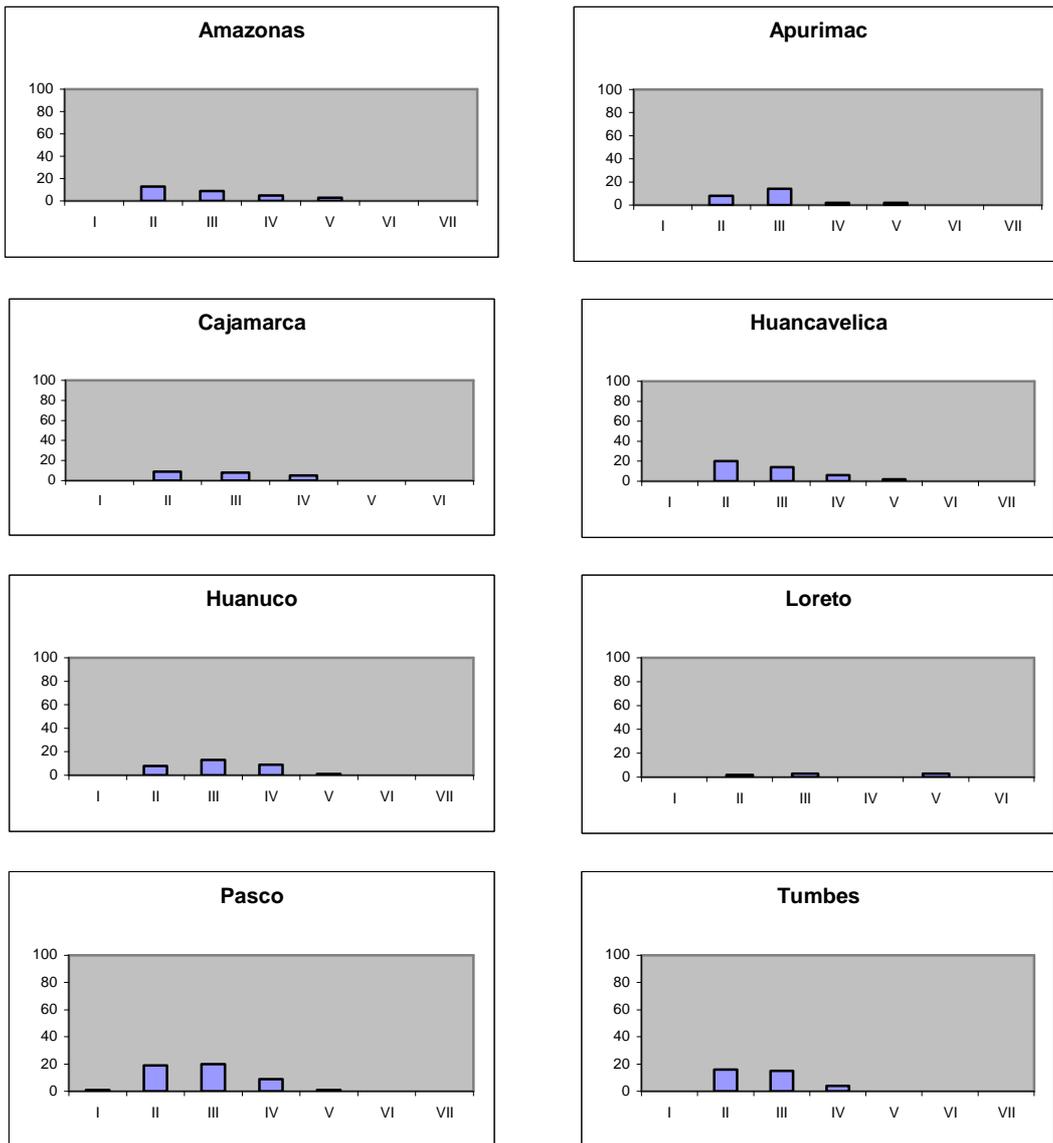


Figura 4. Departamentos con sismicidad baja.

Los departamentos de Madre de Dios, Puno, Ayacucho, presentan intensidades bajas. En el caso de Ayacucho, la presencia de intensidades mayores a grado

IV, fueron debidos a la crisis sísmica de los años 1981 y 1982; pero en general, a todos estos departamentos se les considera como de sismicidad nula.

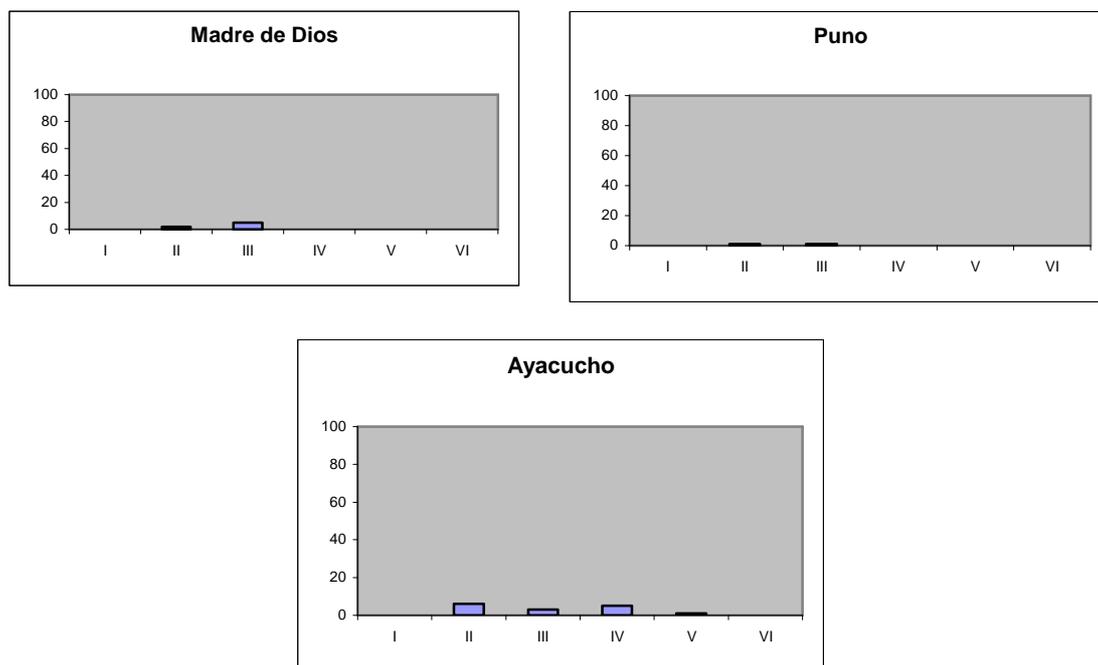


Figura 5. Departamentos con sismicidad nula.

CONCLUSIONES

Este estudio ha permitido considerar a cuatro (4) departamentos con sismicidad alta (Lima, Ica, Ancash y Arequipa) en razón a que fueron afectados por sismos de importancia como el ocurrido el 23/06/2001 (8.2 Mw), con sismicidad media fueron considerados 8 departamentos (Tacna, Moquegua, San Martín, La Libertad, Piura, Junín, Lambayeque, Ucayali) y nueve (9) con sismicidad baja (Huanuco, Cerro de Pasco, Huancavelica, Amazonas Cuzco, Tumbes, Cajamarca, Apurímac, Loreto). Del total de los departamentos tres (3) presentan sismicidad nula (Madre de Dios, Puno y Ayacucho).

Según la Figura 6, los departamentos ubicados a lo largo del la margen de la costa son a los que se debe prestar mayor atención en futuros análisis para una detallada zonificación en la que permita la obtención de proyectos de mitigación de peligros sísmicos y a su vez determinar la probabilidad de riesgos sísmicos para cada uno de ellos.

Los resultados en este estudio están sujetos a ser corregidos y mejorados al obtenerse mayor información. Sin embargo, estos resultados pueden ser considerados como un pequeño aporte para el conocimiento de los riesgos por sismos en el Perú.

MAPA DE LA ZONIFICACION DEL PERU

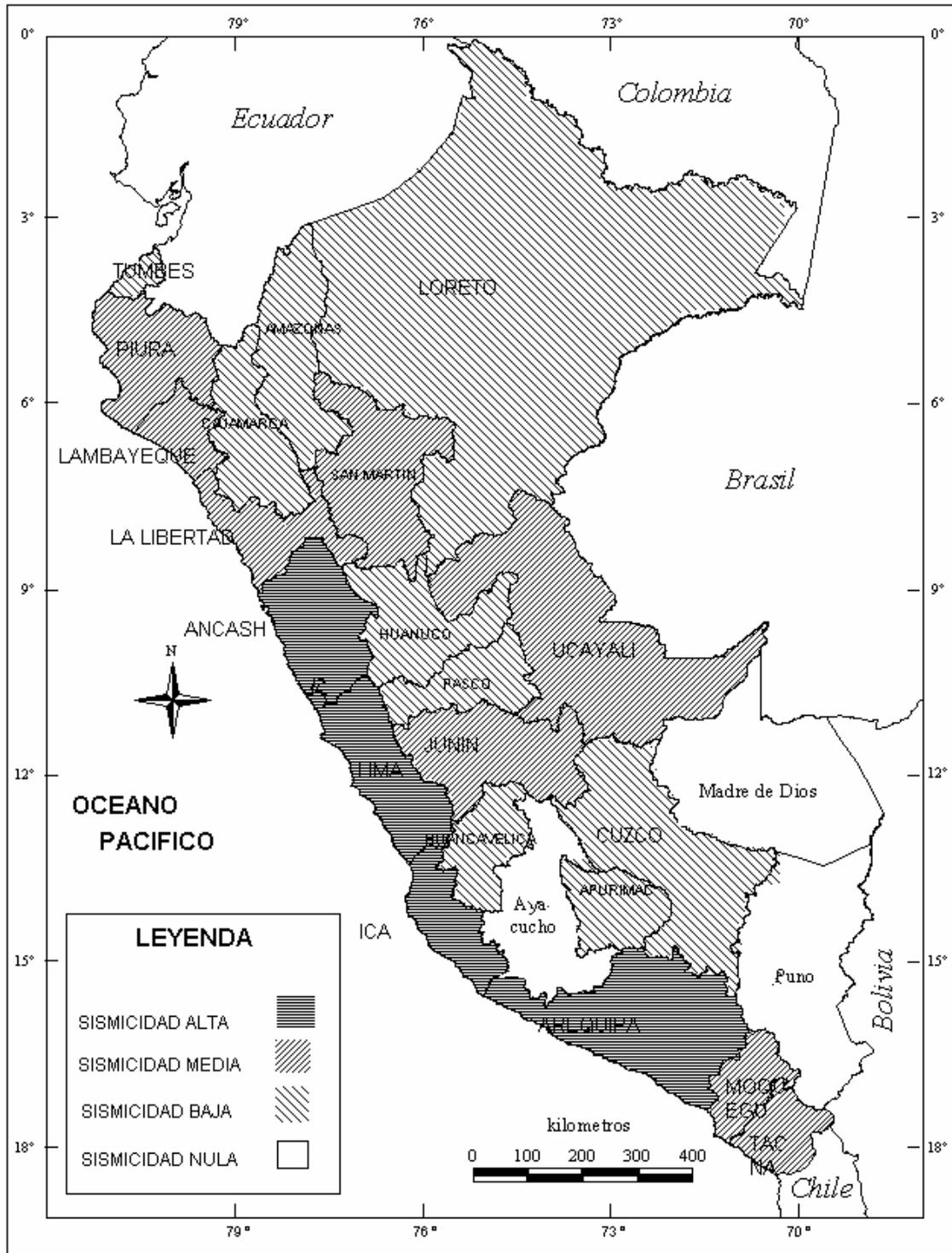


Figura 6. Mapa de Zonificación preliminar para el Perú

AGRADECIMIENTOS

El autor desea dejar constancia de su gratitud al Dr. Hernando Tavera, Director del Centro Nacional de Datos Geofísicos (CNDG), del Instituto Geofísico del Perú (IGP), por su asesoramiento y facilidades para realizar este estudio. A todos los miembros del IGP que han brindado generosa ayuda durante el tiempo que se efectuó mis prácticas.

BIBLIOGRAFIA

Bernal, I, Tavera, H. y Antayhua Y. (2002). Zonas Sismogénicas en Perú: Volúmenes de Deformación, Gráficos Polares y Zonificación Preliminar, Boletín de la sociedad Geológica del Perú V.93 p 31-34.

Casaverde, L. y Vargas, J. (1980) Zonificación sísmica del Perú- II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismo-resistente, OEA, PUCP, Lima, Peru.

Alva, J. y Castillo, (1993). Peligro sísmico para el Perú, TECNIA, Vol. 8, N° 2, pags. 23-37.

DISEÑO DE UN PRE-AMPLIFICADOR DE BAJO RUIDO BASADO EN EL USO DE PARAMETROS SCATTERING

WILBERT JESUS VILLENA GONZALES

*Especialidad de Ingeniería Electrónica
Facultad de Ciencias e Ingeniería
Pontificia Universidad Católica del Perú
wvillena@jro.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Ing. Fernando Villanueva Ruiz
Ing. Otto Castillo Gonzales
Radio Observatorio de Jicamarca - IGP*

RESUMEN

Un pre-amplificador de bajo ruido (LNA) juega un papel de suma importancia en el desempeño de cualquier receptor, ya que su función principal es la de amplificar en un primer momento señales extremadamente pequeñas, tratando de añadir la menor cantidad de ruido posible, por lo que el diseño de un buen LNA dependerá de cuan bien se conozca al dispositivo central mediante una serie de características derivadas de los parámetros scattering (S) propios del dispositivo a la frecuencia y condiciones de trabajo sometidas. Por tanto, el presente trabajo trata de mostrar la información mas relevante obtenida a partir de los parámetros S y la forma cómo utilizarla en el diseño de un pre-amplificador con requerimientos específicos para los receptores del Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ).

INTRODUCCIÓN

De un tiempo a esta parte, el Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ), ha venido realizando diferentes experimentos, la mayoría de los cuales relacionados con la ionosfera, por lo que se ha visto en la necesidad de mejorar continuamente las prestaciones de cada uno de los equipos que conforman el radar. Uno de estos equipos son los llamados pre-amplificadores o Front-End's los cuales tienen básicamente dos funciones: dar un primer grado de amplificación a las señales extremadamente pequeñas provenientes del cielo y proteger al receptor de eventuales picos de voltaje debido a que el radar utiliza la misma antena para transmitir y recibir.

En el presente trabajo se diseña y construye un pre-amplificador que reemplace a los Front-End's actuales del ROJ. Para esto, se usará como base la carta de Smith y la teoría de parámetros Scattering con un nivel de impedancia de referencia, que en el caso de RF y microondas se ha adoptado universalmente en 50Ω , que es un compromiso entre potencia y atenuación. La ventaja de usar dichos parámetros es que son conceptualmente simples, analíticamente convenientes y capaces de proveer suficiente información en una medición o problema de diseño determinados.

FUNDAMENTOS

Los parámetros scattering o parámetros "S", son de mucha ayuda en el diseño de circuitos en altas frecuencias ya que están

basados en términos más adecuados tales como ondas viajeras, por lo que vienen a ser los parámetros naturales para el modelamiento y diseño de líneas de transmisión, circuitos de RF y de microondas.

Significado de los parámetros S

Los parámetros S se definen como:

$$S_{11} = \left. \frac{b_1}{a_1} \right|_{a_2=0} = \frac{\text{potencia reflejada en el puerto 1}}{\text{potencia incidente en el puerto 1}}$$

$$S_{21} = \left. \frac{b_2}{a_1} \right|_{a_2=0} = \frac{\text{potencia transmitida al puerto 2}}{\text{potencia incidente en el puerto 1}}$$

$$S_{22} = \left. \frac{b_2}{a_2} \right|_{a_1=0} = \frac{\text{potencia reflejada en el puerto 2}}{\text{potencia incidente en el puerto 2}}$$

$$S_{12} = \left. \frac{b_1}{a_2} \right|_{a_1=0} = \frac{\text{potencia transmitida al puerto 1}}{\text{potencia incidente en el puerto 2}}$$

Esto quiere decir que S_{11} es una medida del coeficiente reflexión a la entrada de la red. S_{21} , llamado coeficiente de transmisión directa, indica el grado de amplificación de la red para un determinado nivel de onda a su paso por ella. S_{22} es una medida del coeficiente de reflexión a la salida de la red. Finalmente S_{12} , llamado coeficiente de transmisión inversa, indica el nivel de amplificación de la red para una onda que ingresa por su puerto de salida, por lo que cuanto mas pequeño sea el valor de S_{12} , mejor será la estabilidad y rendimiento del amplificador, ya que lo que hace este valor es reducir la

ganancia total del dispositivo, es decir, es una “ganancia negativa” (Anderson, Smith and Gruszynski, 1997).

Coefficientes de reflexión

Los coeficientes de reflexión indican la cantidad de onda reflejada respecto a un determinado nivel de onda incidente y su valor está por lo general entre cero y uno.

Por eso, se cumple:

$$\Gamma_{IN} = \frac{Z_{IN} - Z_O}{Z_{IN} + Z_O} = S_{11} + \frac{S_{12}S_{21}\Gamma_L}{1 - \Gamma_L S_{22}}$$

$$\Gamma_{OUT} = \frac{Z_{OUT} - Z_O}{Z_{OUT} + Z_O} = S_{22} + \frac{S_{12}S_{21}\Gamma_S}{1 - \Gamma_S S_{11}}$$

Por tanto, el coeficiente de reflexión de entrada (Γ_{IN}) depende del coeficiente de reflexión de la carga (Γ_L) “vista por éste” y el coeficiente de reflexión de salida (Γ_{OUT}) depende del coeficiente de reflexión de la fuente “vista” por el dispositivo (Γ_S).

Estabilidad

Una forma de evaluar la estabilidad de un dispositivo es mediante el factor de Rollet, “k”. Si $k > 1$, el dispositivo es “completamente estable” a la frecuencia de trabajo. Si $k < 1$, el dispositivo será “potencialmente inestable” (Bowick, 1982).

$$k = \frac{1 - |S_{11}|^2 - |S_{22}|^2 + |\Delta|^2}{2|S_{12}||S_{21}|}$$

donde : $\Delta = S_{11}S_{22} - S_{12}S_{21}$

Por lo tanto, “inestabilidad” en la entrada y en la salida implica que $|\Gamma_{IN}| > 1$ y $|\Gamma_{OUT}| > 1$ respectivamente. Así, las regiones en las que la impedancia de fuente “vista” por el dispositivo produzcan inestabilidad en la entrada ($|\Gamma_{IN}| > 1$) o no ($|\Gamma_{IN}| < 1$) estarán separadas por una circunferencia en el “plano Γ_S ”. Análogamente, otra circunferencia en el plano Γ_L separa las regiones estable e inestable (Figura 1). Las expresiones para dichas circunferencias, son: (Ludwig, 2000).

$$r_{out} = \frac{|S_{12}S_{21}|}{\left| |S_{22}|^2 - |\Delta|^2 \right|},$$

$$C_{out} = \frac{(S_{22} - S_{11}^* \Delta)^*}{|S_{22}|^2 - |\Delta|^2}$$

$$r_{in} = \frac{|S_{12}S_{21}|}{\left| |S_{11}|^2 - |\Delta|^2 \right|}, \quad C_{in} = \frac{(S_{11} - S_{22}^* \Delta)^*}{|S_{11}|^2 - |\Delta|^2}$$

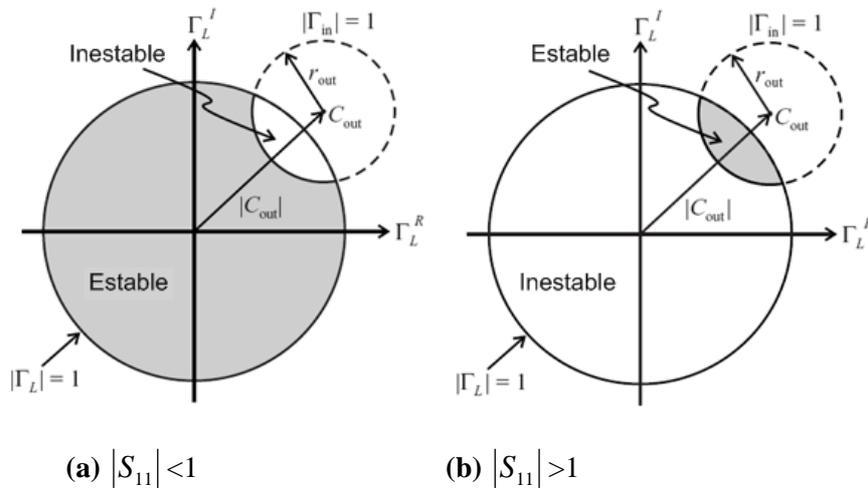


Figura 1. Círculos de estabilidad de salida (plano Γ_L)

Si $\Gamma_L=0$, entonces $|\Gamma_{IN}| = |S_{11}|$, por lo que si $|S_{11}| < 1$, el origen es parte de la región estable (Figura 1a). Si $|S_{11}| > 1$ entonces $|\Gamma_{IN}| > 1$, por lo que el origen es parte de la región inestable (Figura 1b). Para el círculo de estabilidad de entrada se usa Γ_S

en lugar de Γ_L pero el concepto es igual. Además, si el radio del círculo es mayor a $|C_{in}|$ o $|C_{out}|$, en el círculo de estabilidad de entrada, $\Gamma_S=0$ y $|S_{22}| < 1$, entonces $|\Gamma_{OUT}| = |S_{22}| < 1$, por lo que el origen ($\Gamma_S=0$) es parte de la región estable.

Además, si $r_{in} > |C_{in}|$, dicho origen estará

en la región interna a dicho círculo (Figura 2).

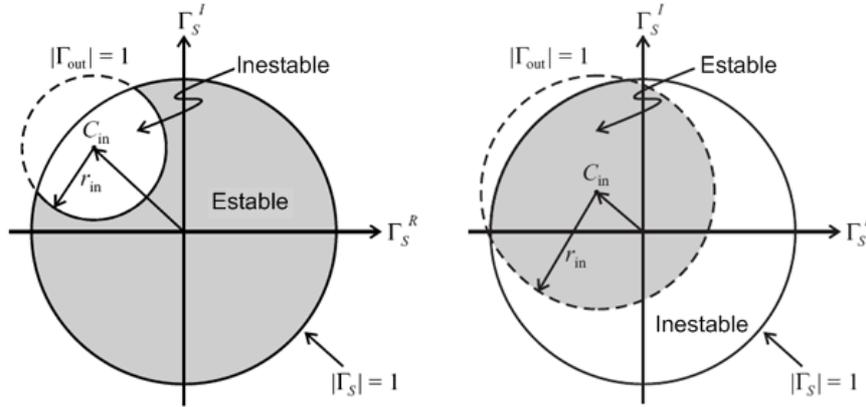


Figura 2. Regiones de estabilidad de entrada para $|S_{22}| < 1$, dependiendo de la relación entre r_{in} y $|C_{in}|$

Ganancias de potencia

Para la red de la Figura 3 se nota que aparte de la potencia de entrada a la red (P_{IN}) y de la potencia que llega a la carga (P_{OUT}), existe una potencia disponible de la fuente (P_{AVs}) y una potencia disponible a la salida de la red (P_{AVo}), por lo que $P_{AVs} \geq P_{IN}$ y $P_{AVo} \geq P_{OUT}$.

La ganancia de potencia ordinaria G_P es la relación entre la potencia que sale a la carga y la que entra a la red. La ganancia de potencia de transducción G_T da la razón entre la potencia entregada realmente a la carga y la potencia que sería entregada a ella en caso de lograr una adaptación de impedancia perfecta. Finalmente, la ganancia de transducción unilateral G_{TU} no considera la ganancia inversa ($S_{12} \approx 0$), por lo que G_{TU} es usada como un método aproximado en el diseño de amplificadores. Su valor es:

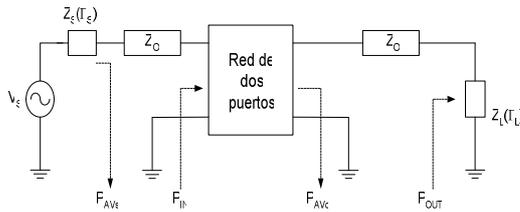


Figura 3. Flujos de potencia en una red de dos puertos

$$G_{TU} = \frac{(1 - |\Gamma_L|^2) |S_{21}|^2 (1 - |\Gamma_S|^2)}{|1 - \Gamma_L S_{22}|^2 |1 - S_{11} \Gamma_S|^2}$$

Con esto, se definen tres tipos de ganancia de potencia: $G_P = P_{OUT}/P_{IN}$,

$G_T = P_{OUT}/P_{AVs}$ y $G_A = P_{AVo}/P_{AVs}$.

Adaptación conjugada simultánea de impedancia (ACSI)

Se dice que hay ACSI cuando no existe onda reflejada en la entrada de la red ni en la carga. Por lo tanto, toda la potencia disponible de la fuente P_{AVs} ingresa a la red y toda la potencia disponible a la salida de la red P_{AVo} es aprovechada por la carga, lográndose la máxima ganancia disponible del dispositivo ($G_{m\acute{a}x}$). Para esto el dispositivo debe ser completamente estable a la frecuencia de trabajo.

Para lograr una ACSI la impedancia de fuente “vista” por la red debe ser el complejo conjugado de su impedancia de entrada y la impedancia carga debe ser el complejo conjugado de la impedancia de salida de la red; lo cual se logra con el uso de redes pasivas (capacitares o inductancias) ó activas en base a transistores.

Si sólo uno de los lados de la red está perfectamente adaptada ($\Gamma=0$), la ganancia dependerá únicamente del nivel de adaptación del otro lado.

Circunferencias de ganancia constante

Son circunferencias dibujadas en los planos Γ_s y Γ_L que indican los puntos en los cuales un amplificador tiene una misma ganancia. Para su elaboración hay dos métodos: El primero está basado en el uso de la “ganancia de potencia ordinaria” G_p , el cual busca el coeficiente de reflexión Γ_L asumiendo que la impedancia

de fuente es el complejo conjugado de la impedancia de entrada ($\Gamma_s = \Gamma_{in}^*$). Este tipo de circunferencias se grafican en el plano Γ_L y los parámetros que las definen son la posición del centro del plano (c_{go}) y el radio (r_{go}). (Ludwig, 2000).

$$c_{go} = \frac{g_o (S_{22} - \Delta S_{11}^*)^*}{1 + g_o (|S_{22}|^2 - |\Delta|^2)}$$

$$r_{go} = \frac{\sqrt{1 - 2kg_o |S_{12}S_{21}| + g_o^2 |S_{12}S_{21}|^2}}{|1 + g_o (|S_{22}|^2 - |\Delta|^2)|}$$

donde $g_o = G_p / |S_{21}|^2$, k es el factor de Rollet y G_p es la ganancia deseada.

El segundo método es el de la “ganancia disponible de potencia” G_A , el cual asume una adaptación perfecta en la salida ($\Gamma_L = \Gamma_{out}^*$), y se busca el coeficiente de reflexión Γ_s tal que se logre la ganancia requerida. Estas circunferencias se grafican en el plano Γ_s , y sus parámetros son la posición del centro (c_{ga}) y su radio (r_{ga}).

$$c_{ga} = \frac{g_a (S_{11} - \Delta S_{22}^*)^*}{1 + g_a (|S_{11}|^2 - |\Delta|^2)}$$

$$r_{ga} = \frac{\sqrt{1 - 2kg_a |S_{12}S_{21}| + g_a^2 |S_{12}S_{21}|^2}}{|1 + g_a (|S_{11}|^2 - |\Delta|^2)|}$$

donde $g_a = G_A / |S_{21}|^2$ y G_A es la ganancia deseada.

Figura de mérito unilateral (U)

Es un indicador del nivel de error al asumir $S_{12} \approx 0$ ya que esto reduce en gran medida la complejidad del diseño. Es

decir, indica cuan parecidos son el valor de la ganancia de transducción G_T (que considera S_{12}) y G_{TU} (que considera $S_{12} \approx 0$).

$$U = \frac{|S_{12}| |S_{21}| |S_{22}| |S_{11}|}{(1 - |S_{11}|^2)(1 - |S_{22}|^2)}$$

Para justificar el uso del diseño unilateral, U debe ser lo mas pequeña posible. En el límite, G_T es igual a G_{TU} , por lo que $S_{12} = 0$ y el error de considerar lo anterior, es nulo.

$$(1 + U)^{-2} \leq \frac{G_T}{G_{TU}} \leq (1 - U)^{-2}$$

Figura de ruido

La Figura de ruido (NF) de una red es una cantidad usada como “Figura de mérito” para comparar el ruido en una red con el ruido en una red ideal (que no genera ruido). Por lo tanto, NF es una medida de la degradación de la relación señal a ruido (SNR) entre los puertos entrada y salida de una red (Bowick, 1982). Si el sistema está conformado por varias etapas en cascada, la Figura de ruido total es:

$$F_{TOTAL} = F_1 + \frac{F_2 - 1}{G_1} + \frac{F_3 - 1}{G_1 G_2} + \dots + \frac{F_n - 1}{G_1 G_2 \dots G_n}$$

donde “F”, llamado “factor de ruido”, es la Figura de ruido expresada en forma lineal. Es por eso que la NF de la primera etapa determina la NF de todo el sistema.

APLICACION

En base a la teoría explicada, el diseño del pre-amplificador se dividió en tres partes: elección del número de etapas amplificadoras, medición de los parámetros “S” y diseño del equipo en base a los parámetros medidos.

Elección del número de etapas amplificadoras

La etapa de entrada debe tener las siguientes funciones: soportar los eventuales picos de sobrevoltaje que puedan ocurrir y presentar una impedancia de entrada tal que se logre la máxima transferencia de potencia y la mínima Figura de ruido posibles. Por eso, en esta etapa lo más conveniente es usar el nuvistor 7895.

La función principal de la segunda etapa es de amplificación, por lo que el dispositivo activo usado debe poseer una alta ganancia además, por lo tanto una buena opción es usar el GaAsFET MGF1302. Así, se puede lograr una ganancia de 30dB, que es uno de los objetivos del presente trabajo.

Parámetros “S” del nuvistor 7895 y del GaAsFET MGF1302

Los parámetros “S” obtenidos son los mostrados en la Tabla 1:

Tabla 1. Parámetros “S” medidos para el nuvistor 7895 y el GaAsFET MGF1302 a 50MHz

Parámetro	Dispositivo Activo	
	Nuvistor 7895	MGF1302
S_{11}	$0.34\angle-6.5^\circ$	$0.97\angle-5.3^\circ$
S_{21}	$0.92\angle-3.4^\circ$	$5.88\angle-135^\circ$
S_{12}	$0.02\angle19^\circ$	$0.013\angle13^\circ$
S_{22}	$0.97\angle-6.8^\circ$	$0.57\angle-3^\circ$

Estabilidad del nuvistor y GaAsFET

Para el nuvistor 7895 se tiene:

$$K_{Nuv} = \frac{1 - |S_{11Nuv}|^2 - |S_{22Nuv}|^2 + |\Delta_{Nuv}|^2}{2|S_{12Nuv}||S_{21Nuv}|} = 1.14 > 1$$

Por lo tanto, sean cuales sean los elementos conectados a la entrada y salida del nuvistor, éste no oscilará.

Para el GaAsFET MGF1302 se tiene:

$$K_{FET} = \frac{1 - |S_{11FET}|^2 - |S_{22FET}|^2 + |\Delta_{FET}|^2}{2|S_{12FET}||S_{21FET}|} = 0.5214 < 1$$

Entonces, el transistor puede oscilar ante determinadas combinaciones de carga en su entrada y/o salida. Por lo tanto, para se debe hallar la dimensión y ubicación de los círculos de estabilidad de entrada y salida y luego, el área estable (área interior o exterior al círculo). Los círculos se muestran en las Figuras 4 y 5.

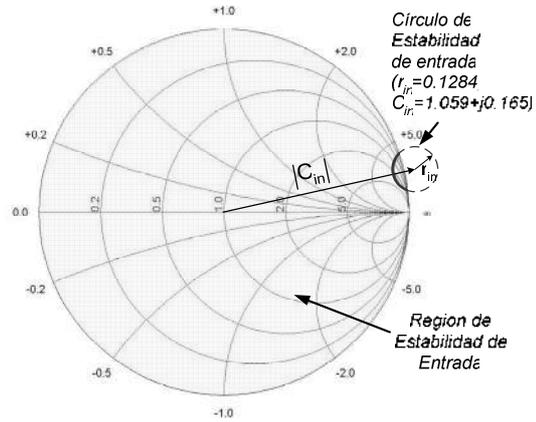


Figura 4. Región de estabilidad de entrada del GaAsFET MGF1302

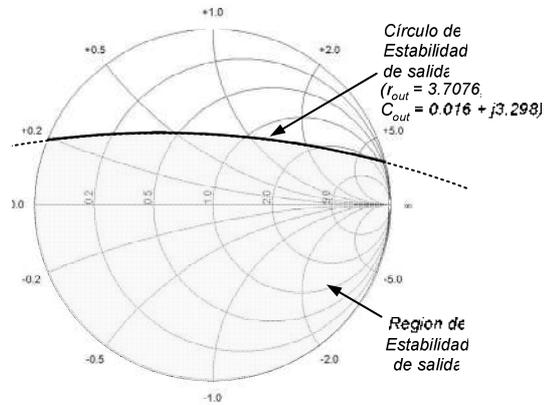


Figura 5. Región de estabilidad de salida del GaAsFET MGF1302

Figura de mérito unilateral del nuvistor y del GaAsFET

Para el nuvistor se tiene:

$$U_{Nuv} = \frac{|S_{12Nuv}||S_{21Nuv}||S_{11Nuv}||S_{22Nuv}|}{(1 - |S_{11Nuv}|^2)(1 - |S_{22Nuv}|^2)} = 0.1161$$

Así, si $S_{12nuv} \approx 0$, la máxima variación de ganancia será entre -20% y +28%. Esto quiere decir que en el peor de los casos puede haber una variación máxima de ± 1 dB si la ganancia del nuvistor es 8dB. Por lo tanto, se puede asumir que la

entrada y la salida del nuvistor son “independientes”, es decir, $S_{12Nuv}=0$.

Para el GaAsFET, se tiene:

$$U_{FET} = \frac{|S_{12FET}||S_{21FET}||S_{11FET}||S_{22FET}|}{(1-|S_{11FET}|^2)(1-|S_{22FET}|^2)} = 0.626$$

➔ Variación máxima = [-62%, +615%]

Por lo tanto, no se puede asumir

$$S_{12FET} \approx 0.$$

Ganancias máximas

Dado que el nuvistor es completamente estable, se habla de “Máxima ganancia disponible” (MAG) y se define como:

$$MAG_{Nuv} = \frac{|S_{21Nuv}|}{|S_{12Nuv}|} \cdot (K_{Nuv} - \sqrt{K_{Nuv}^2 - 1}) = 27.3 = 14.3dB$$

Dado que $S_{12Nuv} \approx 0$, la ganancia total del triodo dependerá únicamente de una red (entrada o salida). Para determinarla, se analiza el caso de adaptación perfecta de impedancias entre la entrada y la salida, lo que implica el concepto de “ganancia de transducción unilateral G_{TU} ”, y así ver el aporte de cada red:

$$G_{Smax} = \frac{1}{1-|S_{11Nuv}|^2} = 1.1307 = 0.53dB$$

$$G_{Lmax} = \frac{1}{1-|S_{22Nuv}|^2} = 16.92 = 12.28dB$$

Por lo tanto, la red de salida es la que determina la ganancia del dispositivo.

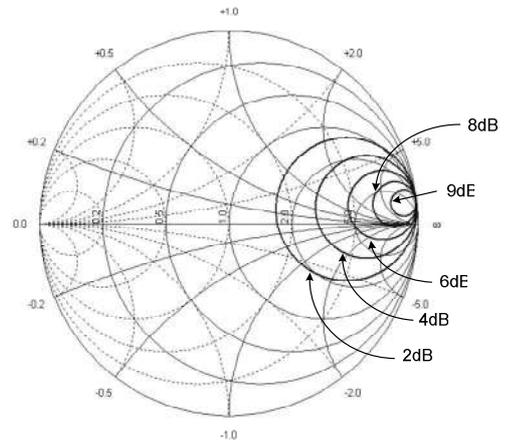
Para el caso del GaAsFET la máxima ganancia es:

$$MSG_{FET} = \frac{|S_{21FET}|}{|S_{12FET}|} = 452.3 = 26.5dB$$

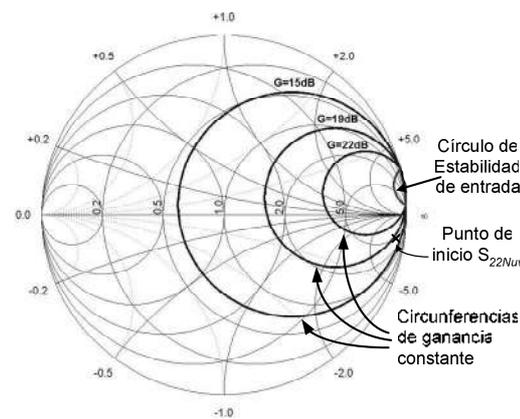
donde MSG es la “máxima ganancia estable”, dado que dicho dispositivo es potencialmente inestable a 50MHz.

Circunferencias de ganancia constante

Las circunferencias de ganancia constante del Nuvisor 7895 y del GaAsFET MGF1302 se muestran en las Figuras 6a y 6b respectivamente.



(a)



(b)

Figura 6. Circunferencias de ganancia constante del nuvisor 7895 (a) y del GaAsFET MGF1302 (b).

Diseño de las redes de adaptación de impedancia

Dado que hay dos etapas de amplificación, es necesario el diseño de tres redes de adaptación. La de entrada adapta el Z_{IN} a

la impedancia de la fuente (50Ω) y controla el NF del pre-amplificador; la intermedia adapta el Z_{OUT} del nuvistor al Z_{IN} del FET y controla el ancho de banda y la tercera, adapta el Z_{OUT} del FET a la carga (50Ω).

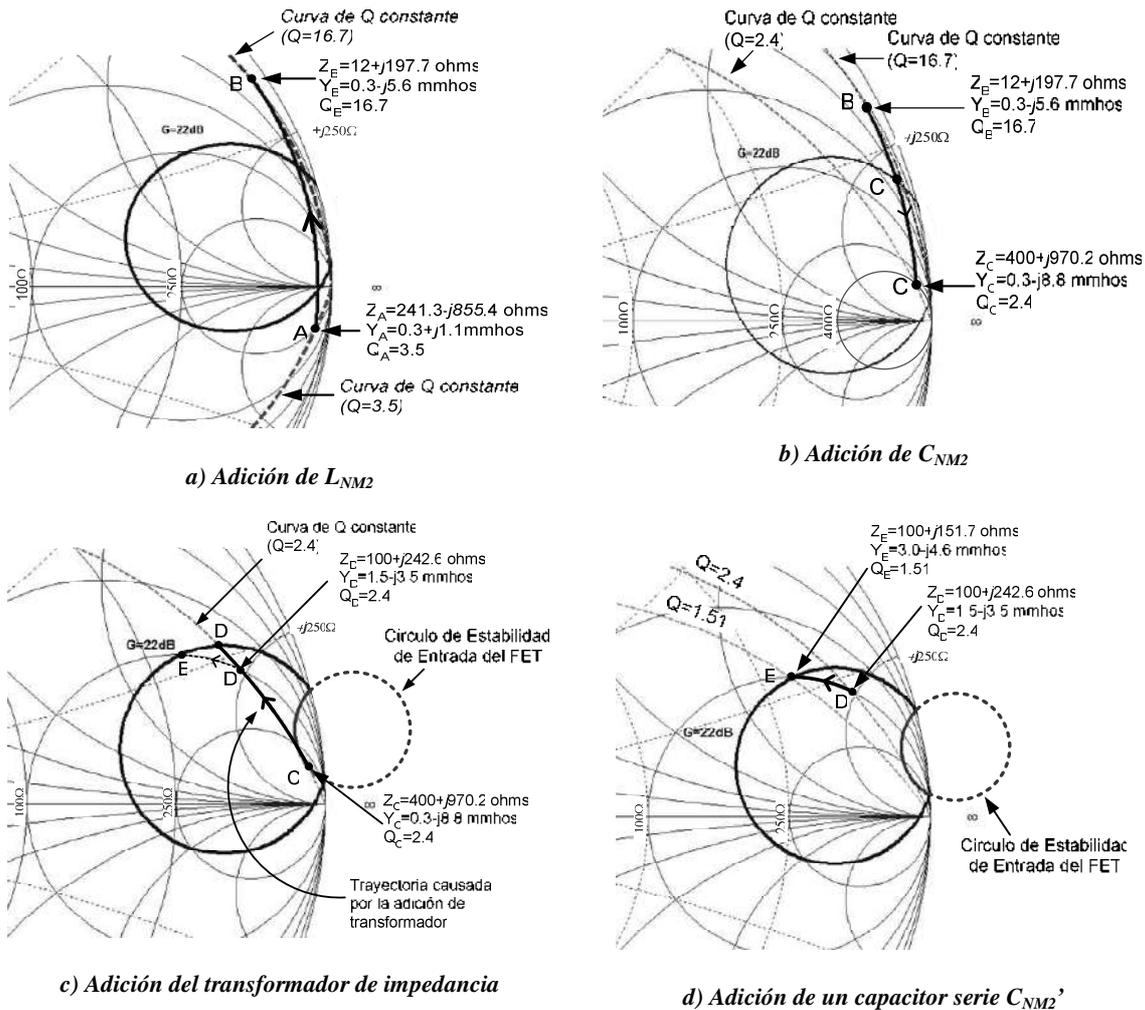


Figura 7. Efecto de la adición de los elementos de la red intermedia en la impedancia de entrada "vista" por el MGF1302

Red de adaptación intermedia

Para la red de adaptación intermedia, se utilizó la configuración mostrada en la Figura 8, en donde C_{NM2} y L_{NM2} actúan a manera de un circuito resonante para

lograr un ancho de banda de 3MHz, mientras que el transformador aísla la compuerta del MGF1302 del voltaje de placa del nuvistor. Finalmente, $NM2'$ es una red adicional para selección fina de ganancia del FET. El efecto de cada uno

de los componentes se muestra en la Figura 7, donde el punto de inicio es la impedancia de salida del nuvistor (Z_A).

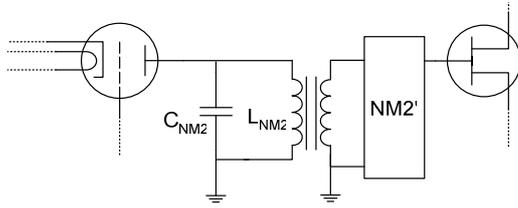


Figura 8. Configuración de la red de adaptación intermedia

Red de adaptación de salida

Si se asume que la salida del FET está perfectamente adaptada a 50Ω ($\Gamma_L = \Gamma_{outFET}^*$), quien determina su ganancia es su red de entrada. Por lo tanto, como está diseñada la red intermedia, ya es posible calcular el Γ_{OUT} del FET y con esto, diseñar la red de salida (Figura 9).

El coeficiente de reflexión de la fuente “vista” por el FET (Γ_{S2}) es $0.66\angle 27^\circ$ (distancia entre el centro de la carta de Smith y el punto “E”). Por lo tanto, el Γ_{OUT} del FET (Γ_{outFET}) es $0.62\angle -9^\circ$. Como se asumió una adaptación perfecta a la salida del FET, éste debe “ver” a su salida al conjugado de su coeficiente de reflexión de salida (Γ_{outFET}^*), entonces:

$$\Gamma_{outFET}^* = 0.62\angle +9^\circ$$

Finalmente, se traza la red que una los puntos Γ_{outFET}^* y la carga (50Ω), para lo cual se trabaja en el plano “ Γ_L ” del FET, tal como se muestra en la Figura 9.

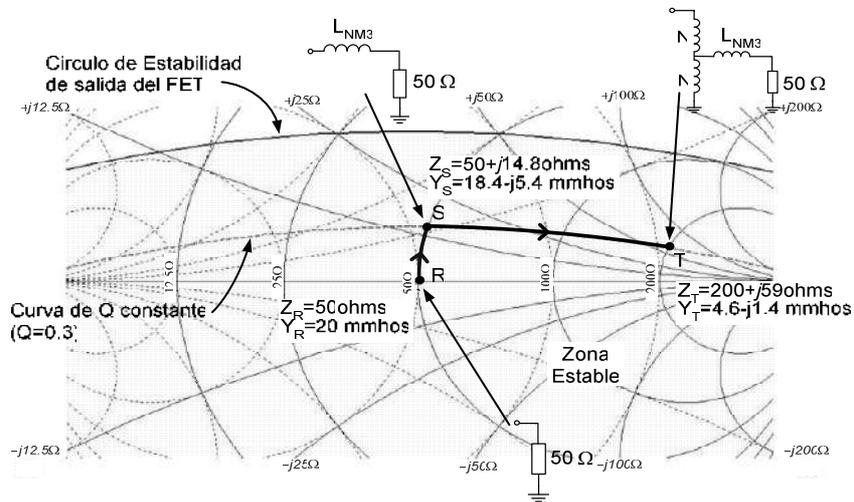


Figura 9. Construcción de la red de adaptación de impedancia de salida del GaAsFET MGF1302

Red de adaptación de entrada

Dado que el fabricante no provee los parámetros de ruido del nuvistor y ya que la entrada y salida del triodo son

independientes entre si, el NF mínimo se obtiene probando diferentes combinaciones de elementos en la entrada hasta alcanzar el NF mínimo, tal como se

muestra en el punto “P” de la Figura 10, de 2.6dB. para el cual se logra una Figura de ruido

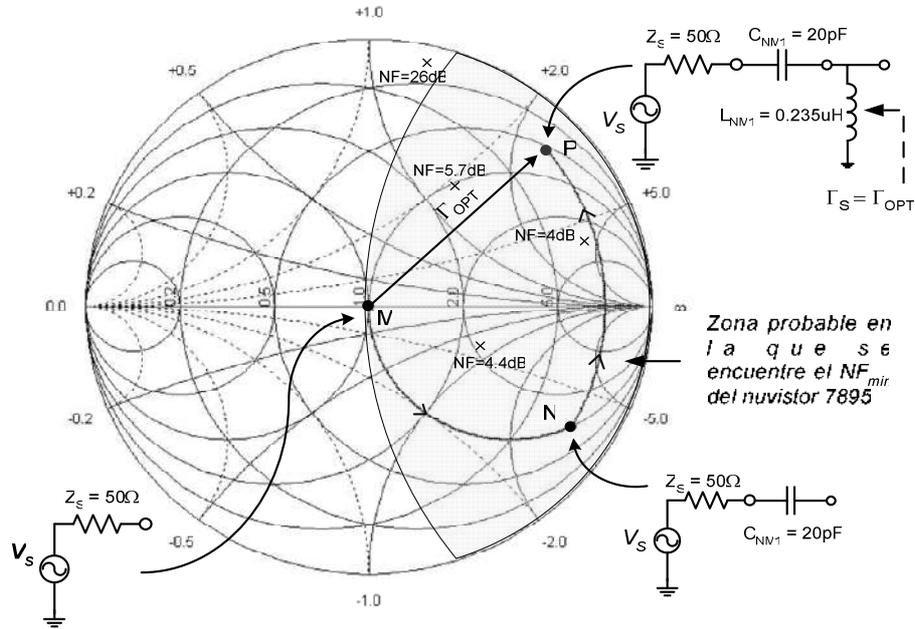


Figura 10. Obtención del NF_{min} mediante una red “L”

Por lo tanto, el circuito final obtenido es el mostrado en la Figura 11, en donde los diodos de la etapa intermedia son para limitar el voltaje que pasa al GaAsFET, es

decir, los diodos conforman un circuito clamping.

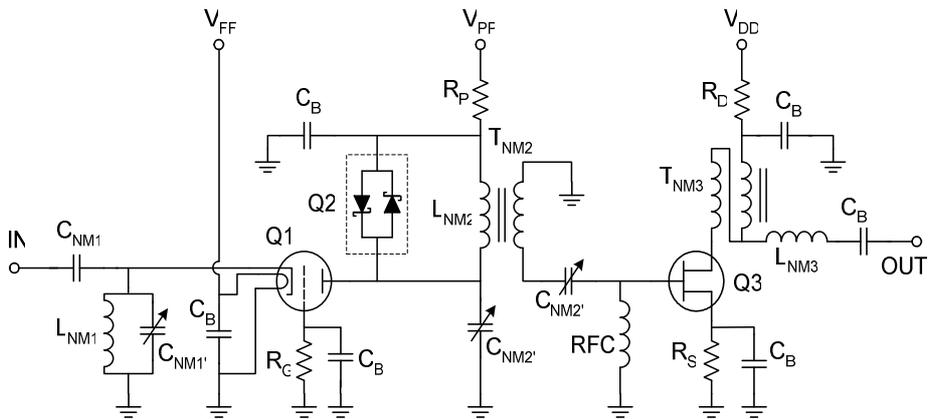


Figura 11. Circuito del pre-amplificador obtenido

RESULTADOS

Los cuatro puntos principales a evaluar en el pre-amplificador son la ganancia (G_O), el ancho de banda (BW), la frecuencia central (f_o) y la Figura de ruido (que debe ser menor a 3dB).

Los primeros resultados (con los valores de capacidad de los trimmers C_{NM1} y C_{NM2} en su punto medio) son: una Figura de ruido 2.6dB, una ganancia de 30.5dB, una frecuencia central f_o de 49MHz y un ancho de banda de 1.2MHz, lo cual se debe a que la capacidad total añadida por los diodos varía el valor de capacitancia en la red intermedia (idealmente sólo debe ser C_{NM2}).

Además, tal como se muestra en la Figura 7, el punto “B” se encuentra cerca al borde de la carta de Smith, esto es, en la zona de alta impedancia, por lo que cualquier variación en los valores de los componentes usados, por más pequeña que ésta sea, hará que dicho punto se traslade mas cerca o mas lejos del borde de la carta. En este caso, el punto se encuentra más cerca al borde, por lo que el “Q” es mayor (20.41).

Por lo tanto, para alcanzar las metas establecidas se debe variar ligeramente el valor del trimmer C_{NM2} de tal forma que se logre compensar la capacidad adicional insertada por los diodos y así lograr la sintonización a 50MHz. Además, para aumentar el ancho de banda se debe lograr que el punto “B” de la Figura 7 se traslade

un poco hacia la izquierda para así alcanzar el Q de 16.7, para lo cual se agrega una resistencia (R_{BW}) en paralelo a C_{NM2} y L_{NM2} .

Ante estos cambios, los resultados finales son:

Ganancia (G_O)

Tal como se aprecia en la Figura 12, la ganancia obtenida a 50MHz es 29.5dB, el cual es un valor muy cercano a los 30dB que fue establecido como objetivo al iniciar el diseño del pre-amplificador. Esta diferencia de 0.5dB se debe a que se asumió un valor de cero para el parámetro S_{12} del nuvistor y a R_{BW} .

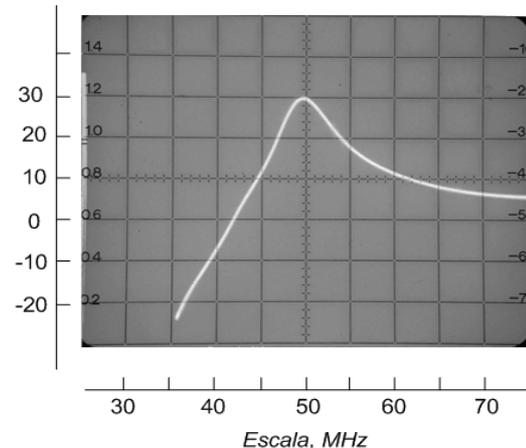


Figura 12. Ganancia del pre-amplificador diseñado en base a los parámetros Scattering.

Frecuencia central y ancho de banda

Variando el valor del trimmer C_{NM2} se logra sintonizar el pre-amplificador. Para el ancho de banda, añadiendo la resistencia R_{BW} de $10k\Omega$ en paralelo con la inductancia L_{NM2} se logra alcanzar los 3MHz deseados, tal como se aprecia en la Figura 13.

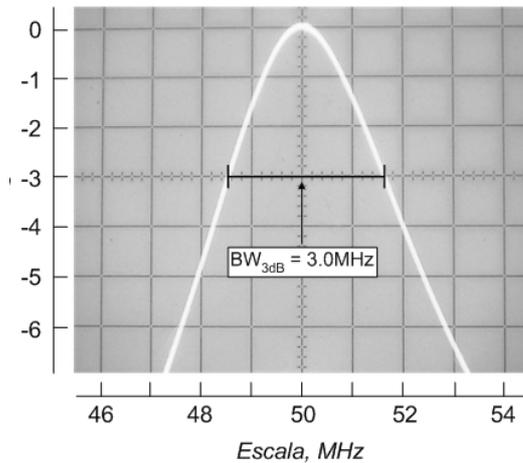


Figura 13. Frecuencia central de amplificación y ancho de banda del pre-amplificador diseñado.

Coefficientes de reflexión de entrada y de salida

El coeficiente de reflexión de entrada es el coeficiente de reflexión óptimo del nuvisor, para lograr la menor NF posible.

Este valor es: $\Gamma_{OPT} \cong 0.84 \angle 35.04^\circ$.

El coeficiente de reflexión de salida es $\Gamma_{OUT} = 0.02 \angle 91^\circ$, lo que indica que sólo un 2% de la potencia entregada a la carga, regresa al pre-amplificador, es decir, prácticamente hay una adaptación perfecta de impedancia.

Respuesta lineal

Se consideran tres puntos importantes:

- Punto de compresión a 1dB ($P_{out,1dB}$), que indica el punto donde la ganancia lineal del pre-amplificador se ve reducida en 1dB. A la ganancia en dicho punto se la conoce como la ganancia de compresión G_{1dB} .
- Mínimo nivel de señal detectable por el pre-amplificador ($P_{in,mds}$) y nivel de

señal amplificada más pequeña a la salida del circuito ($P_{out,mds}$).

- Rango dinámico (d_R), que indica la región donde el amplificador presenta una ganancia de potencia lineal, expresada como la diferencia $P_{out,1dB}$ y $P_{out,mds}$.

Tomando en cuenta estos puntos, se obtienen los siguientes resultados:

$$P_{in,1dB} = -22.5dBm, P_{out,1dB} = 5.0dBm$$

$$P_{in,mds} = -115dBm, P_{out,mds} = -86dBm$$

De donde se obtiene la ganancia de compresión G_{1dB}

$$P_{out,1dB}(dBm) = G_{1dB}(dB) + P_{in,1dB}(dBm) \rightarrow$$

$$G_{1dB} = 27.5dB$$

Por lo tanto, el rango dinámico del amplificador es:

$$\begin{aligned} d_R &= P_{out,1dB} - P_{out,mds} \\ &= 5.0dBm - (-86dBm) \\ &= 91.0dB \end{aligned}$$

Estos resultados se pueden apreciar en la Figura 14.

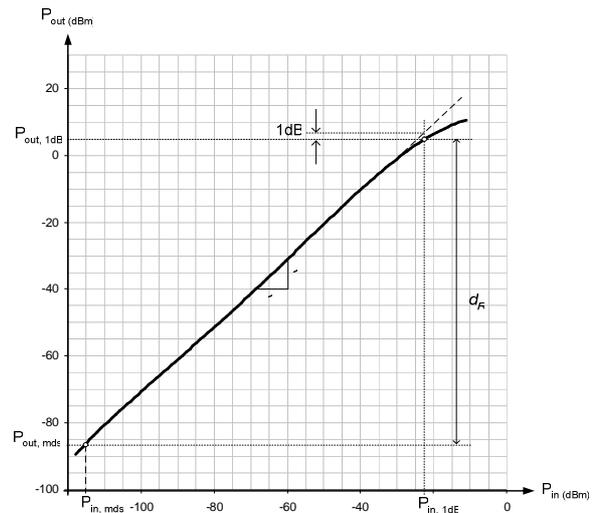


Figura 14. Respuesta lineal del pre-amplificador diseñado

CONCLUSIONES

La utilidad de los parámetros “S” en frecuencias de RF se confirma con este trabajo, ya que el proceso de diseño se ve facilitado enormemente. Se ha mostrado cómo usados de forma sistemática, es relativamente sencilla la obtención de las principales características de un dispositivo y así tener un significado físico claro de lo que se está diseñando y calculando, aspecto este último que se convierte en uno de los más valiosos. Sin embargo, no debe perderse de vista que los parámetros scattering modelan el caso de pequeña señal: cuando esta condición no se cumple, no es posible emplearlos y se debe recurrir a otras técnicas.

Además, el diseño de amplificadores en RF difiere significativamente de las técnicas de diseño de circuitos en bajas frecuencias, por lo que se requieren consideraciones adicionales. En particular, el hecho que la señal al impactar en el dispositivo activo demanda la presencia de un circuito de adaptación de impedancia con la finalidad de evitar oscilaciones indeseables. Por esta razón, un análisis de estabilidad es usualmente el primer paso en el proceso de diseño, y junto con las circunferencias de ganancia, son un ingrediente básico en el diseño de amplificadores de alta frecuencia.

Otro punto importante, es que si bien es cierto que uno de los pasos en el diseño de cualquier circuito comprende la simulación en software, antes de la implementación, se ha mostrado que de

hacerse una medición adecuada de parámetros “S”, se puede proceder directamente a la construcción del circuito, obteniéndose resultados casi iguales a los esperados o calculados. Esto es gracias a que con los parámetros scattering se logra modelar completamente al dispositivo con el que se va a trabajar, de tal modo que se puede hacer el diseño basado en parámetros reales. Además, se evita el uso de programas de diseño de circuitos para altas frecuencias, cuyo costo es elevado. Con esto, no se dice que el diseño de circuitos en RF es mejor sin el uso de un software especializado, sino, que se puede prescindir de éste si el diseño comprende poca cantidad de componentes (como es el caso presentado) y si se realiza una medición correcta de los parámetros “S”, ahorrando costos.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Dr. Jorge L. Chau por otorgarme desde un inicio la oportunidad y confianza necesarias para realizar esta clase de proyectos. Asimismo, a Fernando Villanueva, Darwin Córdova y Otto Castillo por su paciencia y apoyo constantes en todas las dudas que se presentaban durante el proyecto.

BIBLIOGRAFÍA

Ludwig, R. y Bretchko, P. (2000). RF Circuit Design: Theory and Applications.

Worcester Polytechnic Institute. Pags.168-
189

Anderson, D., Smith, L. y Gruzynski, J.
(1997). S-Parameter Techniques for
Faster, more Accurate Network Design.
Hewlett Packard -Application Note 95-1.

Bowick, C. (1982). Rf Circuit Design. Ed.
Newnes. Pags. 66–116.

CONTROL AUTOMATICO DE LA PRENSA PARA CIRCUITOS MULTICAPA

JUAN CARLOS ESPINOZA GUERRA

*Programa Académico de Ingeniería Mecánica Eléctrica
Facultad de Ingeniería
Universidad de Piura
jespinoza@jro.igp.gob.pe*

*Prácticas dirigidas por: Ing. Fernando Villanueva Ruiz
Radio Observatorio de Jicamarca - IGP*

RESUMEN

El laboratorio de circuitos impresos del ROJ tiene como uno de sus objetivos principales la fabricación de circuitos impresos multicapa, para ello se ha fabricado una prensa calentadora, con la cual se están realizando pruebas. Actualmente la prensa se opera de forma manual y el calentador de la misma se alimenta directamente con un transformador variable (VARIAC) a la red eléctrica, así para ajustar la temperatura se varía el voltaje del transformador.

El proyecto pretende desarrollar un nuevo sistema de control que contará con un microcontrolador PIC como elemento principal, el cual será el encargado de controlar la temperatura utilizando algoritmos PID. Para ajustar la temperatura el PIC activará un TRIAC de potencia, de esta manera al variar el ángulo de disparo del mismo se puede ajustar la potencia que se le entrega al calentador. El sistema también deberá contar con una interfase para el ingreso y visualización de datos. Actualmente se ha diseñado un circuito impreso para realizar pruebas de funcionamiento y depuración del programa del PIC.

INTRODUCCIÓN

El laboratorio de circuitos impresos del ROJ fue activado a mediados de los años 60, para el funcionamiento del laboratorio se utilizaba tecnología de la época como por ejemplo el diseño del arte de los impresos utilizando plantillas, revelado químico con Cloruro férrico, y metalizado de los agujeros con remaches. A partir del año 1996, se inicia la reactivación del laboratorio, para lo cual se han utilizado nuevos procesos e insumos actuales, teniendo como objetivo principal la fabricación de circuitos multicapa.

El proceso de elaboración de circuitos multicapa obliga a que se cuente con infraestructura especializada que permita el uso adecuado de los materiales. Uno de los componentes necesarios para la

fabricación de circuitos multicapas es una prensa calentadora, la cual se ha diseñado en el ROJ. Con esta prensa ha sido posible la fabricación de las primeras tarjetas multicapas en el Perú. Actualmente el control de la prensa se realiza de forma manual por lo que este proyecto pretende automatizar el control de la prensa, para ello se utilizará un microcontrolador PIC como elemento principal, en el que se implementarán algoritmos PID para controlar la temperatura.

METODOLOGIA

La fabricación de circuitos impresos multicapa requiere de varios procesos uno de los cuales es el prensado de la tarjeta a alta temperatura. El proceso de prensado cuenta con cuatro fases (Figura 1):

Fase1: Pre-Calentamiento, consiste en calentar la prensa hasta alcanzar el SET POINT normalmente 180 °C.

Fase2: Pre-Prensado, en esta fase se activa la prensa con una presión "P2", la cual depende de la relación entre el área de la tarjeta y el área de la prensa. Cuando esta relación es menor a uno la presión P2 toma el valor inicial P₂₀ igual a 159.5 PSI. La duración de esta fase debe ser de 20 minutos.

$$P2 = \frac{A_T}{A_P} \times P2_0$$

Fase3: Prensado principal, en esta fase se incrementa la presión a un valor "P3", la cual también depende de la relación entre el área de la tarjeta y el área de la prensa cuando esta relación es menor a uno la presión P3 toma el valor inicial P₃₀ igual a 217.5 PSI. La duración de esta fase debe ser de 50 minutos

$$P3 = \frac{A_T}{A_P} \times P3_0$$

Fase4: Enfriamiento, se desactiva el calentador y una vez que la temperatura llega a 50 °C se desactiva la prensa.

Como primera etapa del proyecto se realizará el control automático solo de la temperatura, en una segunda etapa también se considerará en control de la presión. Para ello es necesario contar con el sensor y actuador adecuado.

El sistema a desarrollar debe cumplir con los siguientes requerimientos:

- Control automático de la temperatura.
- Control de tiempos para las distintas fases del proceso.
- Cálculo de la presión necesaria en las fases dos y tres.
- Sistema de alarmas.
- Interfase de entrada para ingreso de datos.
- Interfase de salida para mostrar información (temperatura, presión, tiempo, fase, etc.)

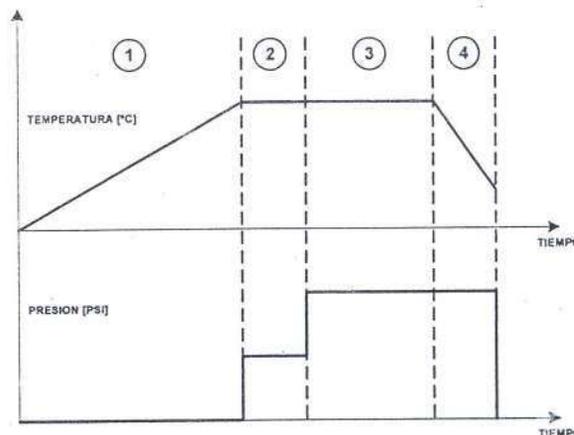


Figura 1. Diagrama de tiempos de las fases de prensado [LPKF AG, 1999]

Unidad de control.

La unidad de control está formada por un microcontrolador PIC, esta familia de microcontroladores ofrece una gran variedad de dispositivos con diversas características, tanto en velocidad de

operación, capacidad de memoria, diversos periféricos y puertos de entrada y/o salida.

El microcontrolador seleccionado para cubrir los requerimientos del sistema es el PIC16F873A funcionando a 4 MHz (Tabla 1).

Tabla 1. Características del microcontrolador PIC16F873A [Microchip, 2003]

	Memoria de Programa		SRAM (Bytes)	EEPROM (Bytes)	I/O	10-bit A/D (ch)	Timers 8/16-bit
	Bytes	Palabras					
PIC16F873A	7.2K	4096	192	128	22	5	2/1

Interfase de entrada.

La interfase de entrada se ha resuelto con un teclado matricial 4x4, el manejo del mismo es bastante sencillo, para detectar que tecla se ha pulsado se sigue la siguiente secuencia mandar un uno (5V) en forma secuencial por una de las filas y leer las columnas en cada caso, de esta manera cuando se lee un uno en una columna se tiene la ubicación exacta de la tecla presionada (fila – columna), el diagrama de conexión con el microcontrolador PIC se muestra en la Figura 2. Como podemos observar son necesarios ocho pines del PIC cuatro deben ser configurados como salidas (filas) y los otros cuatro como entradas (columnas). Es necesario colocar a cada columna una resistencia a tierra esto debido a que el ruido existente puede ser interpretado por el PIC como la pulsación de una tecla.

Interfase de salida.

Para la interfase de salida se utiliza una pantalla LCD con la cual es posible mostrar la información del sistema. La pantalla LCD cuenta con 14 pines: tres de alimentación, tres de control y ocho de datos para evitar compartir los pines utilizados con el teclado matricial y también para utilizar menos pines se utiliza el circuito integrado SN74LS164 (8 bit Serie – Paralelo), de esta manera solo son necesarios tres pines del PIC.

Sistema de alarma.

El sistema deberá contar con un sistema de alarma la cual se debe encender en las siguientes situaciones, primero cuando la temperatura se encuentre 5 °C por encima o por debajo del SET POINT y segundo al finalizar cada fase. Así mismo se debe contar con un pulsador para el reconocimiento de la alarma. El pin RB2 del PIC se utilizará para activar la alarma (activación de un TRIAC), mientras que el

pin RB3 estará configurado como entrada para reconocer la alarma por medio de un pulsador.

Control de tiempo de cada fase.

Para controlar el tiempo de cada fase se utilizara el temporizador TMR1 (16 bits),

del microcontrolador PIC. Este temporizador produce una interrupción cada vez que se desborda de esta manera se puede configurar para interrumpir cada medio segundo (valor máximo que puede alcanzar) y así actualizar las variables de segundos y minutos de forma precisa.

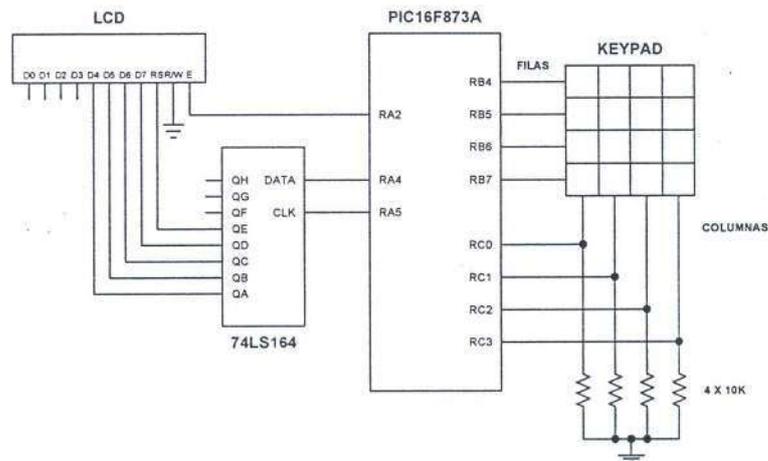


Figura 2. Conexión de la pantalla LCD y teclado matricial

Control de la temperatura.

El control de la temperatura se realizará con un controlador PID implementado en el PIC, para leer la señal analógica de la temperatura se utilizaran dos entradas

analógicas del PIC (0 – 5 VDC). La salida del controlador será el ángulo de disparo del TRIAC de potencia que alimenta el calentador.

El diagrama de bloques se muestra en la Figura 3.

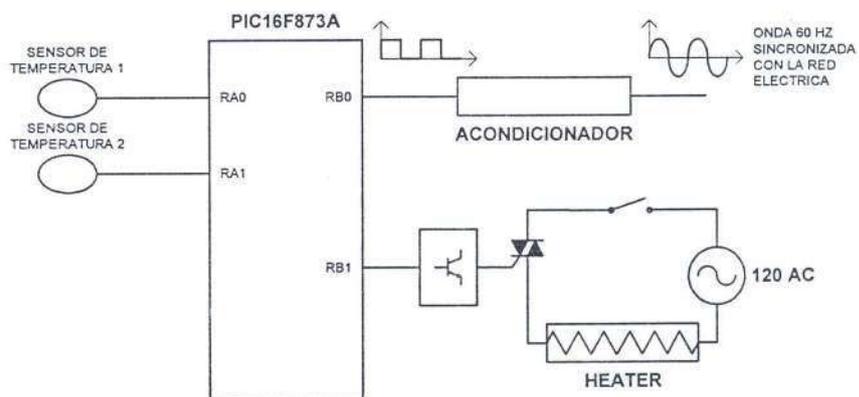


Figura 3. Control de temperatura

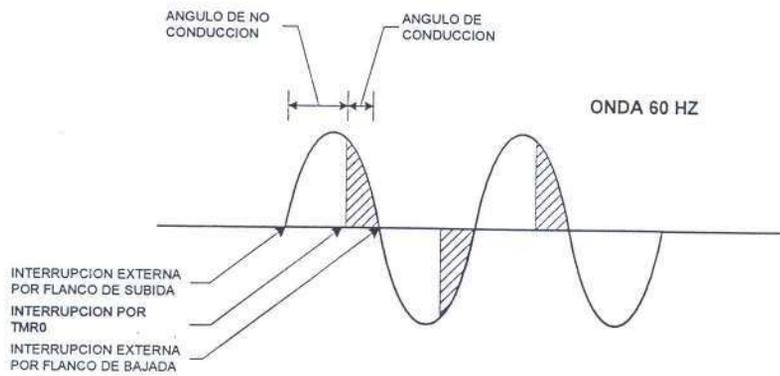


Figura 4. Diagrama de interrupciones

Para activar el TRIAC en el tiempo adecuado es necesario que el disparo del mismo se encuentre sincronizado con el paso por cero de la tensión de la red eléctrica por esta razón la onda a 60 Hz de la red eléctrica debe ser acondicionada a una señal pulsada TTL de la misma frecuencia que pueda ser leída por el PIC. Para el control de los tiempos de disparo del TRIAC se utilizará el temporizador TMR0 (8 bits) del microcontrolador PIC, mientras que para sincronizar el disparo se utilizará la interrupción externa por el pin RB0 como se muestra en la Figura 4.

El circuito acondicionador para leer la temperatura, utilizará termistores NTC.

Controlador PID.

El más clásico y difundido controlador de parámetros optimizados es el denominado controlador PID, su nombre proviene de su comportamiento como controlador de tipo Proporcional, Integral y Derivativo, en el caso más general. Cuando falta alguna de estas acciones se denomina consecuentemente, controlador P, PI o PD. En la Figura 5 se representa esquemáticamente un lazo de control con controlador PID.

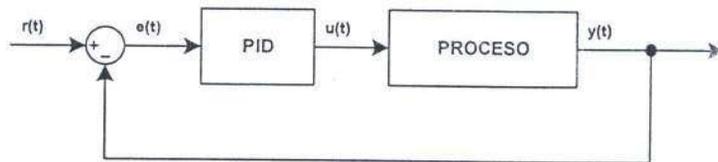


Figura 5. Lazo de control PID

La Ec. diferencial que rige el comportamiento dinámico entrada-salida de un PID continuo, es:

$$u(t) = K \left[e(t) + K_I \int_0^t e(\tau) d\tau + T_D \frac{de(t)}{dt} \right]$$

Ec: 1

Donde K es una constante de proporcionalidad, K_I de integración y T_D de derivación. Para un control digital, las señales continuas deben discretizarse. Si el tiempo de muestreo es suficientemente pequeño, se puede hacer una discretización directa en diferencias. De este modo la derivada primera se transforma en diferencia de primer orden y la integral en sumatoria. Aproximando la integral por aproximación rectangular, se obtiene:

$$u(k) = K \left\{ \begin{aligned} &e(k) + K_I T_0 \sum_{i=1}^k e(i-1) \\ &+ (T_D / T_0) [e(k) - e(k-1)] \end{aligned} \right\}$$

Ec: 2.

con periodo de muestreo igual a T_0 y

$$e(k) = r(k) - y(k)$$

Ec: 3.

En este algoritmo, para calcular el valor presente de $u(k)$ se requiere resolver la sumatoria de los valores pasados de $e(i)$ hasta $k-1$. Mayor eficiencia para el cálculo en computador se puede lograr utilizando algoritmos recursivos que

posibilitan la determinación del nuevo valor basado en el cálculo anterior.

Así para obtener la ecuación recursiva se calcula la Ec: 2. en el instante $k-1$ y se hace la diferencia entre $u(k)$ y $u(k-1)$ obteniendo:

$$u(k) = \begin{pmatrix} u(k-1) + K(1 + T_D/T_0)e(k) \\ -K(1 + 2T_D/T_0 - T_0K_I)e(k-1) \\ +K(T_D/T_0)e(k-2) \end{pmatrix}$$

Ec: 4

Utilizando una aproximación trapezoidal para la integral, en vez de una rectangular se obtiene:

$$u(k) = K \left\{ \begin{aligned} &e(k) + K_I T_0 \left[\frac{e(0) + e(k)}{2} + \sum_{i=1}^{k-1} e(i) \right] \\ &+ T_D / T_0 [e(k) - e(k-1)] \end{aligned} \right\}$$

Ec: 5.

Finalmente en diferencias recursivas se obtiene:

$$u(k) = \begin{pmatrix} u(k-1) + Ae(k) + Be(k-1) \\ + Ce(k-2) \end{pmatrix}$$

Ec: 6

Donde:

$$A = K \left(1 + K_I \frac{T_0}{2} + \frac{T_D}{T_0} \right)$$

$$B = -K \left(1 - K_I \frac{T_0}{2} + 2 \frac{T_D}{T_0} \right)$$

$$C = K \left(\frac{T_D}{T_0} \right)$$

Tomado de [W. Ipanaque, 2000]

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los avances realizados en el proyecto involucran el diseño de los circuitos, el desarrollo del programa del microcontrolador PIC y pruebas de funcionamiento.

Diseño de los circuitos.

El circuito diseñado corresponde a la interfase del microcontrolador PIC con el resto de componentes como son el teclado matricial, pantalla LCD, circuito de disparo del TRIAC de potencia, circuitos de alarma, circuito de sincronización con la red eléctrica, circuito acondicionador para leer la temperatura y la respectiva fuente de alimentación. La Figura 6 muestra el circuito esquemático diseñado.

Los circuitos de disparo de los TRIAC's (de potencia y de alarma) son idénticos cada uno utiliza un opto-TRIAC para disparar el TRIAC de mayor potencia, la salida del PIC que activa cada uno de los opto-TRIAC's cuentan con un arreglo de transistores para proteger el mismo.

El circuito acondicionador que permite al PIC sincronizarse con la red eléctrica, consta de un amplificador operacional (LM358) que compara la tensión de salida del transformador con un valor pequeño de voltaje (~10mV) de esta manera la salida del OPAMP se activa en la onda positiva

de la red eléctrica generando una onda cuadrada de 5V con frecuencia igual a la de la red eléctrica.

Para leer la temperatura se utilizan termistores NTC y OPAMP's, que amplifican la caída de voltaje en el termistor (la cual es inversamente proporcional a la temperatura) al rango 0 – 5V. Utilizando las formulas de los OPAMP's en el caso del canal 0 (CH0) obtenemos que:

$$V_{CH0} = \left(1 + \frac{R30}{R28}\right)VD - \frac{R30}{R28} \left(1 + \frac{R26}{R27}\right)VT$$

Como $R30 = R28$, tenemos que:

$$V_{CH0} = 2 * VD - G * VT$$

Donde G es la ganancia del primer amplificador y VD el voltaje DC que debe ser removido. La ganancia también esta definida por:

$$G = \frac{5V - 0V}{VT_{max} - VT_{min}}$$

Donde VT_{max} y VT_{min} son los voltajes en el termistor para los valores máximos y mínimos de temperatura. Con el valor de G se determina el valor de VD y $R26$.

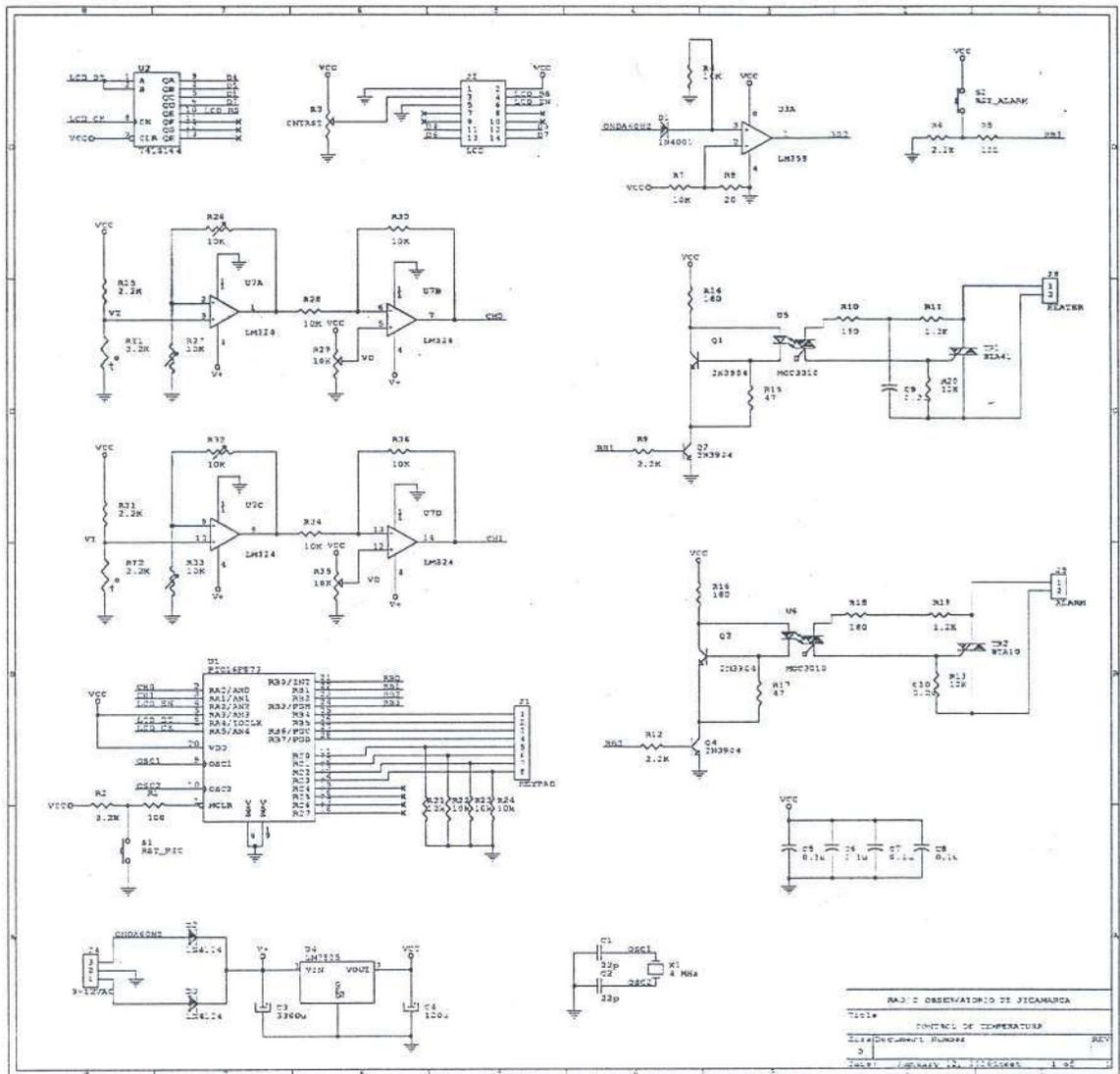


Figura 6. Circuito esquemático para control de temperatura

Programa del microcontrolador PIC.

El programa del microcontrolador desarrollado es una secuencia de rutinas que siguen las fases del proceso en cuanto al control de tiempos y condiciones de cada fase. En cada fase además se actualiza la información que se muestra en la LCD, se presta atención al teclado para revisar si alguna tecla es presionada, se revisa el estado de alarmas y en el caso de las fases uno, dos y tres se actualizan los parámetros del PID.

Se han habilitado tres interrupciones, una de ellas es la interrupción externa, por el pin RB0, la cual se utiliza para sincronizarse con el paso por cero de la tensión de la red eléctrica y setear el valor de disparo del TRIAC de potencia en el TMR0. Si la interrupción fue por flanco de subida se cambia para que la próxima ocurra en flanco de bajada y viceversa de esta manera el TRIAC de potencia es activado tanto en la onda positiva como en la negativa. Otra interrupción utilizada es la del desborde del TMR0, utilizada para

activar el TRIAC de potencia. El diagrama de estas interrupciones se muestra en la Figura 4. Finalmente se utiliza la interrupción por TMR1 el cual se ha configurado para interrumpir cada medio segundo, de esta manera se actualizan los contadores de segundos y minutos en el control de tiempos de forma precisa. Los diagramas de flujo simplificados del programa se muestran en la Figura 7.

El programa desarrollado también incluye subrutinas para el manejo de la LCD, barrido del teclado para revisar si alguna tecla ha sido presionada, subrutinas de multiplicación y división para el cálculo de presiones y parámetros del PID. La solución de la ecuación recursiva del PID también se ha implementado.

En la memoria de programa del PIC también se encuentran tablas de bytes con los valores de temperatura y ángulos de disparo linealizados.

Controlador PID.

Para ajustar correctamente los parámetros del controlador PID discreto (periodo de muestreo y constantes K_p , K_d y K_i) es necesario estudiar el proceso y obtener un modelo matemático del mismo para obtener el modelo matemático se realizó una prueba a lazo abierto con entrada escalón unitario (100 % de la potencia) con lo que se obtuvo una respuesta exponencial con una temperatura máxima

de 220°C los cuales se alcanzan en 120 minutos aproximadamente.

Con estos datos se obtiene la siguiente función de transferencia.

$$F(s) = \frac{220}{1 + 1200s}$$

Con la función de transferencia del proceso es posible simular el mismo y sintonizar adecuadamente el controlador PID.

Pruebas realizadas.

Para realizar pruebas de funcionamiento del sistema se fabricó un circuito impreso en el laboratorio del ROJ basado en el circuito esquemático de la Figura 6. Con el circuito impreso se probó el funcionamiento del programa del microcontrolador PIC y de cada uno de los componentes del circuito. En el caso del acondicionador para leer la temperatura se están utilizando termistores de 2.2K los cuales no tienen un comportamiento lineal a altas temperaturas (180 °C) por ello las pruebas con la prensa están pendientes.

En la Figura 9 se muestran la tensión sobre la carga para distintos ángulos de disparo y la onda cuadrada sincronizada con la red eléctrica

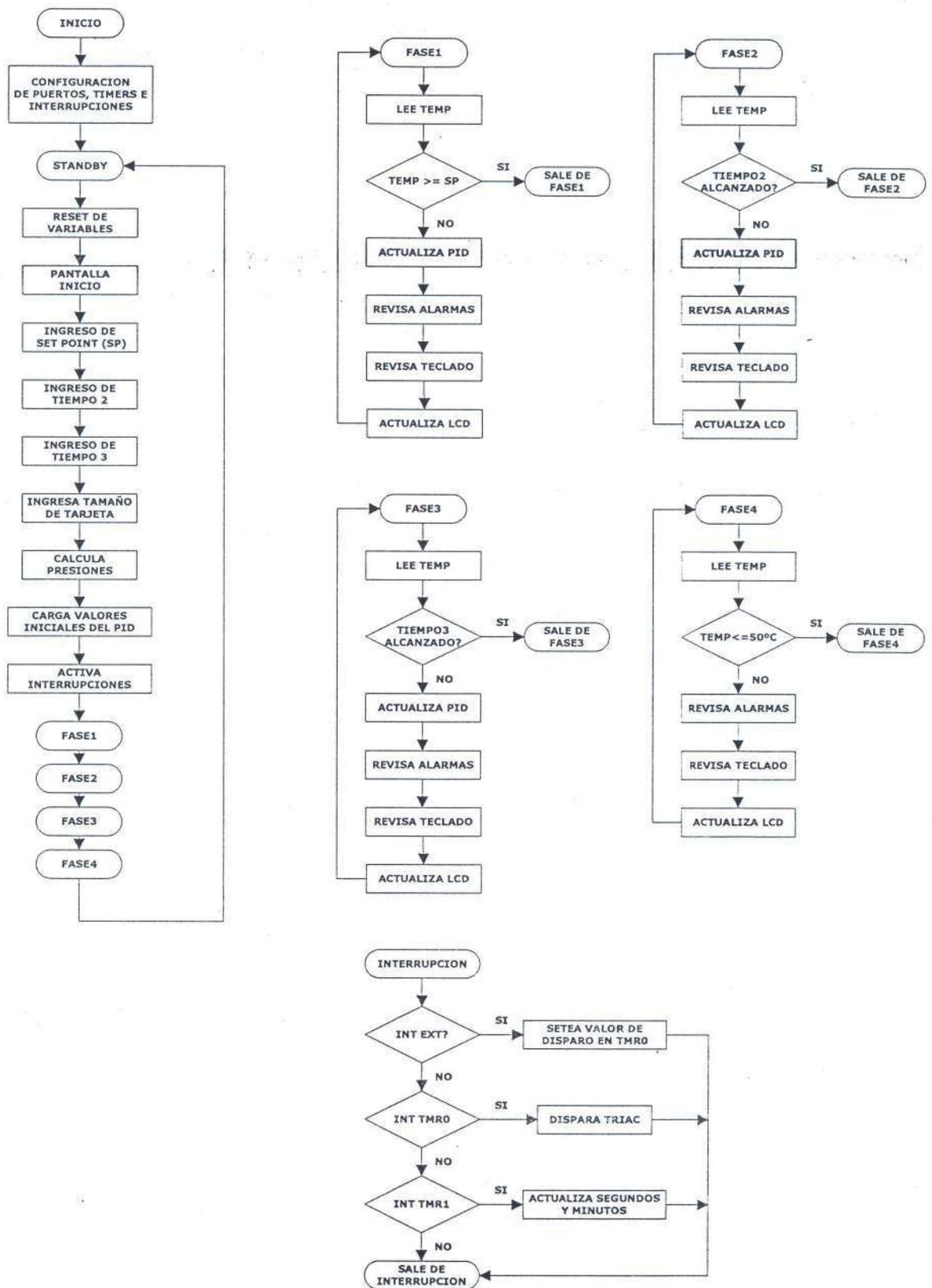


Figura 7. Diagramas de flujo del programa del microcontrolador PIC

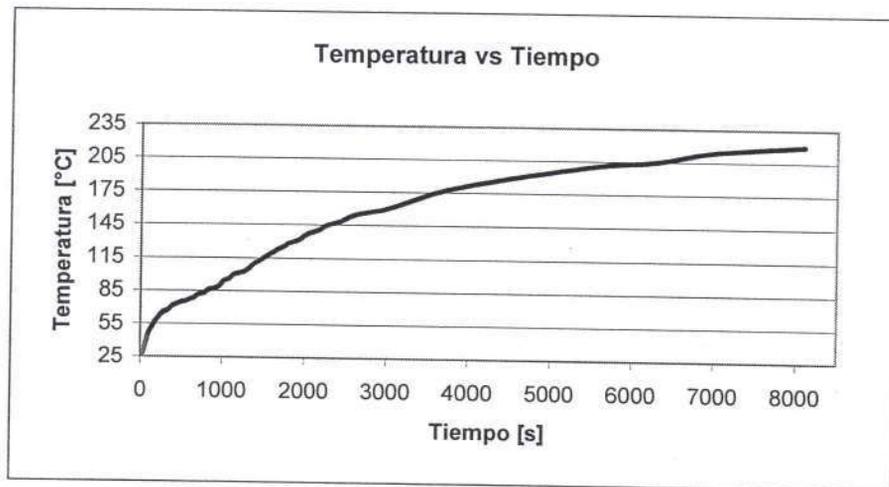


Figura 8. Respuesta a escalón del calentador de la prensa

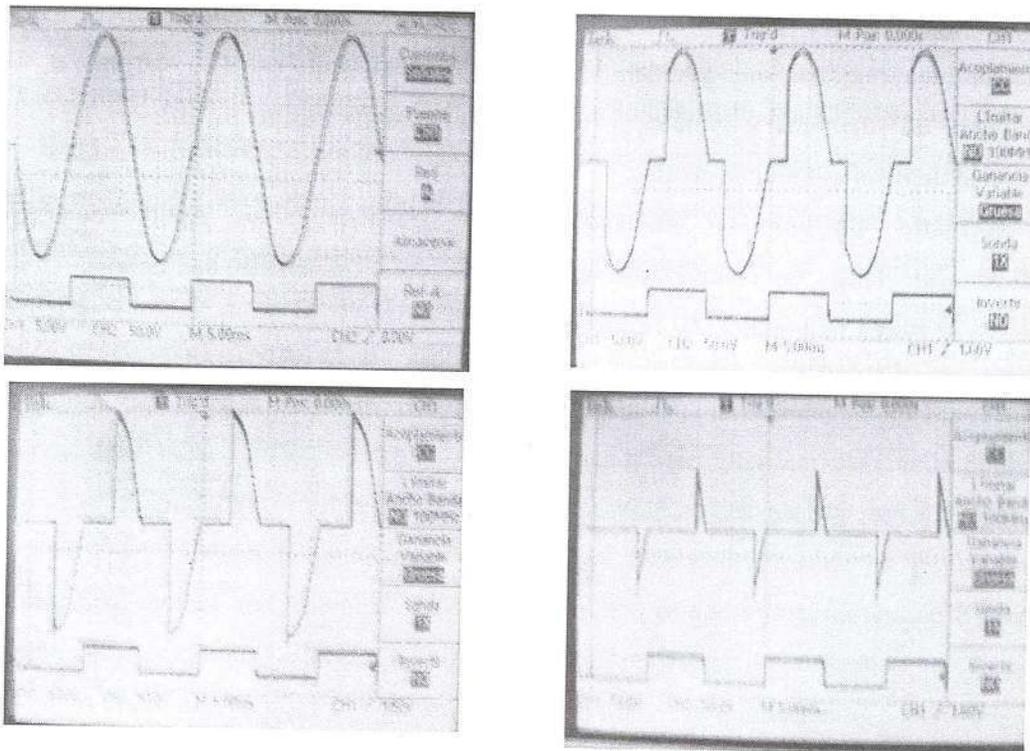


Figura 9. Tensión sobre la carga para distintos ángulos de disparo

CONCLUSIONES

Controlar digitalmente el ángulo de disparo del TRIAC es posible

sincronizando el disparo con la red eléctrica, esto se logra utilizando la interrupción externa del microcontrolador.

La implementación de un controlador digital PID en un microcontrolador PIC es factible, una vez discretizada la ecuación diferencial el problema se reduce a realizar unas pocas operaciones aritméticas.

Dada la velocidad del microcontrolador (a 4MHz la ejecución de una instrucción tarda 1 μ s) queda tiempo suficiente como para leer canales analógicos mantener actualizada la información que se muestra en la LCD y además prestar atención al teclado.

El control de tiempos se realiza utilizando la interrupción del TMR1 (16 bits), la cual se puede configurar para que ocurra cada medio segundo, de esta manera se actualizan los registros que guardan los contadores de segundos y minutos y el control de tiempos es bastante preciso.

Es necesario adquirir un termistor adecuado que tenga un comportamiento lineal en el rango requerido (180 °C) con ello será posible realizar pruebas con la prensa.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer al PhD. Ing. Jorge L. Chau por brindarme la oportunidad de realizar mis prácticas en el Radio Observatorio de Jicamarca, lo que ha permitido mi crecimiento profesional. Del mismo modo agradezco al Ing. Fernando Villanueva por su constante apoyo y en general a todo el personal del observatorio.

BIBLIOGRAFÍA

Microchip, (2003). "PIC16F87XA Data Sheet", web: <http://www.microchip.com>.

LPKF Laser & Electronics AG, (1999). "Manual MultiPress-II", version 1.0, web: <http://www.lpkf.de>

W. Ipanaque, (2000). "Apuntes de control Digital", Universidad de Piura

CARACTERIZACION DE METEOROS EN PRESENCIA DE ECOS COHERENTES DE ELECTROCHORRO ECUATORIAL, UTILIZANDO EL RADAR VHF DEL RADIO OBSERVATORIO DE JICAMARCA

FREDDY RONALD GALINDO PALOMINO

Escuela Profesional de Ingeniería Física

Facultad de Ciencias

Universidad Nacional de Ingeniería

fgalindo@jro.igp.gob.pe

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

RESUMEN

La observación y caracterización de los ecos de meteoros que ingresan sobre la atmósfera sobre Jicamarca, se encuentra limitada a intervalos de tiempo donde la presencia de ecos coherentes del electrochorro ecuatorial (Ecuatorial Electrojet-EEJ) es débil o nula. Trabajos anteriores realizados en este campo [Chau and Woodman, 2004] utilizaban un procesamiento conservador, eliminando información válida cuando el EEJ estaba presente. Este trabajo tiene como objetivos, desarrollar algoritmos de fácil manejo, los cuales permitan un óptimo control del proceso, y desarrollar algoritmos de selección manual que nos permitan extraer un meteoro y caracterizarlo. Posteriormente, se trabajará en algoritmos robustos automáticos.

INTRODUCCIÓN

La tierra se encuentra bombardeada continuamente por una gran cantidad de material de origen extraterrestre (meteoroides), de dimensiones muy pequeñas (10^{-5} < kg) [Dyrud et al., 2002], detectables únicamente haciendo uso de técnicas de radar. Estas partículas al ingresar a la atmósfera con velocidades mayores a 10km/s empiezan a desintegrarse como consecuencia de la colisión de estas con las moléculas de aire, generando columnas de plasma ionizado. Los ecos estudiados mediante técnicas de radar para esta columna de plasma son denominados “meteor trails” (ver Figura 1). Además, radares de alta potencia y gran apertura (HPLA de sus siglas en inglés) detectan los ecos generados por el material ionizado alrededor de la partícula

que penetra en la atmósfera, los cuales son denominados “meteor head” (ver figura1).

Investigaciones realizadas en la actualidad consideran que el material ionizado alrededor del meteoroides se mueve con la velocidad del mismo (Close et al., 2002), de ahí que un análisis de los ecos “meteor heads” permiten caracterizar la población de meteoroides que ingresan a la tierra.

La caracterización de la población de meteoros sobre la atmósfera de Jicamarca, se realizará determinando la posición inicial, desplazamiento, duración del evento, velocidad, aceleración, relación señal-ruido, entre otros parámetros para cada meteoro de la población.

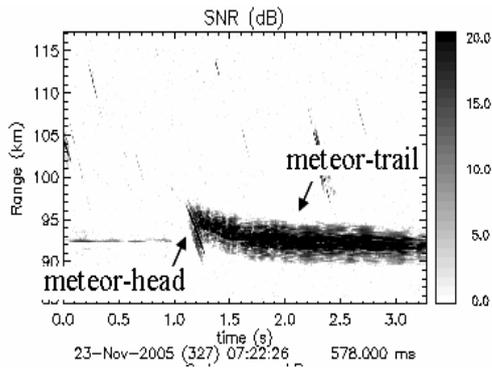


Figura 1. Ecos de meteoros estudiados con radar. La línea inclinada es el denominado meteor-head y la cola o rastro, es el meteor-trail.

METODOLOGIA

El proceso de caracterización está dividido básicamente en dos etapas (ver Figura 2). Realizada la lectura de los datos crudos (información medida en “voltajes” complejos), la primera etapa es denominada etapa de pre-procesamiento. En esta etapa se determinan variables tales como la potencia, auto-correlación, correlación cruzada, nivel de ruido, etc. Esta información es almacenada, para posteriormente ser reprocesada (post-procesamiento) y permitir la determinación de los parámetros del meteorito, que permiten caracterizarlo.

Pre-Procesamiento

La etapa de pre-procesamiento define la manipulación matemática de los datos crudos, dependiendo del tipo de experimento realizado. Por ejemplos si se ha usado código, los datos necesitan una decodificación especial antes de realizar el cálculo de las funciones estadísticas que permitan posteriormente la caracterización del meteorito. El esquema simplificado de

la etapa de pre-procesamiento es representado en la siguiente figura.

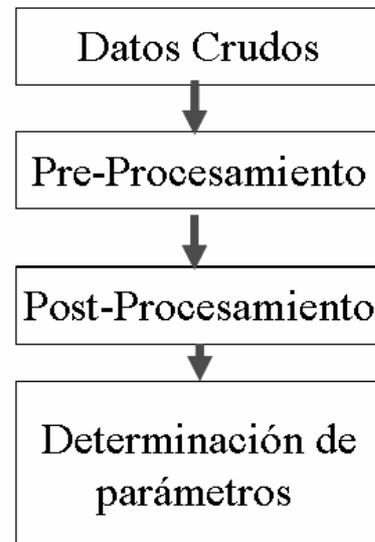


Figura 2. Esquema simplificado del procesamiento para meteoros.

La decodificación del voltaje recibido se realiza utilizando la siguiente expresión matemática.

$$s_{out} = F^{-1}\{S_{in}(f') * C(f'+f_d) * C^*(f'+f_d)\}$$

Donde, s_{out} simboliza el voltaje decodificado, S_{in} la transformada de Fourier de la señal recibida, C la transformada de Fourier del código utilizado, f_d la frecuencia Doppler y $F^{-1}\{\}$ la transformada inversa de Fourier.

El símbolo $*$ representa la función compleja conjugada. Más detalles se pueden encontrar en el informe “Observaciones de ecos de meteoros con el radar 50Mhz de Jicamarca en modo interferómetro” (ver referencias)

Decodificada la señal (si este fuera el caso) se procede a calcular las funciones estadísticas: Potencia, auto-correlación y correlación cruzada para los diferentes canales de recepción de la señal. Matemáticamente estas funciones se pueden simbolizar como presentamos a continuación:

Potencia:

$$Power = f(t) * f^*(t)$$

Correlación cruzada:

$$CCF = f(t) * h^*(t)$$

Auto-correlación:

$$ACF = f(t) * f^*(t + \tau)$$

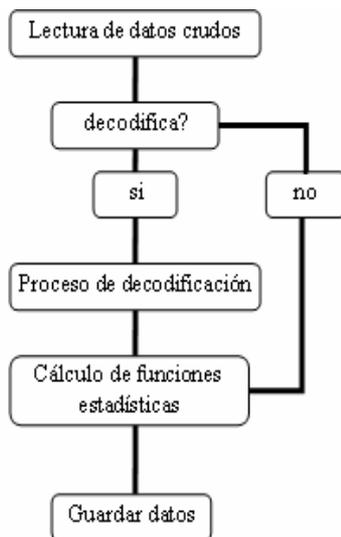


Figura 3. Esquema simplificado de la etapa de pre-procesamiento para la caracterización de meteoros.

Una vez calculadas las variables que nos permitan la posterior caracterización del meteorito, la información es almacenada (datos procesados), para ser utilizada en el post-procesamiento. Además se almacena la frecuencia Doppler f_d .

Post-Procesamiento

Esta etapa define la selección del evento, lo cual permite manipular directamente los datos relacionados al evento seleccionado (ver Figura 4). Seleccionado el evento, se procede a determinar los parámetros del meteorito. La velocidad se determina realizando un ajuste lineal a la información rango versus tiempo del evento seleccionado (RTI – Range Time Intensity), la orientación del meteorito se determina usando interferometría y la aceleración del mismo se determina realizando un ajuste lineal a la velocidad del meteorito calculada por la técnica denominada pulso a pulso. Esta técnica determina una velocidad ambigua debido a la periodicidad característica de las funciones senoidales. La cantidad $2\pi n$, donde n es un número entero, representa la cantidad de ambigüedad entre la velocidad determinada pulso a pulso y la velocidad obtenida del ajuste del rango vs. tiempo. Las Figuras 5 y 6 ilustran todo este proceso, mas detalles de la técnica la pueden encontrar en el informe “Estudio de ecos de meteoros discriminando su señal del electrochorro ecuatorial” (ver referencias)

Determinado todos los parámetros del meteorito, esta información se almacena para un posterior estudio estadístico de la población.

Selección de eventos de meteoro

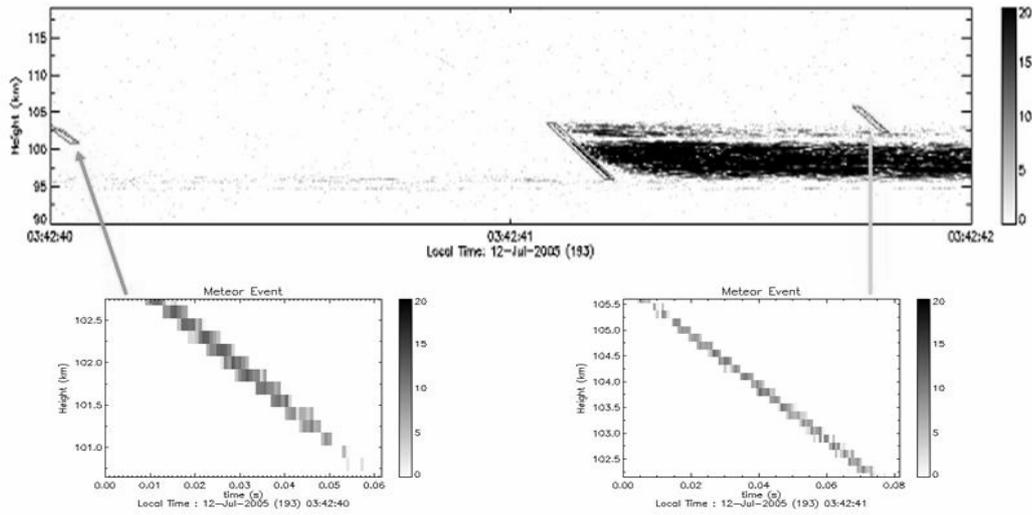


Figura 4. El proceso de selección manual permite enlazar la región seleccionada con sus datos correspondientes.

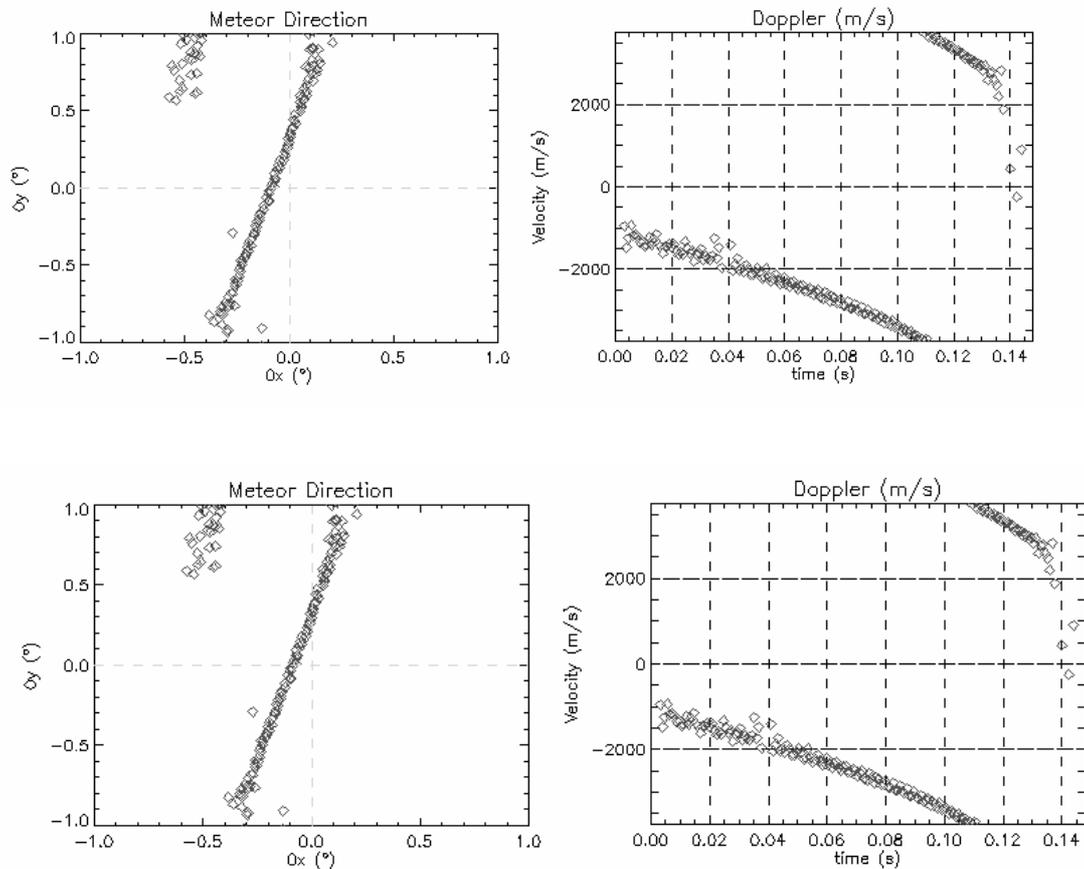


Figura 5. El “unwrapping” es un problema que se presenta en el cálculo de la orientación y velocidad del meteoro, debido a la periodicidad de las funciones senoideas. Corregido este problema se determina la velocidad, orientación y aceleración.

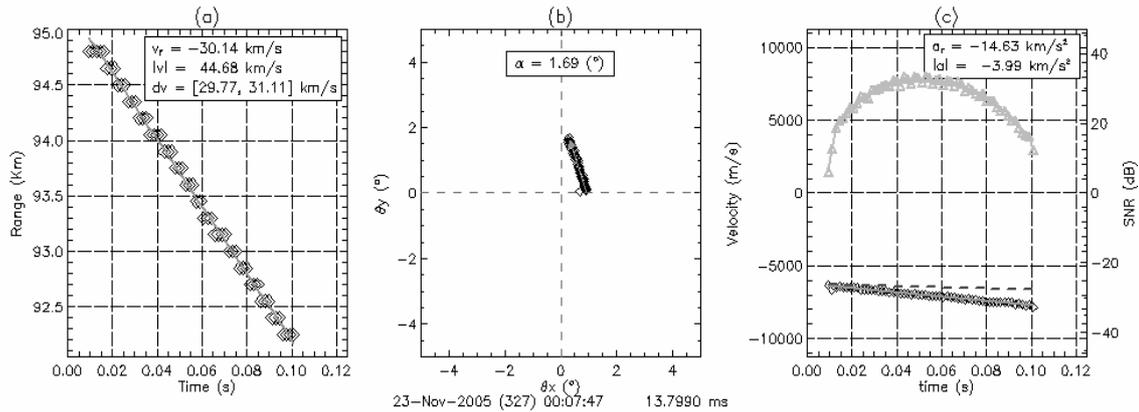


Figura 6. Cálculo de los parámetros del meteorito. La primera Figura de izquierda a derecha permite determinar la velocidad realizando un ajuste, Figura del medio me indica la orientación del meteorito vista en el plano del radar y la tercera Figura muestra la velocidad determinada a partir de la técnica pulso a pulso con su respectivo ajuste para calcular la aceleración que presenta el meteorito.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

La etapa de pre-procesamiento permite minimizar el espacio para almacenar la información, la relación entre el espacio usado para los datos crudos y los datos procesados es de 10 a 1, con lo cual se observa un ahorro de espacio. Otro aporte importante de esta etapa se da en la rapidez del proceso de decodificación, el cual en comparación al proceso anterior utilizado por Chau y Woodman (2004) permite un ahorro importante de tiempo, lo cual permite un procesamiento mucho más rápido. Este ahorro se da perdiendo precisión en la estimación de la velocidad Doppler.

En la etapa de post-procesamiento, la selección manual del evento juega un rol muy importante debido a que es esta la que define los valores a analizar para la estimación de los parámetros del meteorito, por lo tanto una interfaz usuario-procesamiento de fácil manejo permitirá

un mejor control del evento seleccionado. Para tal fin se ha optado por utilizar herramientas GUI controladas con eventos de ratón, por ejemplo el click izquierdo establece los vértices de la región (paralelogramo) a seleccionar, mientras que un click del botón central repetirá la selección. Se espera mejorar la interfaz para el procesamiento de meteoros a fin tener una herramienta fácil de utilizar. Además es importante mencionar que la selección manual permite extraer ecos de meteoros en presencia del EEJ, lo cual aumenta la población a estudiar.

Remoción de electrochorro ecuatorial

Un punto importante dentro de los algoritmos desarrollados para el procesamiento de datos de meteoros, es definir una técnica para discriminar los ecos de EEJ, lo que permitiría desarrollar un algoritmo robusto para una caracterización automática de los ecos de meteoros. Se analizó dos ideas, la primera

utiliza las características (Ej. La velocidad del EEJ es menor que 600m/s mientras que el meteoro presenta velocidades mayores) de la señal para discriminar el eco del EEJ del eco del meteoro. La Figura 7 ilustra esta técnica.

La segunda idea se basa en la característica de que el eco del EEJ se

mantiene constante entre pulsos consecutivos, por lo tanto si restamos la información de dos pulsos consecutivos la señal del EEJ, se eliminará, obteniendo los ecos de meteoros, debido a que su señal no es constante de pulso a pulso. La Figura 8 y 9 ilustran esta idea.

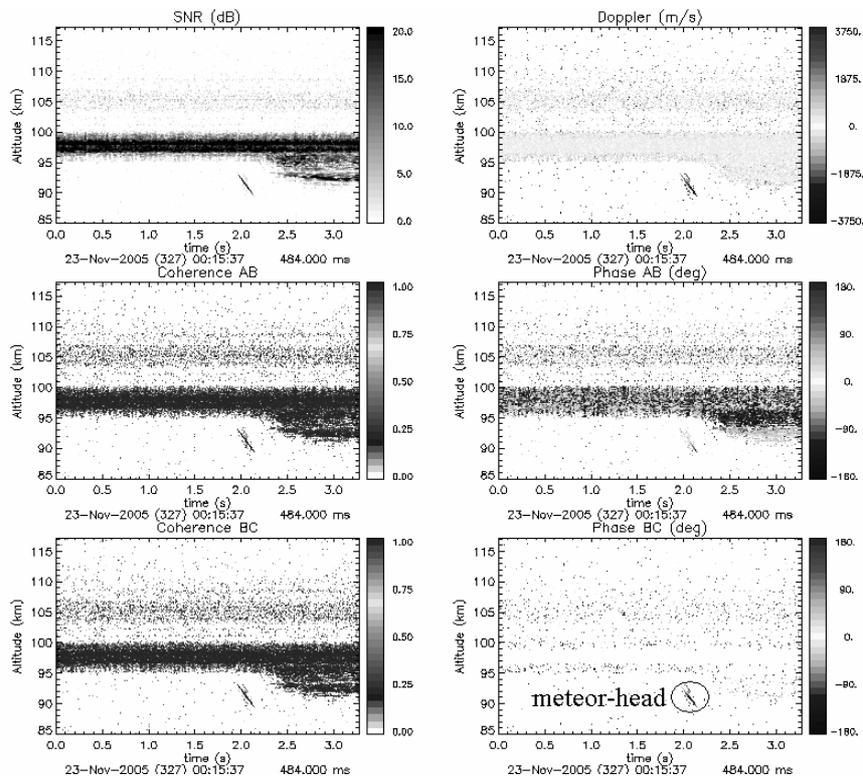


Figura 7. Discriminación de EEJ considerando las características de los ecos de meteoros y EEJ.

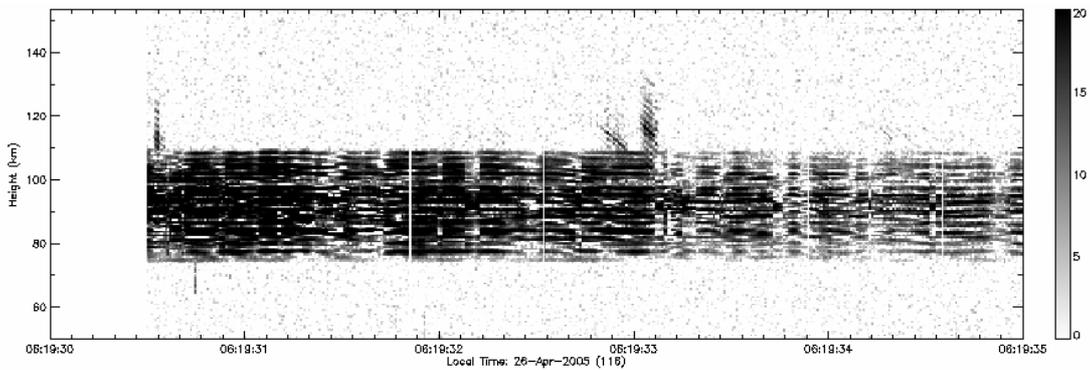


Figura 8. Ecos de meteoros y ecos de EEJ.

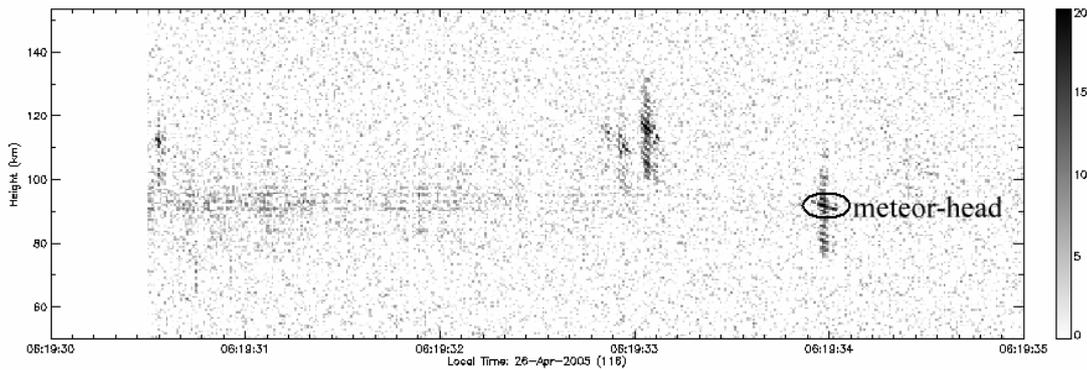


Figura 9. Luego de realizar la resta de dos pulsos consecutivos, notemos como el eco del EEJ es discriminado.

CONCLUSIONES

El procesamiento de los datos del experimento realizado en la madrugada del día 23 de Noviembre del 2005, permitieron corregir algunos errores de las rutinas de procesamiento, así mismo se observó un incremento de la población estudiada en el mismo intervalo de tiempo en comparación a experimento procesados con la técnica inicial desarrollada para este fin, la cual elimina la información que presenta EEJ. Comparando la estadística obtenida en otras investigaciones con la obtenida con nuestro proceso, observamos que nuestros resultados mejoran levemente los resultados obtenidos anteriormente, en particular en el número de meteoros y en la identificación de meteoros con velocidades pequeñas. Estos resultados serán presentados en los informes trimestrales del ROJ para el primer trimestre del 2006. En futuro cercano, se espera conseguir la identificación y caracterización automática de los meteoros.

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento al Dr. Jorge L. Chau por brindarme la oportunidad, confianza, libertad y motivación para el desarrollo de este trabajo, a su vez por todo su apoyo y conocimientos brindados a mi persona. A todo el personal del Radio Observatorio de Jicamarca por su amabilidad y apoyo.

BIBLIOGRAFÍA

Close, S., M. Oppenheim, S. Hunt, y L. Dyrud (2002). Scattering characteristics of high-resolution meteor head echoes detected at multiple frequencies, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, NO. 0.

Chau, J. (2005). Observaciones de ecos de meteoros con el radar 50Mhz de Jicamarca en modo interferómetro, informe trimestral NO. 1, Radio Observatorio de Jicamarca.

Chau, J. y R. Woodman (2004). Observations of meteor-head echoes using the Jicamarca 50MHz radar in interferometer mode, *Atmosphere, Chemistry and Physics*, 4, pp. 511-521.

Dyrud, L. M. Oppenheim, S. Close, y S. Hunt (2002). Interpretation of non-specular radar meteor trails, *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, NO. 21, 2012.

Galindo, F. (2005). Observaciones de meteoros discriminando su señal del Electrochorro Ecuatorial, informe trimestral NO. 3, Radio Observatorio de Jicamarca.

DETERMINACIÓN DEL AZIMUTH GEOGRÁFICO MEDIANTE OBSERVACIONES AL SOL

RONALD JIMY QUISPE VILLALOBOS

Universidad Nacional del Centro

ronaldfie@hotmail.com

Practica dirigida por: Domingo Rosales Corilloclla

División de Geomagnetismo Observatorio de Huancayo

RESUMEN

El presente trabajo tiene por finalidad determinar el Azimuth Geográfico mediante la técnica de observación al Sol. La determinación del azimuth es de suma importancia en trabajos de reducción de datos en distintas áreas de la ciencia tales como Geomagnetismo, Geodesia, Meteorología, etc. Para la reducción de datos se emplea dos distintas técnicas de reducción, en el que se emplean el Almanaque Naval Astronómico MICA versión 1.5 y el Almanaque Astronómico Hvězdářská ročenka 2005, producido en Checoslovaquia. Se efectúa la determinación del azimuth geográfico en la sala de Absolutos en el pilar principal denominado E2 respecto a la marca principal ubicado a 620 metros al sur del pilar, determinándose que el azimuth de marca adoptado es $7^{\circ} 13' 52''$ con un error de $\pm 6''$.

INTRODUCCIÓN

El azimuth geográfico se mide a partir del sur y en sentido del movimiento de las manecillas del reloj, sobre el Horizonte Celeste variando de 0° a 360° . El azimuth de una marca es muy importante para los trabajos de Geomagnetismo, Geodesia, Meteorología, y otras áreas. Existen varios métodos para determinar el azimuth de una marca, optamos por el método de la “*Determinación del Azimuth por medio de Observaciones al Sol*”; en donde se realizo comparaciones; sus ventajas, desventajas con otros métodos y también ver que software es el más adecuado para la reducción de los datos ya sea el Azm_MICA (Software para la deducción de datos del azimuth que utiliza el Almanaque Naval Astronómico MICA

versión 1.5) o el VB_SOLE (desarrollados para la reducción del Azimuth Geográfico que usa el Almanaque Astronómico Hvězdářská ročenka 2005, producido en Checoslovaquia).

METODOLOGÍA

La dirección geográfica entre el norte geográfico y una marca respecto a un punto es llamada su Azimuth de marca, es el ángulo diedro formado por el plano meridiano que pasa por el lugar del observador (P), y un plano que contiene la vertical del lugar y la línea que se desea orientar. El azimuth se mide a partir del Sur y en el sentido de movimiento de las manecillas del reloj sobre el Horizonte Celeste variando de 0° a 360° (Ver Figura 1):

- PB : es la línea que se desea orientar.
 P : Ubicación del observador.
 B : Señal, el otro punto que define la línea que se desea orientar
 A : Lectura de marca, de la línea (PB).
 Az : Lectura de Sol.
 Asun : Azimuth del Sol
 Azm : Azimuth de la línea AB, o Azimuth de marca

Este método usado para determinar el azimuth por observaciones al sol constituye el más comúnmente aplicado en trabajos de topografía, y consiste en hacer una serie de punterías al Sol y al pilar de marca.

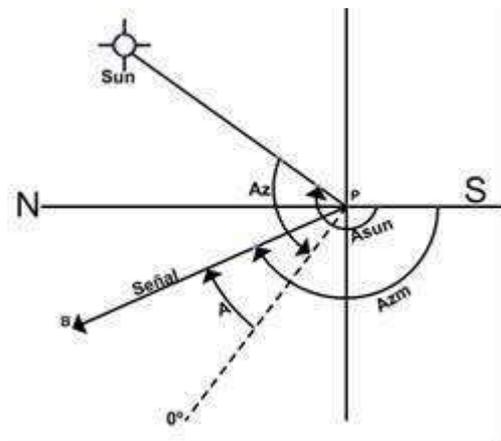


Figura 1. Determinación del azimuth mediante observaciones al Sol.

Datos y Requisitos Necesarios para la Observación Solar

Se deben presentar los siguientes datos:

Hora y fecha de observación.

Declinación del Sol.

Lecturas de marca y Sol.

Latitud y Longitud de la estación, la cual puede ser tomada directamente de una carta geográfica, o bien, determinada

expeditivamente con el Sol en el transcurso de la observación misma, u obtenida a través de la utilización del Sistema de Posicionamiento Global o GPS.

Las observaciones deben ser limitadas entre los treinta (30°) y sesenta (60°) grados de distancia cenital, lo cual ocurre generalmente entre las 8.00 horas hasta 10.00 horas y desde las 14.5 horas hasta las 16.5 horas.

Calculo del Azimuth del Sol

El Azimuth del Sol es determinado con la ayuda de la esfera celeste (ver Figura 2), donde se tiene que:

Z = Zenith

z = Distancia Zenith de el Sol

δ = Declinación del Sol

t = El ángulo meridiano o hora ángulo del Sol

N = Norte en el plano local horizontal

S = Sur en el plano local horizontal

T = Localización del Sol

Az = Azimuth del Sol

Para hallar el azimuth de la marca **Azm** a partir de las figuras 01 y 02 se tiene que:

$$Azm = A + Az - Asun$$

Donde:

Azm : Azimuth de la marca

A : Lectura de marca

Az : Azimuth de el Sol

Asun : Lectura del Sol

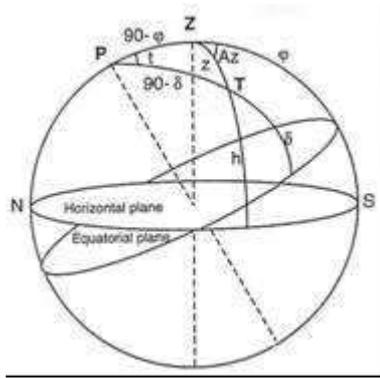


Figura 2. Esfera Celeste

Métodos Empleados para Determinar el Azimuth Geográfico

Hay tres diferentes métodos y técnicas que son empleados para determinar el Azimuth Geográfico, y cada una utiliza distintos instrumentos, tal como se muestra en la Tabla 1:

Tabla 1

MÉTODO	INSTRUMENTOS USADOS
1. Giroscopo	Giroscopo y Teodolito
2. GPS	GPS (Global Position System) de alta precisión y resolución
3. Observación al Sol	Teodolito, GPS simple (para posición y maraca de tiempo)

En 1996, en Hungría, Hegyemegi L. realizo un trabajo de comparación entre estos tres métodos. El cuadro mostrado en la Figura 3, muestra las diferentes ventajas y

desventajas de trabajar con cada uno de los métodos respecto a los otros.

GOOD COMPARED TO THE OTHER METHODS
 BAD COMPARED TO THE OTHER METHODS

	GYRO	SUN	GPS
ACCURACY	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
POSSIBILITY FOR COORDINATE DETERMINATION	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
TIME-CONSUME OF THE MEASUREMENTS	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
TIME-CONSUME OF THE INSTALLATION OF THE EQUIPMENTS	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
DEPENDENCE ON THE WEATHER	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
DEPENDENCE ON THE FIELD CONDITIONS	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
POSSIBILITY FOR THE SIMPLE DATA PROCESSING ON THE FIELD	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
DEMANDON EXTRA EQUIPMENTS	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>

Figura 3. Determinación del azimuth por diferentes métodos (Hegyemegi et al., 1996)

Software Usados para la Reducción de Datos

Software VB_SOLE utilizado para la reducción de datos del azimuth geográfico, desarrollado por el Observatorio de Dourbes bajo el lenguaje de programación Basic. Posteriormente en el Observatorio de Huancayo se rescribió dicho programa bajo el lenguaje de programación Visual Basic (ver Figura 4).

Los datos requeridos para el Software VB_SOLE son:

A partir del Almanaque Astronómico

Tiempo Sideral Medio de Grenwich a la hora 00:00

Ascensión Recta del Sol a la hora 00:00

Ascensión Recta del Sol a la hora 00:00 del día siguiente

Declinación del Sol a la hora 00:00

Declinación del Sol a la hora 00:00 del día siguiente

A partir de un GPS

Latitud, Longitud, Altitud, Tiempo (UT)

Tiempo al momento de la lectura de Sol

A partir de Observaciones con el Teodolito

Lectura de Marca

Lectura de Sol

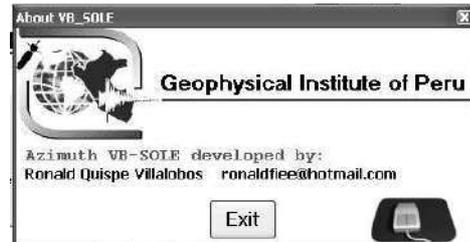
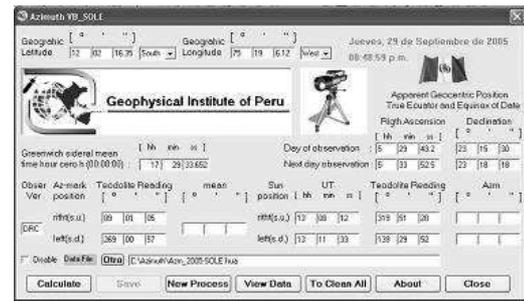


Figura 4. Software de reducción de datos para azimuth VB_SOLE

Software Azm_MICA

El software de reducción de datos para la determinación del azimuth geográfico fue desarrollado en el Observatorio de Huancayo y usa el Almanaque Naval Astronómico MICA (ver Figura 5).

Los datos requeridos para el Software Azm_MICA son:

A partir de un GPS

Latitud, Longitud, Altitud, Tiempo (UT)

Tiempo al momento de la lectura de Sol

A partir de Observaciones con el Teodolito

Lectura de Marca

Lectura de Sol

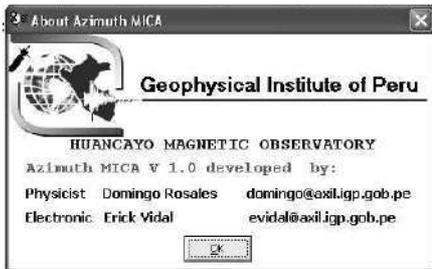
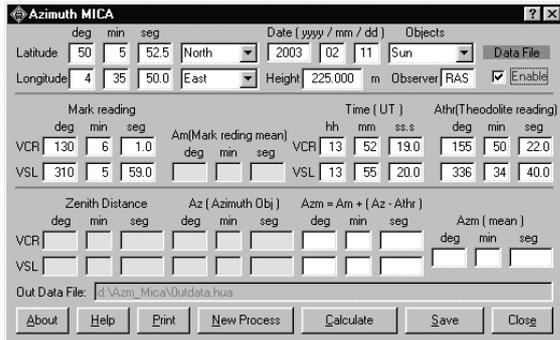


Figura 5. Software de reducción de datos Azm_MICA

Software Azm_MICA vs VB_SOLE

La toma de datos para la determinación del Azimuth de la marca fue realizada entre el pilar 2 Este y la marca principal, entre el 10/06/2005 al 15/07/2005. En total se ha registrado 170 datos, y para el reproceso se utilizo los programas Azm_MICA y VB_SOLE.

Para el software VB_SOLE se utilizo el Almanaque Astronómico a “Hvězdářská ročenka 2005”

Los observadores para la determinación del azimuth fueron:

DRC : Domingo Rosales C. (Físico)

EVS : Erick Vidal S. (Electrónico)

RQV : Ronald Quispe V. (Practicante)

Los instrumentos utilizados fueron:

Teodolito no Magnético

GPS

Numero de datos registrados:

170 datos registrados

ANÁLISIS Y RESULTADOS ESTADÍSTICOS

Los datos registrados son reducidos con ambos softwares con la finalidad de determinar que software es el que mejor resultado proporciona al momento de reducción. Se realizo el análisis del: Media, Error típico, Mediana, Desviación estándar, Varianza, Rango Mínimo, Rango Máximo, Suma y Cuenta.

Datos no Filtrados

En total se registro 170 datos, 66 registrados por el observador DRC, 66 registrados por el observador EVS y 38 registrados por el observador RQV. En las Figuras 6 y 7 presentan los gráficos de los datos sin filtrar y siguiente Tabla se muestra el análisis estadístico de los datos registrados.

DATOS NO FILTRADOS en Grados						
	DRC		EVS		RQV	
	VB_SOLE	Azm_MICA	VB_SOLE	Azm_MICA	VB_SOLE	Azm_MICA
Media	7.23072656	7.23039141	7.22944192	7.22914773	7.23037420	7.23008553
Error típico	0.00030056	0.00029715	0.00034973	0.00035258	0.00105932	0.00105564
Mediana	7.23073750	7.23034722	7.22977083	7.22925000	7.23005556	7.22976389
Desv. Est.	0.00244173	0.00241408	0.00284122	0.00286437	0.00653007	0.00650739
Varianza	0.00000596	0.00000583	0.00000807	0.00000820	0.00004264	0.000042346
Rango	0.01150278	0.01102778	0.01318611	0.01341667	0.02694444	0.02691667
Mínimo	7.22476389	7.22483333	7.22203333	7.22183333	7.21931389	7.21900000
Máximo	7.23626667	7.23586111	7.23521944	7.23525000	7.24625833	7.24591667
Cuenta	66	66	66	66	38	38

DATOS NO FILTRADOS en Grados		
GENERAL		
	VB_SOLE	Azm_MICA
Media	7.23014905	7.22984020
Error típico	0.00029774	0.00029692
Mediana	7.23005556	7.22988889
Desviación estándar	0.00388209	0.00387138
Varianza	0.00001507	0.00001498
Rango	0.02694444	0.02691667
Mínimo	7.21931389	7.21900000
Máximo	7.24625833	7.24591667
Cuenta	170	170

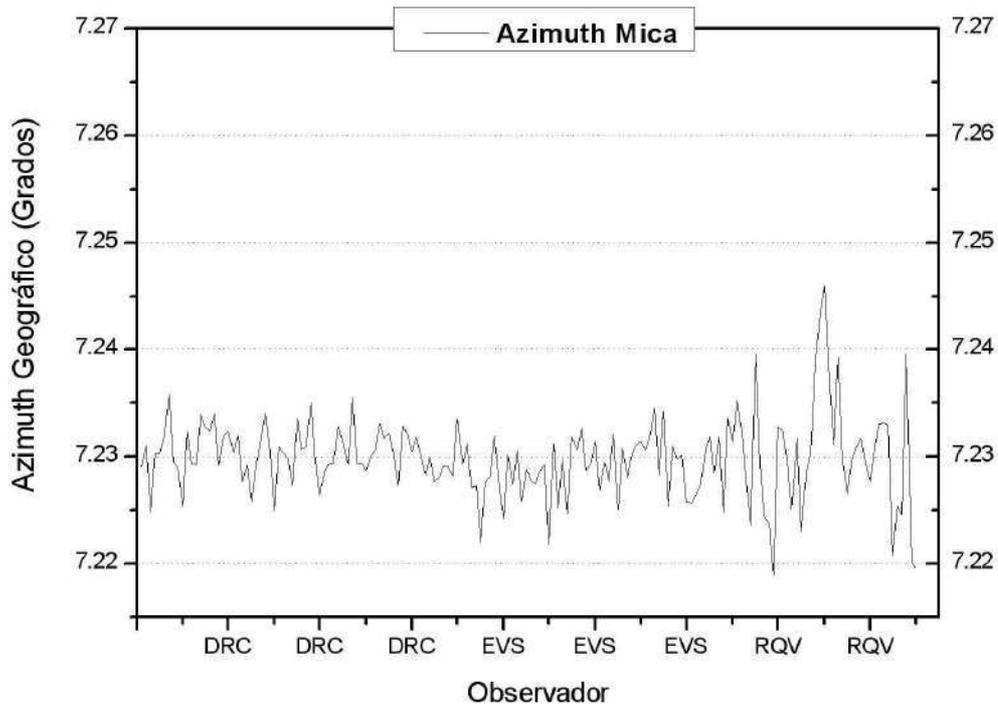


Figura 6. Datos sin filtrar procesados con el Azm_MICA

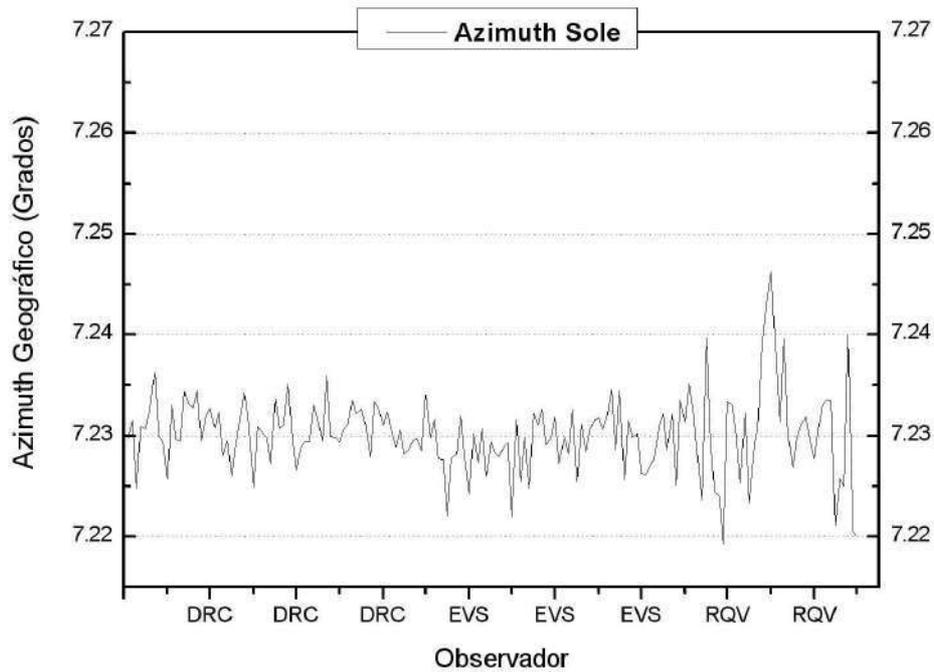


Figura 7. Datos sin filtrar procesados con el VB_SOLE

En las tablas y las graficas de las Figuras 6 y 7, se observa que el observador DRC tiene un record de mejores datos registrados, seguido por el observador EVS y finalmente, los datos más dispersos son realizados por el observador RQV (ver desviación estándar).

Datos Filtrados

Los datos más dispersos respecto a la media son eliminados con la finalidad de determinar el azimuth (Figuras 8 y 9).

En las siguientes tablas se muestra el análisis estadístico de los datos filtrados; es decir, se ha eliminado los datos que tienen mayor dispersión.

De las tablas observamos que el observador DRC solo ha producido 14 datos malos, el observador EVS ha producido 28 datos malos y el observador RQV ha producido 21 datos espurios.

El resultado final de la reducción de datos usando ambos métodos, se muestra en la siguiente tabla y en ella se observa que la diferencia entre ambos métodos es de 1.122 segundos.

Tablas

	DATOS FILTRADOS en Grados					
	DRC		EVS		RQV	
	VB_SOLE	Azm_MICA	VB_SOLE	Azm_MICA	VB_SOLE	Azm_MICA
Media	7.23134738	7.23100748	7.23138969	7.23111550	7.23133170	7.23102778
Error típico	0.00022269	0.00022302	0.00025213	0.00026218	0.00037622	0.00035980
Mediana	7.23099167	7.23065278	7.23144861	7.23106944	7.23120000	7.23100000
Desv. Est.	0.00160584	0.00160821	0.00155426	0.00161621	0.00155118	0.00148348
Varianza	0.00000258	0.00000259	0.00000242	0.00000261	0.00000241	0.00000220
Rango	0.00598611	0.00622222	0.00608611	0.00652778	0.00455833	0.00438889
Mínimo	7.22912500	7.22877778	7.22913333	7.22872222	7.22902500	7.22869444
Máximo	7.23511111	7.23500000	7.23521944	7.23525000	7.23358333	7.23308333
Cuenta	52	52	38	38	17	17

	DATOS FILTRADOS en Grados	
	GENERAL	
	VB_SOLE	Azm_MICA
Media	7.23135992	7.23104907
Error típico	0.00015125	0.00015257
Mediana	7.23120000	7.23088889
Desviación estándar	0.00156449	0.00157824
Varianza	0.00000245	0.00000249
Rango	0.00619444	0.00655556
Mínimo	7.22902500	7.22869444
Máximo	7.23521944	7.23525000
Cuenta	107	107

Software	Media	Mediana	Mínimo	Máximo
Azm_MICA	7° 13' 51.774"	7° 13' 51.198"	7° 13' 43.302"	7° 14' 6.900"
Azm_SOLE	7° 13' 52.896"	7° 13' 52.320"	7° 13' 44.490"	7° 14' 6.792"
SOLE-MICA	1.122"	1.122"	1.188"	-0.108"

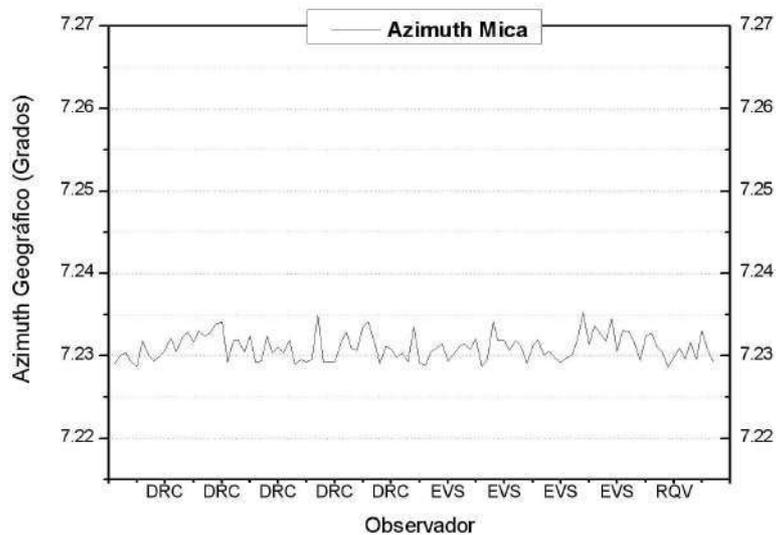


Figura 8. Datos filtrados procesados con el Azm_MICA

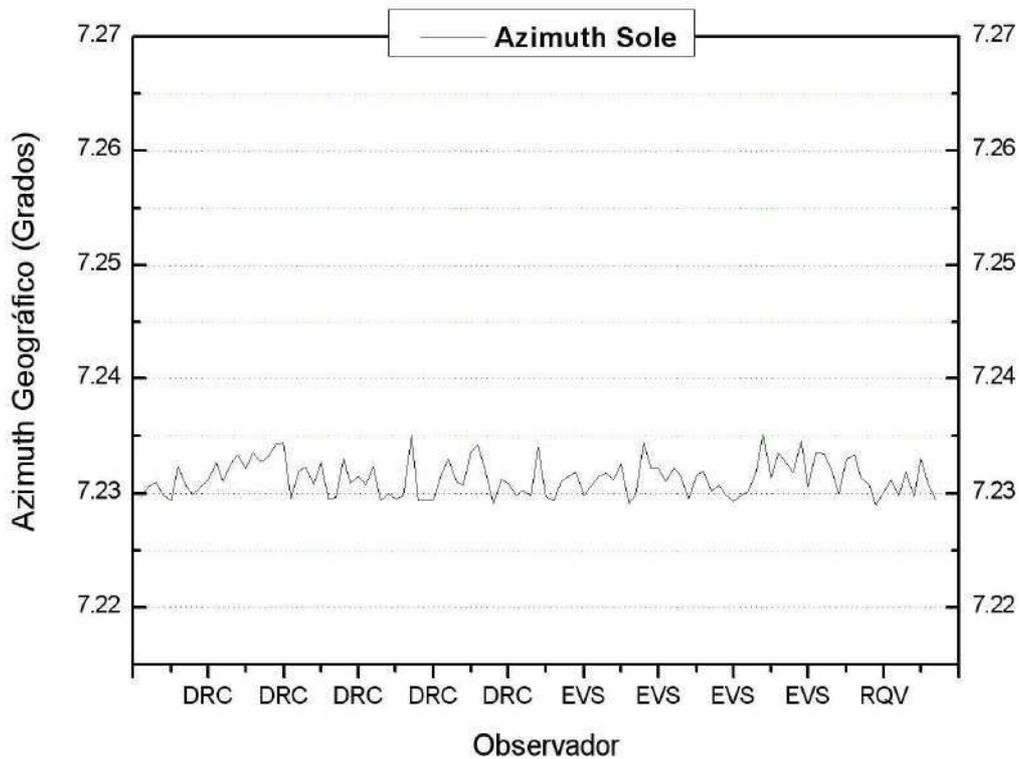


Figura 9. Datos filtrados procesados con el VB_SOLE.

CONCLUSIONES

En general, puede decir que todos los métodos dan una precisión aceptable, ya que algunos necesitan más tiempo de observación y otros dependen más de las condiciones atmosféricas. El empleo de uno u otro método es decisión del observador, pero el más práctico para determinar el azimuth es el Método por Observaciones al Sol.

Las observaciones deben ser limitadas entre los treinta (30°) y sesenta (60°) grados de distancia cenital, lo cual ocurre generalmente entre las 8.00 horas hasta 10.00 horas y desde las 14.5 horas hasta las 16.5 horas.

La variación en los resultados finales obtenidos por el Azm_MICA y el VB_SOLE es muy pequeña de 1.122". El azimuth de marca principal observado es: 7° 13' 52.335" y el azimuth de Marca adoptado es 7° 13' 52" con un error de +/- 6", que es el promedio entre el valor obtenido por el Azm-MICA y el VB_SOLE.

Se recomienda hacer un estudio de comparación con los tres métodos de determinación del azimuth con la finalidad de establecer cual es comportamiento y las características de estos métodos en la zona ecuatorial magnética.

AGRADECIMIENTOS

Hago llegar mis agradecimientos al “Instituto geofísico del Perú – División de Geomagnetismo del Observatorio de Huancayo”, por el apoyo brindado para realizar el presente trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

Hegymegi L., Kovacs P., Kormendi A., Sarhidai A. (1996) Determination of the True Azimuth by Different Methods, VII th IAGA Workshop, Pág. 56.

Jankowski J. and Sucksdorff C. (1980), Guide for Magnetic Measurements and Observatory Practice, Pág. 118.

Wienert K. (1970) Notes on Geomagnetic observatory and Survey Practice, Pág. 132.

DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO DE PROYECCIÓN PARA EL CONTEO DE MANCHAS SOLARES EN LA ESTACIÓN SOLAR UNICA-IGP

ADITA NEHEMIAS QUISPE QUISPE

Facultad de Ciencias

Escuela Académica Profesional de Física

Universidad Nacional San Luis Gonzaga de Ica

aditaquispe@yahoo.es

Prácticas dirigidas por: Mutsumi Ishitsuka Komaki
Observatorio de Ancón

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es describir el Método de Proyección para el conteo de manchas solares realizados por los estudiantes de la Universidad Nacional San Luis Gonzaga de Ica en convenio con el Instituto Geofísico del Perú, para ello se utilizó un telescopio refractor instalado en las instalaciones de la universidad de Ica.

Para los registros de manchas solares realizados en la Estación Solar UNICA-IGP, se tomo las consideraciones de ubicación y orientación del telescopio de acuerdo a la hora de registro de los datos, este método de proyección para el conteo de manchas solares tiene por objetivo realizar el dibujo y conteo de manchas solares, que por medio del uso del telescopio con un ocular apropiado nos permite proyectar la imagen ampliada del Sol a 15 centímetros de diámetro y a través de las transparencias determinaremos sus coordenadas heliográficas, longitud relativa (E-W), longitud verdadera (L) y latitud(ϕ).

INTRODUCCION

La superficie del sol conocida como fotosfera es una capa delgada de solo 550 Km. de espesor, su temperatura efectiva es de 6000K, (Priest, 1982). La fotosfera tiene una serie de características propias, nos referimos a:

***La granulación**, que es un efecto de la parte más externa de las celdas convectivas, tienen un tamaño que varía entre los 700Km y 1500Km, Estas celdas traen la energía solar del interior del sol, (Priest, 1982).

***Las Fáculas fotosferica** son una estructura en forma de fibras más brillantes que la fotosfera, rodeando los bordes de las granulaciones

***En fotografías de alta resolución** podemos observar puntos oscuros que se caracterizan por contener campos magnéticos muy intensos (Priest, 1982).

La actividad solar se hace evidente en la Fotosfera con la presencia de manchas solares que tiene un ciclo de 11 años.

Las manchas solares es un fenómeno conocido desde mucho tiempo atrás (inclusive antes de la invención del telescopio), y fue redescubierto por Galileo en sus observaciones en 1610 (Kaufmann, 1994)

Las manchas solares tienen una considerable influencia en las condiciones de nuestro planeta. Los periodos de gran actividad solar tienen efectos en la perturbación del campo magnético terrestre y provocan tormentas geomagnéticas. Si las tormentas solares están asociadas a una eyección de masa coronal (CME), pueden que ocasionen apagones en plantas eléctricas y daños en los satélites que orbitan la Tierra.

El estudio y análisis de esta actividad es muy importante, dado que su influencia sobre la atmósfera terrestre se considera cada vez más significativa.

Para el estudio de las manchas solares existe diversos métodos de los cuales describiremos el método de proyección que consiste en dibujar cada estructura que presenta el sol en una imagen del disco solar proyectada por el telescopio de 15 cm. de diámetro

En la actualidad este método es considerado estándar y es usado por muchos observatorios solares en el mundo, con el objeto de contabilizar las manchas solares observados en el disco solar y obtener el índice de la actividad solar que se denomina Número Relativo de Manchas Solares

MANEJO DEL TELESCOPIO.



Figura 1. Telescopio Takahashi, proyectando la imagen del disco solar

A continuación describiremos los detalles mas importantes que debe de tenerse en cuenta para un manejo adecuado del telescopio.

El telescopio con el que se ha trabajado es un refractor marca Takahashi, modelo FCT150 con las siguientes características:

- Abertura del lente objetivo principal es de 15cm.de diámetro.
- Su distancia focal es de 1050mm.
- Instalado sobre una montura ecuatorial modelo EM-500.

Durante su manipulación debemos tener bastante cuidado al momento de observar con el telescopio. Nunca se debe de observar directamente al sol por que quedaríamos totalmente ciegos.

Para el manejo del telescopio debemos considerar los siguientes puntos:

1. Retirar la tapa exterior, sin tocar el lente
2. Observaremos al lente objetivo, e inmediatamente colocamos el anillo de reducción para reducir la abertura del telescopio de 15cm a 10 cm. Por medio de su rosca que nos permite colocarlo por encima del objetivo.
3. Colocar el soporte y luego la hoja para proceder a graficar lo que se observa en la proyección (ver Figura 1 y 2).
4. Con la ayuda del ocular del tipo ortoscópico de 25mm. de distancia focal podemos proyectar la imagen del sol del tamaño adecuado.



Figura 2. En detalle la imagen del disco solar sobre la pantalla

CALIBRACIÓN

Debemos estar seguros que el telescopio se encuentre perfectamente operativo y adecuadamente calibrado antes de realizar las observaciones y registrar los datos.

Para esto el eje principal de la montura ecuatorial debe orientarse paralelo al eje polar o eje de rotación de la Tierra

Por otro lado debemos asegurarnos que el telescopio con todas las partes a usarse debe de estar en equilibrio, para ello usaremos el sistema de contrapesos y

debemos mover la posición del telescopio con mucho cuidado para este propósito.

DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO DE PROYECCIÓN

El método consiste en el uso de un telescopio, que por medio de un ocular apropiado, nos permite proyectar la imagen del disco solar.

La imagen que observamos corresponde a la fotosfera solar que tiene la forma de un disco blanco brillante, cabe resaltar que la imagen esta invertida (Figura 2).

Teniendo en cuenta estas consideraciones se podrá observar las machas solares mediante el método de proyección. Considerando los siguientes pasos:

Primer paso.- Orientar el telescopio al sol, y con ayuda del buscador o del ocular nos guiaremos por la sombra que proyecta hay que dirigir el telescopio al sol y moverlo hasta que su sombra sea circular, luego realizar pequeños ajustes en el foco con la finalidad de obtener la mejor calidad de imagen.

Dibujar cada estructura que se observa con la mayor fidelidad posible, no debemos olvidar de graficar las fáculas si se observa alguna (Figura 2).

Segundo paso. A continuación, se escoge alguna pequeña mancha y se le marca por medio de un punto. Paramos el motor de seguimiento y esperamos un tiempo para que la imagen del Sol se desplace a causa del movimiento diurno, Entonces marcaremos otra vez con un punto la posición final de la mancha considerada. Si nosotros trazamos una recta entre los puntos que define el momento inicial y final, estaremos describiendo la dirección E-W producida por la rotación de la tierra en el punto de observación, como muestras las Figuras 3 y 4

Trazar una recta paralela a la línea que define la dirección E-W. por el centro del disco solar, para luego trazar su perpendicular que cruce el centro del

disco, esta nueva recta representa el eje de rotación de la tierra.

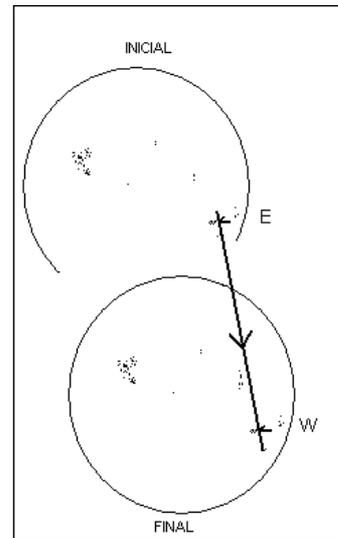
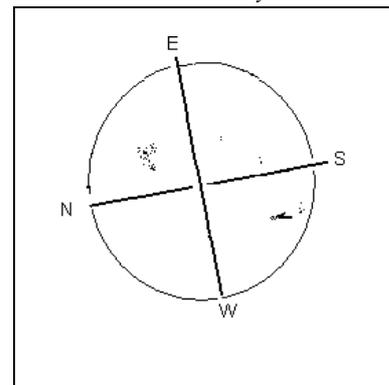


Figura 3. Seguimiento de una mancha para orientar el N-W terrestre

Figura 4. Nos muestra el N-S y el E-W terrestre



Tener en cuenta que si por algún motivo se mueve la hoja de recolección de datos, esta ya no se debe considerar, es recomendable volver a realizarlo.

DETERMINACIÓN DE LAS COORDENADAS HELIOGRÁFICAS USANDO LA PLANTILLA

El primer paso es conocer los valores de P, B_0 , L_0 que serán explicados más adelante.

Ahora, rotamos el valor del ángulo P que nos permita establecer la dirección del eje de rotación del Sol, téngase en cuenta que si P es positivo rotamos en el sentido de

las agujas del reloj, en caso contrario será en dirección opuesta.

La forma más sencilla de medir la posición de las manchas es utilizar un conjunto de plantillas sobre el dibujo de manchas solares.

El valor de B_0 define la plantilla a usarse. El meridiano de la plantilla debe coincidir con el eje de rotación solar y, por ello, debemos orientar la imagen de la manera más precisa posible. Usamos el dibujo, de las manchas solares por el método de proyección y en él marcaremos la posición heliográfica de las manchas solares (García La Rosa, 1989).

Por lo general, se considera el centro de las manchas para determinar la ubicación de ellas.

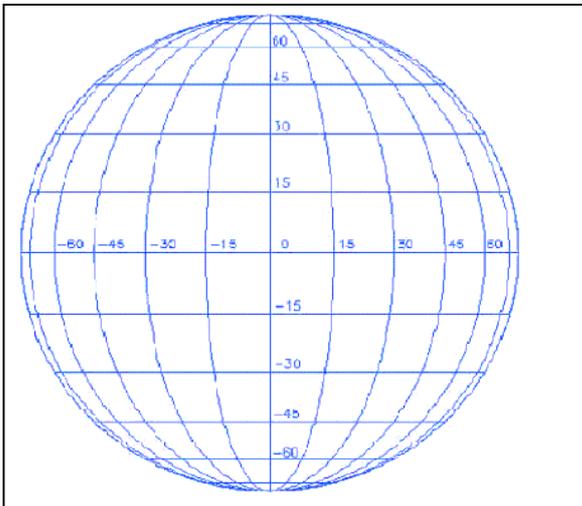


Figura 5. Plantilla que nos permite ubicar mejor las coordenadas heliográficas de cada grupo de manchas observada.

Posteriormente buscaremos en el MICA¹ el valor de P (ángulo de posición entre el eje terrestre y el eje solar), y llevándolo sobre el dibujo lo tendremos orientado.

¹MICA (Multiyear Interactive Computer Almanac). es un sistema de software que provee de datos astronómicos de alta precisión calcula en tiempo real, en un intervalo de 15 años.

Para fijar la posición de un punto sobre la superficie terrestre utilizamos dos coordenadas: la latitud y la longitud. La

latitud se mide desde el ecuador hacia los polos y desde 0° hasta 90° . Para la longitud,

Sin embargo, no hay que perder de vista que en el Sol no hay estructuras estáticas y que, por lo tanto, lo normal es que las coordenadas y las formas van variando con el tiempo.

Se consideraron las variables heliográficas: g (grupo de manchas), f (número de manchas), T (tipo de mancha), Φ (latitud relativa), λ (longitud relativa), L (longitud heliocéntrica), la visibilidad, la fecha y la hora de la toma de datos.

Si los ejes de rotación del Sol y la Tierra fuesen paralelos entre sí y perpendiculares a la eclíptica, el eje de rotación solar siempre se vería en dirección Norte-Sur y el ecuador solar sería una línea recta que pasaría por el centro del disco aparente.

ANÁLISIS DE LOS DATOS OBSERVADOS

Ahora describiremos el trabajo que debe realizarse con cada una de las imágenes del sol obtenidas por los medios ya descritos.

Hay que tomar consideración a los siguientes datos:

- Fecha de observación.
- Hora de observación.
- Visibilidad:
 - ❖ Pobre 1
 - ❖ Regular 2
 - ❖ Excelente 3
- Nombre del observador.
- Los valores de P , B_0 y L_0

1. Normalizar el valor de las coordenadas para poder simplificar por un lado nuestro sistema de unidades y poder referirnos en términos de radio solar.

2. Usando el valor del ángulo P , que define el ángulo que existe entre el eje de rotación de la tierra con respecto a la del sol. Puesto que nuestro interés es ver el

movimiento de rotación del sol, debemos de rotar el valor de las coordenadas $(x ; y)$ a las nuevas coordenadas solares (x' , y') , usando para ello la siguiente matriz de rotación:

$$A = \begin{pmatrix} \cos p & \text{sen} p \\ -\text{sen} p & \cos p \end{pmatrix}$$

Entonces,

$$(x' \ y') = (x \ y) \begin{bmatrix} \cos p & \text{sen} p \\ -\text{sen} p & \cos p \end{bmatrix}$$

O lo que es lo mismo que $(x' , y') = (x, y)A$; donde A es la matriz de rotación.

El valor de p lo buscaremos en las efemérides. El origen de este ángulo se debe a la inclinación del eje de rotación terrestre con respecto a la eclíptica varía entre $+26.4^\circ$ y -26.4° , siendo el valor positivo cuando esta en sentido N-E.

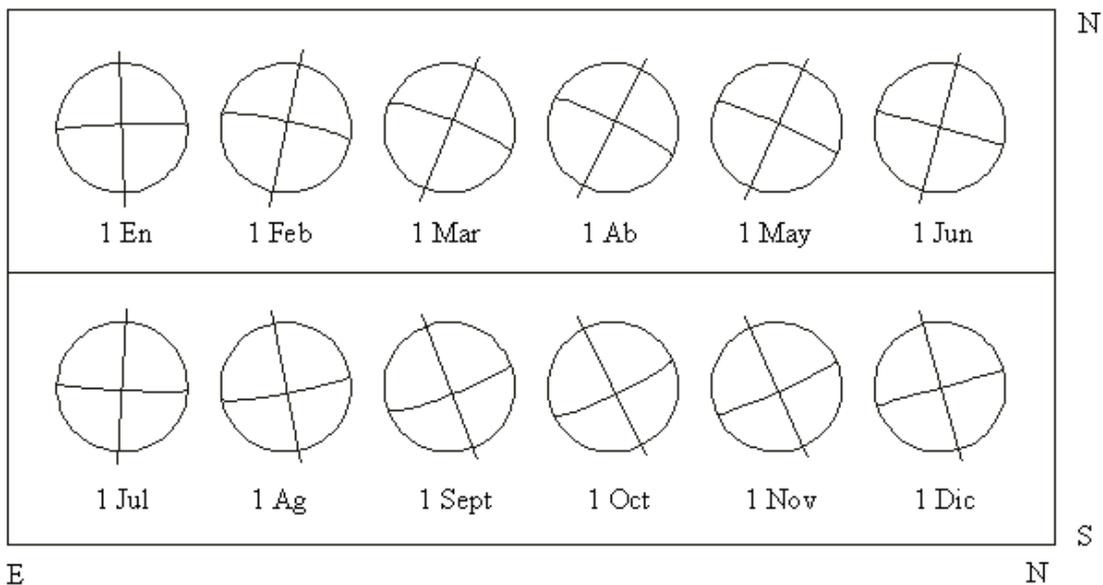


Figura 6. Valores de P durante un año, desviaciones del eje solar respecto a la dirección Norte-Sur.

3. Los valores del centro del disco solar representa al ángulo B_0 en el eje vertical y el ángulo L_0 en el eje horizontal, se define el ángulo B_0 como el valor de la latitud heliográfica en el centro del disco solar, este valor varía debido a la inclinación del eje de rotación solar con respecto de la eclíptica, el valor cambia entre $+7.2^\circ$ y -7.2° .

4. El valor L_0 nos define el valor de longitud heliocéntrica en el centro del disco solar.

La coordenada L_0 está relacionada directamente con la rotación del sol y definido entre 360° y 0° .

Aproximadamente cada 27 días debido a la rotación del sol, se inicia un nuevo ciclo es

decir una nueva rotación solar, de acuerdo a la rotación de Carrington.

Debemos subrayar que la rotación de Carrington corresponde a la rotación siderea que es un poco menor que la rotación sinódica. Se define la rotación siderea como el periodo de rotación del sol, suponiendo que nos encontramos en el centro de masa del sol.

Ejemplo de una hoja de recolección de datos para el registro de mancha solares en la Estación Solar UNICA-IGP.

- observación que se sintetiza por el número relativo de manchas solares.
- La posición aparente de las manchas en el disco solar.
 - Número de manchas de cada grupo.
 - ❖ Norte: azul.
 - ❖ Sur: rojo.
 - Latitud heliográfica del grupo de mancha ϕ , donde:
 - ❖ $\Phi > 0$ Norte
 - ❖ $\Phi < 0$ Sur
 - Tipo de mancha basado en la clasificación de Zurich.
 - Número contado de manchas en cada grupo.
 - El resultado de $10g+f$
- Ejemplo de las observaciones realizadas en la Estación de Ica.

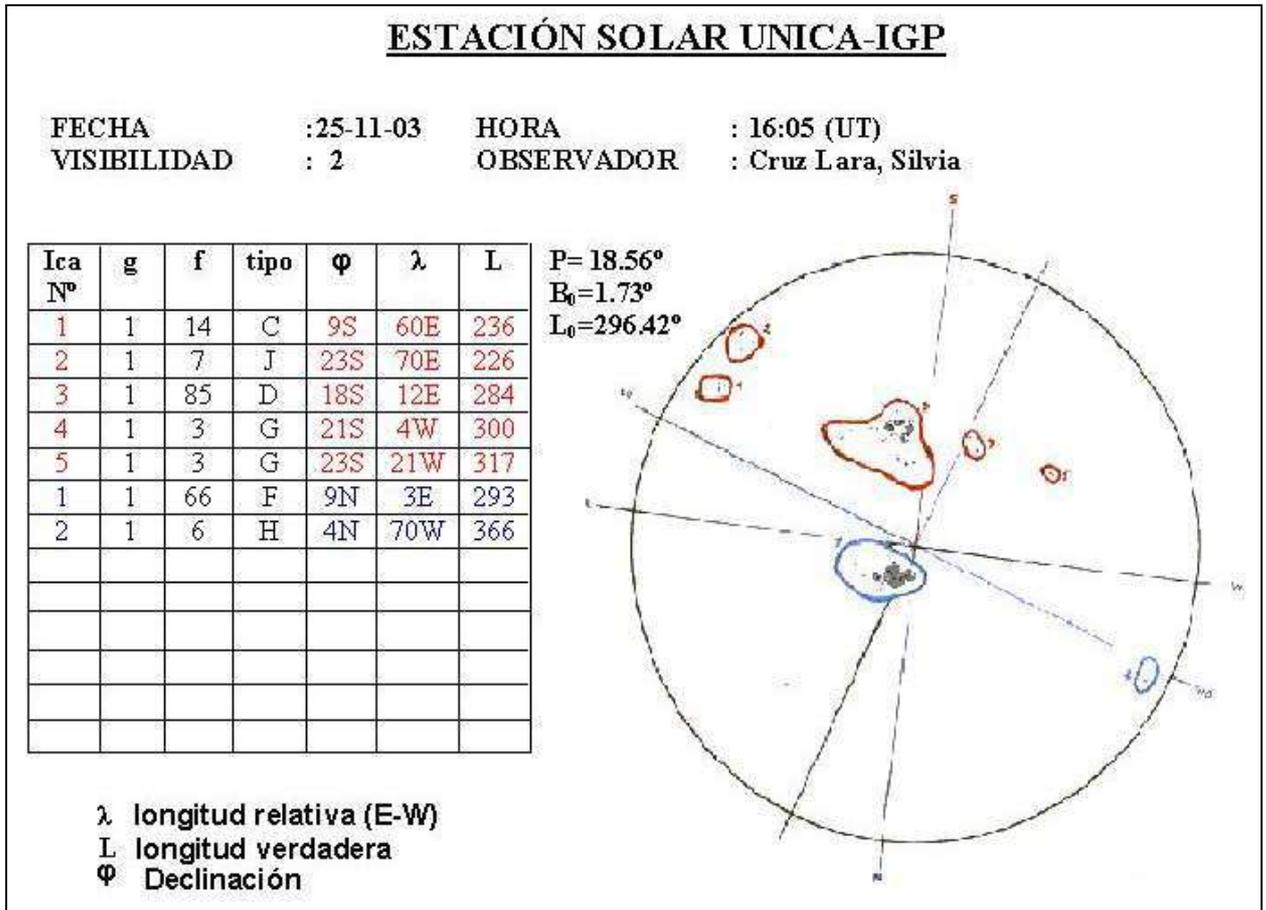


Figura 8. Ejemplo de uno de las tomas de datos en ICA

COMO LLENAR EL CUADRO DE LA IZQUIERDA (Figura 8)

Primero.- Introducir los datos como fecha, hora en tiempo universal al programa MICA para obtener el valor de P , B_0 , L_0 .

Segundo.- Introducir los datos como fecha, hora en tiempo universal al programa MICA para obtener el valor de

P , B_0 , L_0 , como lo describimos anteriormente.

Tercero.- Trazar una recta formando un ángulo P con el eje terrestre, para trazar el eje solar.

Cuarto.- Empezar a enumerar cada grupo de mancha, los del sur de color rojo y los

del norte de color azul y llenar la columna donde señala (Ica N°).

Quinto.-Contabilizar cuantas manchas hay en cada grupo y llenar la columna donde señala (f).

Sexto.-Determinar el tipo de mancha según la clasificación de Zurich.

Sétimo.-Se coloca la plantilla (Figura 5) sobre el dibujo y se determina su ubicación latitudinal S-N y se va llenando la columna donde señala (ϕ).

Octavo.-Sobre la plantilla determinaremos su longitud relativa E-W y luego llenar la columna donde señala (λ).

Noveno.-Para llenar la columna L realizamos dos pequeñas ecuaciones donde:

$$L = L_0 - \lambda, \text{ se resta si } \lambda \text{ esta en el E.}$$

$$L = L_0 + \lambda, \text{ se suma si } \lambda \text{ esta en el W.}$$

CONCLUSIÓN

Podemos concluir que las observaciones realizadas en la estación solar UNICA-IGP por el método de proyección solar nos ha permitido realizar un buen registro de manchas solares, es un método muy práctico de realizarlo.

La secuencia diaria de estos registros resulta fundamental para determinar la trayectoria de las manchas solares.

Sin embargo estos datos pueden contener errores que pueden ser por muchos factores, entre estos tenemos:

- Debido a la calidad del seguimiento.
- A la transparencia que el cielo puede presentar al momento de realizar las observaciones.
- Debido a las turbulencias que presentan como consecuencia del movimiento de la atmósfera.
- Debido a la estabilidad del tablero, donde se dibuja las manchas solares.
- A la experiencia del observador que le permite describir correctamente los grupos de manchas solares.

AGRADECIMIENTOS

Agradecimiento al Director de la Estación Telemétrica y Satelital de Ancón perteneciente al Instituto Geofísico del Perú Dr. Mutsumi Ishitsuka Komaki por permitirme realizar mis prácticas Pre-Profesionales en el Área de Astronomía y por sus enseñanzas impartidas durante el desarrollo del presente informe.

Al profesor Hugo Trigoso Aviles por su apoyo y enseñanzas.

BIBLIOGRAFIA

García de la Rosa, (1989). Apuntes de física solar, Instituto Astrofísico de Canarias, España.

Kaufmann; W. (1994). El Universo;
Cuarta Edición.

[Home Page de SOHO \(Solar and Heliospheric Observatory\)](#)

Priest, E. (1982). Solar Magneto
Hydrodynamics. D. Reidle Publishing
Company.

[Home Page de TRACE \(Transition Region and Coronal Explorer\)](#)

<http://www.spaceweather.com/>

Paginas Web consultadas:

<http://ciencia.nasa.gov>

[Página de Heliofísica de la Agrupación
Astronómica de Cáceres \(estadísticas
mensuales\)](#)

[Parhelio \(Registro de Actividad e
Información Heliofísica de AstroRed\).](#)

CÁLCULO DE LAS COORDENADAS HELIOGRÁFICAS MEDIANTE UN PROGRAMA EN FORTRAN

ISABEL LIZ CASTRO MERINO

Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas

Universidad Nacional del Callao

icastro@axil.igp.gob.pe

*Prácticas dirigidas por: Dr. Mutsumi Ishitsuka Komaki
Observatorio de Ancón – Área de Astronomía*

INTRODUCCION

Hoy en día, son muchos los astrónomos amateurs y profesionales que observan el Sol, mediante un telescopio. Por modesto que este sea el observador que se inicia en este campo de investigación, utiliza como mínimo un refractor de 60 mm de diámetro mejor si se tiene una montura ecuatorial y un motor de seguimiento.

Como el observador conoce el manejo del telescopio y los fundamentos teóricos del estudio del Sol, los métodos de observación que utiliza son: Proyección de Imagen, la utilización de filtros especiales situados delante del objetivo, o mediante telescopios reflectores especiales (sin aluminar).

El área de Astronomía del Observatorio de Ancón, en convenio con la Universidad San Luis Gonzaga de Ica, realiza las observaciones de manchas solares utilizando el método de Proyección de Imagen, y son realizados por estudiantes (observadores del sol), los mismos que vienen adquiriendo experiencia. El instrumento que utilizan es un Telescopio Refractor de distancia focal $f = 1050\text{mm}$ y

diámetro de abertura $d = 150\text{mm}$, y posee una montura ecuatorial y un motor de seguimiento (Lopez, 2005; Quispe, 2005).

El procedimiento observacional para determinar la posición de una mancha solar es: primero se determina la línea de declinación Este-Oeste terrestre. Para ello, se proyecta la imagen del Sol sobre una pantalla, luego señala la posición de la mancha en un extremo del campo de visión y deteniendo el seguimiento del telescopio, esperar que por el movimiento de rotación de la Tierra la sitúe al otro extremo del campo. Una paralela a esta recta que pase por el centro del Sol determina la posición E-W y su perpendicular la posición del polo Norte terrestre.

COORDENADAS HELIOGRÁFICAS

Para fijar la posición de un punto sobre la superficie terrestre utilizamos dos coordenadas: la latitud y la longitud. La latitud se mide desde el ecuador hacia los polos y desde 0° hasta 90° . Para la longitud, se fija arbitrariamente un meridiano origen (Greenwich) y, a partir

de él, se mide hacia el Este y el Oeste, desde 0° hasta 180° . Análogamente, en el Sol se definen una longitud y una latitud heliográfica.

La latitud se determina igual que en nuestro planeta: desde el ecuador solar hacia los polos y desde 0° hasta $\pm 90^\circ$. Para definir la longitud se hace preciso fijar un meridiano origen, pero como no hay ninguno especialmente privilegiado, se elige, por convenio, el meridiano correspondiente al nodo ascendente del ecuador solar sobre la eclíptica el 1 de enero de 1854 a las 12 h. La longitud se mide desde 360° hasta 0° hacia el Oeste, es decir, en el sentido de la rotación solar. Así, conociendo la latitud y la longitud heliográficas podemos determinar la posición de cualquier punto sobre la superficie solar.

Sin embargo, cabe resaltar que en el Sol no hay estructuras estáticas y que por tanto, lo normal es que las coordenadas de una mancha solar vayan variando con el tiempo. Si los ejes de rotación del Sol y la Tierra fuesen paralelos entre sí y perpendiculares a la eclíptica, el eje de rotación solar siempre se vería en dirección Norte-Sur y el ecuador solar sería una línea recta que pasaría por el centro del disco aparente. El eje terrestre está inclinado $23^\circ 26'$ y apunta hacia la estrella Polar, mientras que el eje de rotación solar está inclinado $7^\circ 15'$ y se dirige hacia un punto de la constelación de

Cefeo situado aproximadamente en $23h + 77^\circ$.¹

La combinación de ambos ángulos provoca, a lo largo del año, una desviación del eje solar respecto a la dirección Norte-Sur y una inclinación del ecuador respecto a la visual (Figura 1).

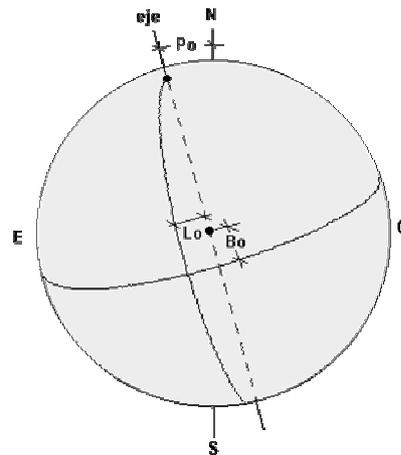


Figura 1. Ángulos P , B_0 , L_0 .²

Este aspecto tan distinto que presenta el Sol influye considerablemente a la hora de calcular las coordenadas de las manchas solares, pues lo que se mide en principio es la posición de esa mancha sobre el disco aparente. Para poder realizar posteriormente las debidas correcciones, se definen dos ángulos que caracterizan a la posición del sistema de coordenadas sobre el disco solar. El primero de estos ángulos se le asigna la letra P y es el

¹ Parahelio (Página de Observación Solar)
<http://www.astrocantabria.org/parhelio/doccoord.html>

² Página de la Asociación Larense de Astronomía, ALDA
http://www.tayabeixo.org/efemerides/efem_fis_sol.htm

ángulo de posición del extremo Norte del eje de rotación medido desde el punto Norte del disco, positivo hacia el Este y negativo hacia el Oeste. P puede variar a

lo largo del año desde $-23^{\circ}.32$ hasta $+23^{\circ}.32$.

En la Figura 2 aparece representado P con sus máximos valores:

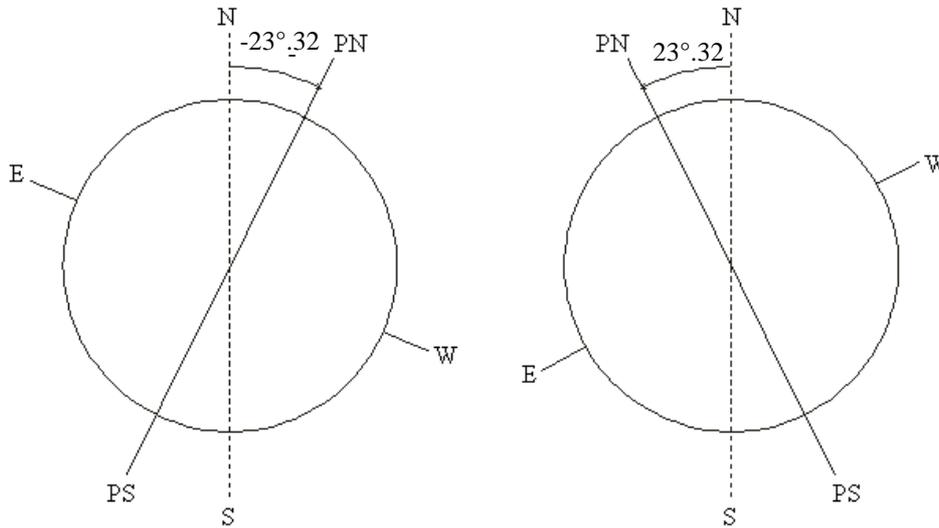


Figura 2. Representación de P.

El segundo ángulo se designa con la letra B_0 y es la latitud heliográfica del centro del disco. B_0 puede variar desde $-7^{\circ}.25$ hasta $+7^{\circ}.25$ y da idea de la inclinación del ecuador respecto a la visual (Choque, 2003).

Así, por ejemplo, $B_0 = -5^{\circ}$ significa que el ecuador pasa 5° al Norte del centro del disco (Figura 3).³

Se utiliza para la proyección la plantilla correspondiente al valor de " B_0 " según las efemérides del día de la observación para ello se utilizaran el Programa de cálculo de coordenadas heliográficas diseñado para este fin.

Para determinar las coordenadas de una mancha, todavía se necesita un tercer ángulo: la longitud del meridiano central, que se denota por L_0 . Puede variar desde 0° hasta 360° y, tal como se define la longitud heliográfica, va disminuyendo día a día a medida que el Sol gira.

La posición de la plantilla será aquella cuya " $B_0 =$ " (según efemérides) corresponda a la indicada en la parte superior derecha.

Para obtener ángulos P, B_0 , L_0 , mediante el programa del cálculo de coordenadas heliográficas, es necesario calcular previamente el día juliano.

³ *Métodos de Observación del Sol – Página de Heliofísica*
<http://idd008cq.eresmas.net/Pagina12.htm>

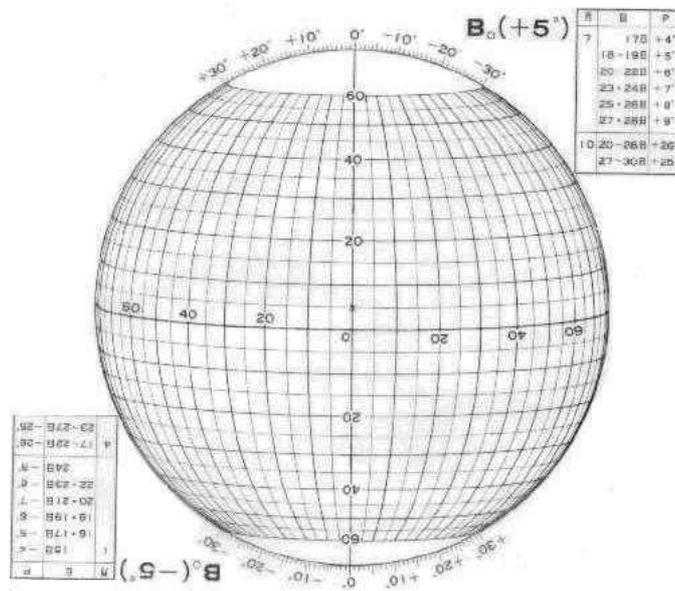


Figura 3. Plantilla para $B_0 = 5$ y -5

DIA JULIANO

Para fechar fenómenos astronómicos o históricos lejanos es difícil considerar los cambios que ha habido en el calendario. Como el día Juliano es una cuenta sucesiva de días, los astrónomos lo utilizan para determinar períodos de tiempo entre dos fechas. Así, un cálculo inicialmente complejo, se resuelve con una sencilla resta de números.

El inicio del día Juliano se determinó buscando la fecha en la cual coincidía el primer día de cada año. En 1582 Joseph Justus Scaliger encontró que ese día era el *1 de enero del año 4.713 aC*, y lo llamo día juliano en honor a su padre, Julius Cesar Scaliger (a diferencia del calendario juliano inventado por el emperador romano Julio Cesar).

Los días julianos cubren un ciclo de 7980 años contados a partir del mediodía del 1 de Enero de 4713 aC y es un calendario en que solo se cuentan los días en forma consecutiva, sin meses ni años; y que terminará el 31 de Diciembre de 3267. Este ciclo sale de multiplicar tres ciclos menores: uno de 28 años denominado solar, otro de 19 años que incorpora las fases lunares y uno de 15 años denominado de indicción.

El día Juliano, a diferencia de la fecha civil no cambia a la medianoche, sino al mediodía, siendo sus horas, minutos y segundos de igual duración. De aquí que para la medianoche de un día contado como fecha civil, ha transcurrido medio día en fecha Juliana.

Ejemplo: El día 27 de febrero del año 2003 es el inicio del día Juliano 2452697.5.⁴⁵

RUTINA PRINCIPAL DEL PROCESAMIENTO DEL PROGRAMA:

El procesamiento se realiza mediante el ingreso de los datos y el formato utilizado es numérico: Día (DD), Mes (MM), Año (YY), luego se ingresa la Hora (XE1), Minuto (XE2).

En primer lugar, se convierte los parámetros de fecha y hora y luego se procede a resolverlos generando la información del día juliano (jconver), después de este cálculo y se procede a calcular P, Bo, Lo y la oblicuidad.

El código contempla, además una función alternativa. Calculo solo del día juliano.

La Estructura y la visualización del programa principal y de las subrutinas de coordenadas heliográficas y día juliano son las siguientes: (Figuras 4, 5 y 6)

CONTROL DE CALIDAD DE LOS DATOS DEL PROGRAMA

Los datos obtenidos por el programa pueden contener errores uno puede ser por el método de procesamiento. Es por ello, que cualquier dato obtenido requiere pasar por un control de calidad, a fin de

determinar la confiabilidad de la información obtenida.

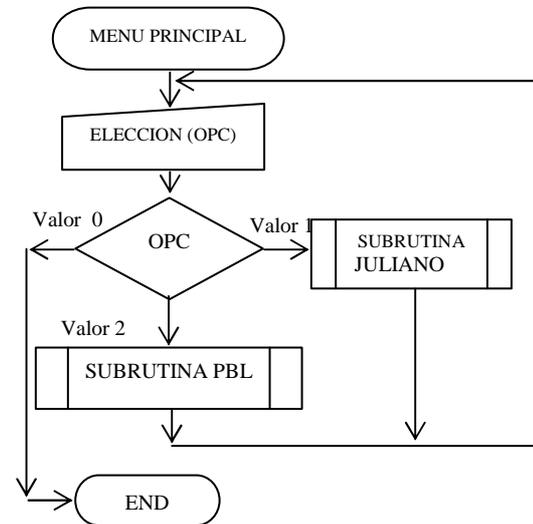


Figura 4. Estructura del Programa Principal de Cálculo de Coordenadas Heliográficas (Menú)

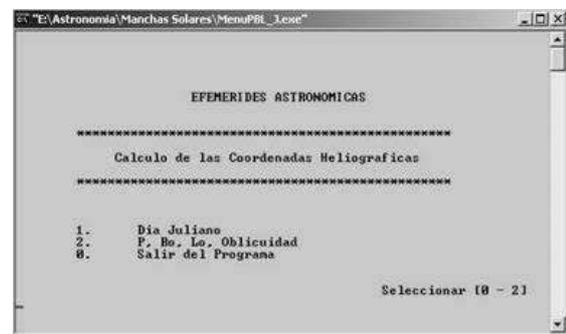


Figura 5. Visualización del Programa de Cálculo de Coordenadas Heliográficas (Menú)

El análisis que se realizó para el control de calidad de los datos fue comparar los datos obtenidos con el programa MICA y el programa realizado (Figura 7). Se considero que el programa MICA sería el más apropiado para la verificación.

⁴ El calendario y el día Juliano, Página del Instituto Nacional de Astrofísica, Óptica y Electrónica. <http://www.inaoep.mx/~rincon/juliano.html>

⁵ Día Juliano, Observatorio Astronómico " Ing. Ángel Di Palma", <http://oamm.50megs.com/maweb6.html>

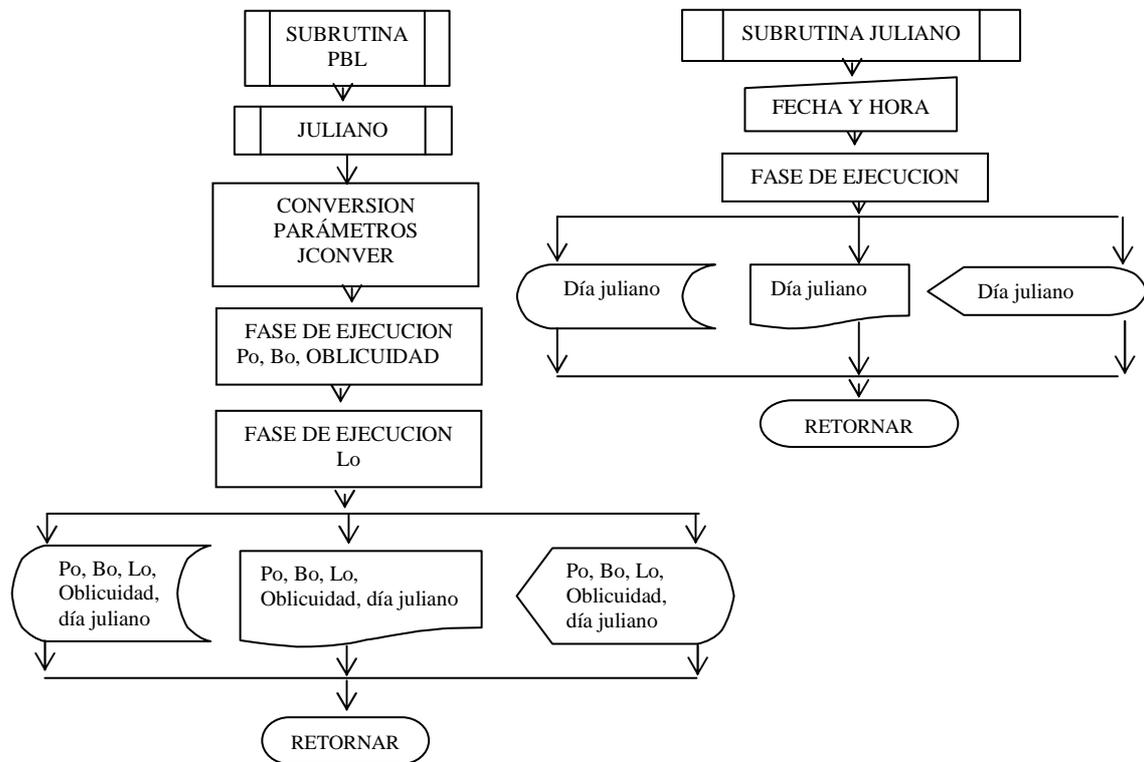


Figura 6. Estructura de la Subrutina PBL y Juliano

La base de datos analizados corresponde desde el 01 Enero de 1900 al 01 de Enero 2050 a horas 05:00 UT (intervalo tomado cada 10 años). Estos cálculos se realizaron para el día Juliano. Mientras que para los parámetros P, B₀ y L₀, los datos obtenidos son del 01 de Enero de 1990 hasta el 2005 (intervalo de 1 año) a horas 05:00UT. Comparando los parámetros P, B₀ y L₀, observamos que el error es: -0.01° a 0.01° para B₀ y L₀, mientras que para P el error es 0.0°

RESULTADOS DEL PROGRAMA

A continuación se exponen los resultados obtenidos al ejecutar el programa con los parámetros ingresados.

Todos los datos son almacenados temporalmente en memoria de la PC en un archivo de formato texto llamado "ResulCH.txt", también estos resultados son impresos por intermedio de una impresora instalada en el puerto LPT1 y son visualizados también en pantalla. Los datos de salida corresponden a grados, minutos tanto en la latitud como de la longitud (Figuras 8 y 9).

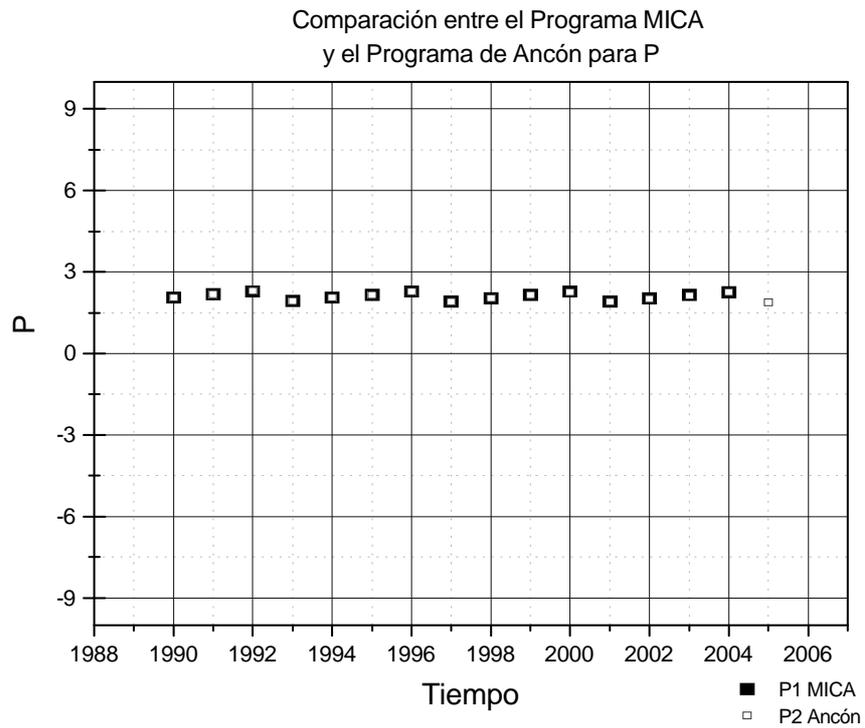
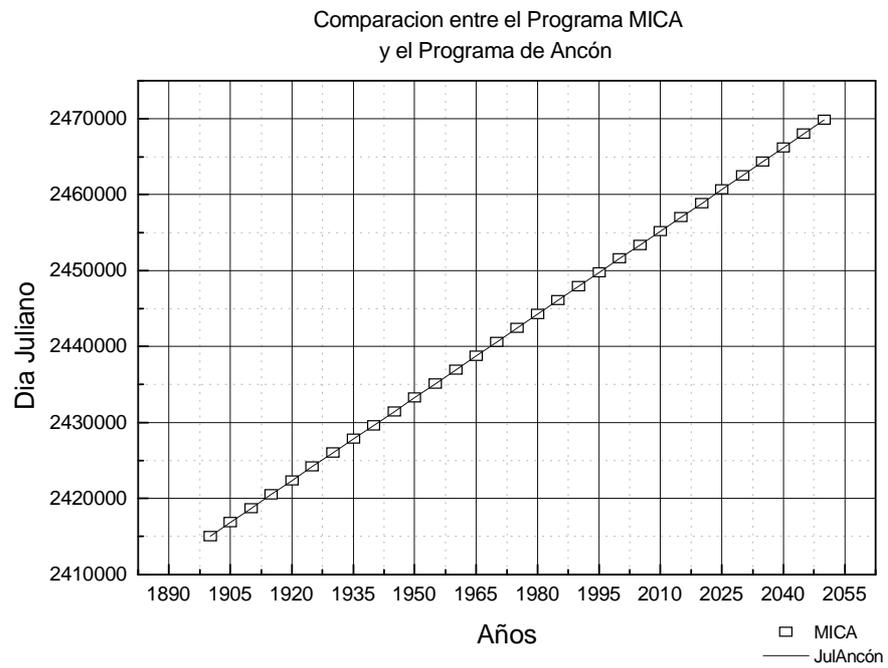


Figura 7. Comparación de los datos obtenidos con el programa MICA y el Programa desarrollado en Ancón.

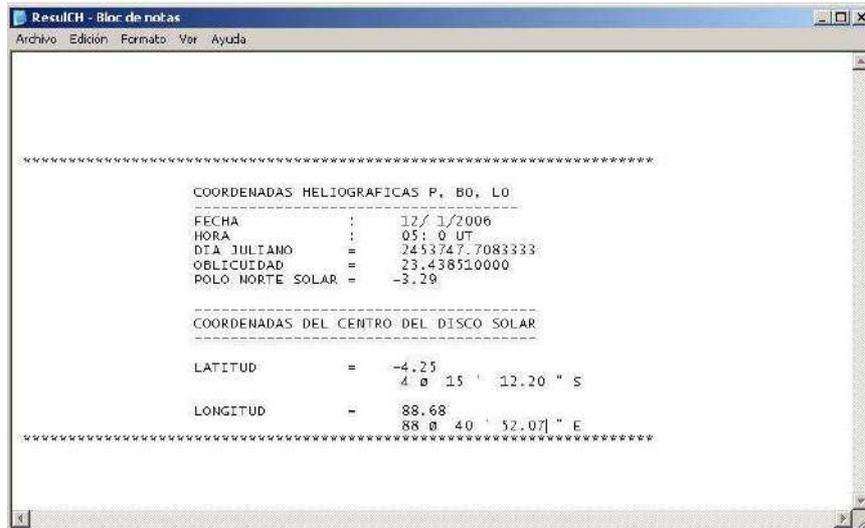


Figura 8. Visualización de los Resultados de la SubrutinaPBL en el Archivo ResulCH.txt.



Figura 9. Visualización del Resultado de la Subrutina juliano, en pantalla.

CONCLUSIÓN

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

Este programa consiste en calcular algunas efemérides solares, como el caso de las coordenadas heliográficas.

Con el desarrollo de este software obtenemos una herramienta muy importante que con el tiempo se podrá implementar valiéndonos de su código fuente, y se realizaría cambios en el

programa tanto en la presentación como completar nuevas funciones.

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento por el apoyo del Instituto Geofísico del Perú, mediante el uso de sus instalaciones. Al apoyo dado por el Director de la Estación Telemétrica y Satelital de Ancón, Dr. Mutsumi Ishitsuka, y al MSc. Hugo Trigoso, como también al Dr. José Ishitsuka del Observatorio Nacional de Astronomía del

Japón por el asesoramiento en la elaboración del presente informe.

A Dios, a mi familia, como a todo el personal de Ancón por su amistad y la colaboración que me brindan.

BIBLIOGRAFIA

Choque, E. (2003): Sistema de coordenadas para datos de Imagen solar. Compendio de trabajos de investigación realizados por estudiantes durante el año 2002. Vol.4, p.109-118.

García de la Rosa, I., (1989): Apuntes de Física Solar; Instituto Astrofísico de Canarias.

López, C. (2005): Procesamiento y Comparación de los Datos de Manchas Solares Registrados en el Observatorio de La Universidad Nacional de Ica. Compendio de trabajos de investigación realizados por estudiantes durante el año 2004. Vol.6.

Quispe, A. (2005): Descripción del Método de Proyección para el Conteo de Manchas Solares en la Estación Solar UNICA-IGP. Compendio de Trabajos de Investigación Realizados por Estudiantes durante el año 2004. Vol.6.

U.S. Naval Observatory, (1966): The American Ephemeris and nautical Almanac for the year 1968, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.

USO DE LAS RELACIONES DIFUSAS PARA ELABORAR MAPAS DE SUSCEPTIBILIDAD A DESLIZAMIENTOS

ADOLFO TACO HUAMANI
E. P. de Ingeniería Geológica
Universidad Nacional de San Agustín – Arequipa
ataco@axil.igop.gob.pe
at_aqp@hotmail.com

Prácticas dirigidas por: Ing. Juan Carlos Gómez Avalos.
Área de Procesos Internos de la Tierra

RESUMEN

El método es desarrollado primeramente con la obtención de un inventario de deslizamientos observados a partir de fotos aéreas y revisados en un minucioso trabajo de campo. Posteriormente se obtienen una serie de mapas temáticos denominados “mapas parámetros”, los cuales son transformados a un formato vectorial y luego son tratados mediante algoritmos difusos para finalmente obtener un mapa de susceptibilidad de deslizamientos. El ejemplo estudiado está ubicado en la región oeste del Mar Negro en Turquía; para el procesamiento de datos se utilizó un programa en Q-Basic llamado FULLSA. Los resultados, así obtenidos, muestran que la mayor parte del área de estudio se encuentra en zonas de muy alta susceptibilidad a ocurrencia de deslizamientos. Estos resultados son discutidos para la aceptación del método; así como su uso en diferentes localidades. En el Perú esta metodología aún no es usada pero existen las condiciones para su aplicación.

INTRODUCCION

Los deslizamientos de tierra son uno de los peligros geológicos más recurrentes y que afecta a diversas zonas del Perú y del mundo. Muchos poblados están asentados en las cercanías de deslizamientos conformando zonas de alto peligro. Por este motivo la elaboración de mapas de susceptibilidad de deslizamientos es una herramienta importante para el desarrollo urbano y su planificación; diversos métodos se han creado desde hace varios años empleando tanto análisis cualitativos basados en la experiencia del operador, como técnicas cuantitativas donde la precisión de la base de datos será fundamental para obtener un mapa de susceptibilidad confiable.

Debido a la complejidad del tratamiento de los datos obtenidos, la computación ha dado una importante ayuda y unida a los conceptos de lógica difusa ha sido difundida a varias aplicaciones entre ellas la elaboración de un mapa de susceptibilidad a deslizamientos. Se presenta el caso de un área en la región oeste de Turquía, zona propensa a deslizamientos.

MARCO TEORICO

En este apartado se describe brevemente los fundamentos en que se basan los siguientes temas: la susceptibilidad de deslizamientos, relaciones difusas y los

modelos de elevación digital, a fin de tener los conceptos claros para desarrollar el presente tema.

Susceptibilidad a deslizamientos.

La inestabilidad de taludes se da por el desequilibrio entre las fuerzas que actúan en un talud, éstas fuerzas están condicionadas por una serie de factores que actúan simultáneamente; esos factores pueden ser divididos en *factores internos*, que definen la tipología del deslizamiento y se relacionan con características intrínsecas y extrínsecas. Los *factores externos* actúan sobre el material y dan lugar a la modificación de las condiciones iniciales de estabilidad del talud, éstas pueden ser la infiltración de aguas, la sismicidad en la zona y las actividades antrópicas que alteran el equilibrio en el que se encuentra un talud. (Santacana 2001).

El término susceptibilidad hace referencia a la predisposición del terreno a la ocurrencia de deslizamientos sin implicar el aspecto temporal de éste (Santacana, 2001). El objetivo del análisis de susceptibilidad es la elaboración de un mapa de susceptibilidad de deslizamientos que está basado en la combinación de una serie de parámetros que van a contribuir a las características de la ladera y la

potencialidad a deslizarse. En cuanto a los métodos de evaluación de la susceptibilidad del terreno a la ocurrencia de deslizamientos la clasificación de éstos varia respecto a diversos autores (Hansen, 1984; Santacana, 2001) que se resumen en la tabla 1.

En la mayoría de estudios sólo se usan mapas de ciertos factores de inestabilidad que son denominados “parámetros” que se presentan en la tabla 2; y son clasificados en tres grandes grupos: Geológicos, Topográficos y Ambientales. Entre los parámetros geológicos tenemos: La *litología* permite conocer las características de los suelos y rocas. La formación geológica determina la presencia de materiales duros o de baja resistencia. La *proximidad a los elementos estructurales* como fallas, pliegues y juntas determinan zonas de acumulación de esfuerzos y debilitamiento del material. La *relación entre discontinuidades y taludes* permite reconocer el número de familias de discontinuidades y su asociación con la presencia de deslizamientos por ruptura planar cuña o vuelco. Además pueden actuar como conductores de corrientes de agua subterráneas.

Tabla 1. Métodos de evaluación de la susceptibilidad (Santacana, 2001)

Métodos	Base de análisis	Forma de análisis	Ventajas	Desventajas
Métodos determinísticos	Análisis de estabilidad en un talud específico aplicando métodos basados en el equilibrio límite o métodos numéricos para hallar el factor de seguridad.	Ensayos de laboratorio	Alta fiabilidad	Abarca un área muy pequeña y ocupa mucho tiempo
Métodos Heurísticos	Conocimiento a priori de los factores que producen la inestabilidad. Los factores son ordenados y ponderados de acuerdo a su importancia en la ocurrencia de deslizamientos.	Ponderación de factores	Rapidez para ser hecho por un experto	Depende altamente de la experiencia del experto, se debe tener un conocimiento inadecuado y subjetivo de la relación entre los factores ambientales y los deslizamientos
Aproximaciones probabilísticas	Relaciones observadas entre cada factor y su influencia con la distribución de deslizamientos actuales y pasados.	Análisis univariantes y multivariantes de los factores relacionados a la ocurrencia de deslizamientos.	Objetividad del método. Su veracidad depende de la calidad y cantidad de datos adquiridos	Coste de adquisición de datos.
Métodos geomorfológicos	Determinación de condiciones de estabilidad mediante técnicas geomorfológicas, cartografía y zonificación. Identificación y localización de deslizamientos y los procesos asociados directamente	Análisis de la densidad de deslizamientos Análisis de la actividad de deslizamientos Análisis de susceptibilidad geomorfológica a deslizamientos Análisis de las unidades de paisaje	Validez y detalle de los mapas resultantes del mapa realizado por un experto	Alto grado de subjetividad que depende de la experiencia del autor

Tabla 2. Parámetros que afectan la susceptibilidad a deslizamientos. (Ercanoglu, Gokceoglu, 2003)

Parámetros	Sub parámetros
Topográficos	Elevación topográfica
	Ángulo de talud
	Orientación del talud
	Distancia a la red de drenajes
	Forma del Talud
Ambientales	Tipo de vegetación
	Red de caminos principales
Geológicos	Litología
	Cercanía a elementos estructurales
	Relación entre discontinuidades y taludes

Dentro de los parámetros topográficos encontramos: el *ángulo de talud* referido a las pendientes; generalmente las

pendientes más pronunciadas tienen mayor probabilidad de deslizamientos. Esto no impide que ocurran deslizamientos en

pendientes suaves y viceversa, las pendientes más pronunciadas pueden no ser siempre las más peligrosas. *La orientación de las pendientes* (aspecto) se refiere a la dirección hacia la cual da cara la pendiente. Puede ser una medida indirecta de la influencia climática sobre las características hidrológicas del paisaje (Suárez, 1989). *La forma de la pendiente* esta clasificada en tres tipos: Planas, cóncavas y convexas. De la morfología de la pendiente depende si la carga es mayor (convexo) o menor (cóncava). *Los mapas de drenaje* de superficie indican los embalses de agua naturales y los hechos por el hombre y pueden mostrar el flujo de ríos (volumen, variaciones estacionales) y áreas irrigadas.

Los parámetros ambientales son: *La densidad de vegetación* representa zonas de humedad basada en la densidad de vegetación. *La red de vías principales* que muestran zonas donde se ha socavado una ladera para la construcción de vías.

Todos estos mapas son integrados a un Sistema de Información Geográfica, (SIG); definido como un conjunto de mapas temáticos de un área específica que permiten el mejor conocimiento de ésta (la ubicación de un punto en un mapa, es la misma en los demás); es decir, se cuenta con una base de datos georreferenciada.

Relaciones Difusas

La lógica difusa define los diversos grados de pertenencia de un elemento a un conjunto siguiendo patrones de razonamiento similares a la inteligencia humana, de esta forma conceptos convencionales como alto (1) y bajo (0) tienen para la lógica difusa variables como mediano, medianamente alto, etc; todos ellos dentro del rango [0,1].

Los conjuntos difusos (fuzzy sets) son aquellos que pueden contener elementos con grados parciales de pertenencia, definidos por una *función de pertenencia* cuanto más cerca esté $A(x)$ del valor 1, mayor será la pertenencia del objeto x al conjunto A ; a diferencia de los conjuntos clásicos (fuzzy crisp) donde un elemento puede pertenecer o no a un conjunto. Un elemento de un conjunto difuso se expresa de la siguiente manera:

(a/b) donde: a es el grado de pertenencia del elemento; y b es el elemento del conjunto

Un sistema difuso está conformado por variables de entrada y salida, reglas difusas, y un método de inferencia que permita obtener los valores de las variables de salida, cuando son conocidos los valores de las variables de entrada. Para relacionar conjuntos difusos se emplean

diferentes operadores, los más usados se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3. Principales operaciones en conjuntos difusos (Cardona, 2001)

Operación	Definición
Contención o Subconjunto	A es subconjunto de B si y solo si $\mu_A(x) \leq \mu_B(x)$, para todo x. $A \subseteq B \Leftrightarrow \mu_A(x) \leq \mu_B(x)$
Unión	La unión de los conjuntos difusos A y B es el conjunto difuso C, y se escribe como $C = A \cup B$ ó $C = A \text{ OR } B$, su función de pertenencia está dada por $\mu_C(x) = \max(\mu_A(x), \mu_B(x)) = \mu_A(x) \vee \mu_B(x)$
Intersección	La intersección de los conjuntos difusos A y B es el conjunto difuso C, y se escribe como $C = A \cap B$ ó $C = A \text{ AND } B$, su función de pertenencia está dada por $\mu_C(x) = \min(\mu_A(x), \mu_B(x)) = \mu_A(x) \wedge \mu_B(x)$
Complemento (negación)	El complemento del conjunto difuso A, denotado por \bar{A} ($\neg A$, $NOT A$), se define como $\mu_{\bar{A}}(x) = 1 - \mu_A(x)$
Producto Cartesiano	Si A y B son conjuntos difusos en X y Y, el producto cartesiano de los conjuntos A y B $A \times B$ en el espacio X x Y tiene la función de pertenencia $\mu_{A \times B}(x, y) = \min(\mu_A(x), \mu_B(y))$

Modelo de Elevación Digital (MED)

Un MED es una estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de la elevación del terreno. Los valores de elevación pueden ser manipulados digitalmente y desplegados en un monitor como una "malla" (o como un conjunto de "celdas"), a la que se asocian los valores de altura a cada una de las intersecciones de líneas de la "malla". Para este caso, la presentación visual es una vista isométrica.

Para el caso de que a las "celdas" de una cuadrícula "raster" se le asignen los valores correspondientes a los intervalos de alturas diferenciados por gamas, ya sea

de tonos de gris o de colores, la presentación gráfica puede ser en dos o tres dimensiones.

METODOLOGÍA DE ESTUDIO

En la elaboración de un mapa de susceptibilidad, la lógica difusa basa sus conceptos, en “el hoy y el pasado son la llave del futuro”; es decir que las condiciones que favorecieron un deslizamiento son las mismas que pueden favorecer otro suceso similar. Para la aplicación de las relaciones difusas en la elaboración de mapas de susceptibilidad se requiere conocer los factores que influyen en los deslizamientos; para ello se hace un inventario de deslizamientos a través de

A. *Taco*

fotografías aéreas a escala 1:15000 y un detallado trabajo de campo con la ayuda de un GPS de alta precisión trazándose los límites de estos desde la zona de arranque hasta la zona de acumulación. Luego se procede con la obtención de mapas temáticos que contienen información mencionada en la Tabla 3, estos mapas en adelante son llamados “mapas parámetros”. Estos mapas nos van a brindar información de las características de los deslizamientos .

Los mapas litológicos se obtienen durante el trabajo de campo, no se debe confundir con el plano geológico, pues lo que se desea es obtener las características de los distintos materiales en campo, así como la delimitación de las estructuras como fallas y diaclasas. Posteriormente estos son trabajados mediante estereografía para reconocer el número de familias y analizar la caída de rocas por caída planar en cuña o vuelco.

El mapa de proximidad a elementos estructurales, ha provocado intensos debates entre diversos autores para saber a que distancia se da la influencia de una falla, en algunos casos se elabora en el campo y en otros se toma una distancia de hasta 500 m a las fallas (Ercanoglu y Gokceoglu, 2003).

Los parámetros topográficos son obtenidos a partir del MED; en el caso de la distancia

a la red de drenajes se elaboran en campo o mediante una generalización de distancias. Este criterio no es empleado para el parámetro proximidad a elementos estructurales, debido a que la red de drenajes se puede tomar como un modelo de dos dimensiones en tanto que una falla se debe tener en cuenta la gran profundidad de las estructura es decir hay que tomarla en tres dimensiones.

Los parámetros ambientales como son: mapa de cobertura vegetal y red de vías principales son proporcionados por la entidad correspondiente o a partir de imágenes satelitales.

Todos estos planos son llevados al ordenador en un formato *.tiff para luego ser transformados a *.img usando cualquier programa que sirva para este propósito como ENVI, ERDAS, IDRISI, etc. Es decir transformarlos de un formato raster a un vectorial. Los mapas finales de inventario y “mapas parámetros” deben tener el mismo tamaño de píxel, se trabaja regularmente con el tamaño de píxel de 25 x 25 m para escalas de 1:25000.

El siguiente paso es el tratamiento de los datos y el cálculo de la relación de los distintos “mapas parámetro” con la ocurrencia de deslizamientos La asignación de valores se desarrollan

mediante diferentes métodos que sirven para determinar los valores de relación entre dos conjuntos difusos. A continuación se describen algunos de estos:

- **K-means**: Este método es descrito por Bezdek en 1981. reduce la suma de los errores cuadrados de cada clase bajo las condiciones siguientes:

$$\sum_{i=1}^k m_{ik} = 1 \quad i=1,2,\dots,n$$

$$\sum_{i=1}^n m_{ik} > 0 \quad k=1,2,\dots,c$$

$$\sum_{i=1}^n m_{ik} > 0 \quad k=1,2,\dots,c$$

Estos se definen en la siguiente función:

$$J = \sum_{i=1}^n \sum_{k=1}^c m_{ik}^{\phi} d^2(x_i, c_k)$$

donde: **n** es el número de datos,

ϕ , es el grado de fuzzificación

c, es el número de clases,

c_k , es el vector representando el centroide de clase

k, x_i , es el vector representando los datos individuales

$i d^2(x_i, c_k)$ es la distancia cuadrada entre x_i y c_k de acuerdo a la definición elegida de la distancia, que por simplicidad es denotada por d_{ik}^2 .

f es el exponente fuzzy en el rango **(1,∞)**.

La minimización de la función objetiva J proporciona la solución para la función de asociación:

$$m_{ik} = \frac{d_{jk}^{2f(\phi-1)}}{\sum_{j=1}^c d_{ij}^{2f(\phi-1)}} \quad i=1,2,\dots,n; k=1,\dots,c$$

$$c_k = \frac{\sum_{i=1}^n m_{ik}^{\phi} x_i}{\sum_{i=1}^n m_{ik}^{\phi}} \quad k=1,2,\dots,c$$

y

- **Método de la amplitud del coseno**:

El método de amplitud del coseno calcula la relación r_{ij} de los dos conjuntos mediante la ecuación siguiente:

$$\mu_{PRODUCT}(x) = \prod_{i=1}^2 \mu_i(x)$$

$$r_{ij} = \frac{\left[\sum_{k=1}^m x_{ik} \times x_{jk} \right]}{\sqrt{\left(\sum_{k=1}^m x_{ik}^2 \right) \times \left(\sum_{k=1}^m x_{jk}^2 \right)}}$$

El rango de valores de r_{ij} varía de 0 a 1, donde los valores cercanos a 0 indican desemejanza entre los dos conjuntos y los valores de r_{ij} cercanos a 1 señalan la similitud entre los dos conjuntos difusos.

- **Operador γ** A diferencia de los operadores AND y OR, en los que solo uno de los conjuntos difusos comparados tienen efecto en la resultante, el operador γ se obtiene un valor entre el producto algebraico difuso. El operador γ está definido por:

$$\mu_{\gamma}(x) = [\mu_{SUM}(x)]^{\gamma} \times [\mu_{PRODUCT}(x)]^{1-\gamma}$$

donde: $\mu_{SUM}(x) = 1 - \prod_{i=1}^2 \mu_i(x)$, y

La determinación del valor óptimo esta estrechamente asociado al grado de

compensación entre los dos niveles de confianza extremos que queda a criterio de la persona. En caso de que $\gamma = 1$ (compensación plena) o $\gamma = 0$ (sin compensación) estos operadores son equivalentes a la suma algebraica difusa o al producto algebraico difuso respectivamente (Figura 1)

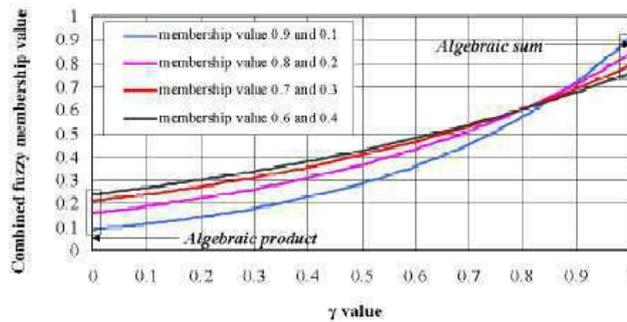


Figura 1. Descripción gráfica de la función de reacción difusa obtenida de la combinación de dos funciones usando el operador γ (Hoon Chi, Wook Park, Wook Park, 2002)

- **Producto Cartesiano:** La fuerza de relación no está definida por una función típica sino como una función de asociación definida en el intervalo [0,1] (Ercanoglu y Gokceoglu, 2003). Esta relación se expresa como:

$$A \times B = R \subset X \times Y$$

$$\mu_R(x,y) = \mu_{A \times B}(x,y) = \min(\mu_A(x), \mu_B(y))$$

donde μ_R es el grado de pertenencia de la Función de Relación

Finalmente se procede a llevar los resultados a un lenguaje de susceptibilidad (alta, moderada, etc) para la visualización

del mapa de susceptibilidad a deslizamientos.

APLICACIÓN DE LAS RELACIONES DIFUSAS EN TURQUÍA

El área del estudio se localiza en la Región Oeste del Mar Negro (una de las áreas más potenciales a deslizamientos en Turquía). Empieza al norte de Yenice que está localizado aproximadamente 70 Km. al NW de la ciudad de Karabuk y se extiende en dirección NE hacia Kumluca (Figura 2). Abarca un área de 275,4 km². La descripción de las unidades geológicas se muestran en la columna estratigráfica de la Figura 3, la formación Ulus es la más

extensa abarcando el 90% del área de estudio. El Flysch Superior Cretáceo es muy susceptible a deslizamientos debido al intemperismo; pero, ningún deslizamiento es observado en las cuestas escarpadas o partes inalteradas de esta formación. Las calizas arcillosas del Maastrichtiano–Eoceno inferior (formación Alapli), el flysch eoceno (formación Caycuma) y el Cuaternario aluvial son formaciones que están sobre la Formación Ulus y sus extensiones regionales son 4.2, 1.3 y 19.3 km², respectivamente (Ercanoglu y Gokceoglu, 2003). El plano geológico se muestra en la Figura 5a.



Figura 2. Ubicación de la zona de estudio.

En cuanto a geomorfología, las estructuras (fallas, pliegues, etc.), tienen una dirección predominantemente NE–SW. Las corrientes de los drenajes en la región no sólo acarrear productos del intemperismo sino también erosionan la punta del pie de los taludes que pertenecen a unidades

débiles de flysch. Los ríos principales en la región son el río Filyos y el río Kocanoz (Figura 3).

Las elevaciones topográficas en el área de estudio varían entre 45 y 1071 m. Los territorios más altos son más escarpados (>40° de pendiente), en tanto que en las elevaciones inferiores, las pendientes son mas suaves.

La orientación del talud es generalmente hacia el SE y NW. Las características de uso de tierra varían con la elevación y con la inclinación del talud.

En efecto, las elevaciones más altas son principalmente cubiertas por bosques de roble y de la haya, mientras las tierras inferiores se hacen estériles debido a los efectos humanos como la agricultura, caminos que cortan, etc. además de muchos pueblos dispersados, los establecimientos principales en la región son Yenice, Kumluca y Yortanpazari (Ercanoglu y Gokceoglu, 2003).

Preparación del inventario de deslizamientos y parámetros.

Los parámetros Geológicos (figura 4) se realizaron mediante el estudio de fotos aéreas y trabajo de campo; En la elaboración del mapa de proximidad a los

A. Taco

elementos estructurales se usan distancias de 0, 50, 150, 300 y 500 m.

El mapa de relación de discontinuidades se obtuvo mediante el programa DIPS notándose tres familias de discontinuidades.

Los parámetros topográficos (figura 5) se extraen a partir del MED se preparan mediante el programa SURFER v7.9; La distancia a la red de drenajes se emplea una distancia de hasta 165 m para ríos principales, 75 m para ríos de segundo orden y 40 para los de tercer orden; este procedimiento se efectúa mediante la siguiente fórmula:

$$(x_1 + x_2 + x_3 + \dots + x_n)/n_1 = x_{avg}, \quad \text{para ríos de primer orden;}$$

$$(y_1 + y_2 + y_3 + \dots + y_n)/n_2 = y_{avg}, \quad \text{para ríos de segundo orden; y}$$

$$(z_1 + z_2 + z_3 + \dots + z_n)/n_3 = z_{avg}, \quad \text{para ríos de tercer orden.}$$

Los parámetros ambientales (figura 6) se extrajeron de la información proveniente de las instituciones pertinentes (Dirección General de Bosques y Servicios Rurales de Turquía)



Figura 3. Columna Estratigráfica de la zona

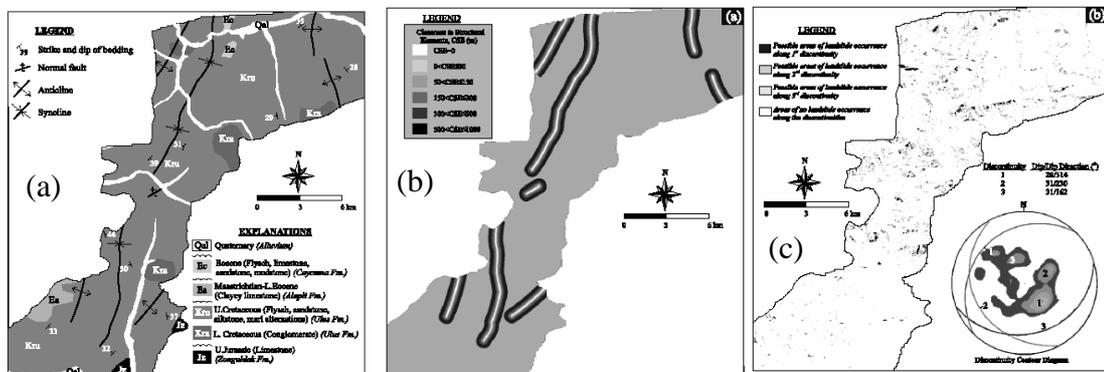


Figura 4. Parámetros geológicos: (a) Litología, (b) cercanía a elementos estructurales y (c) relación de discontinuidades

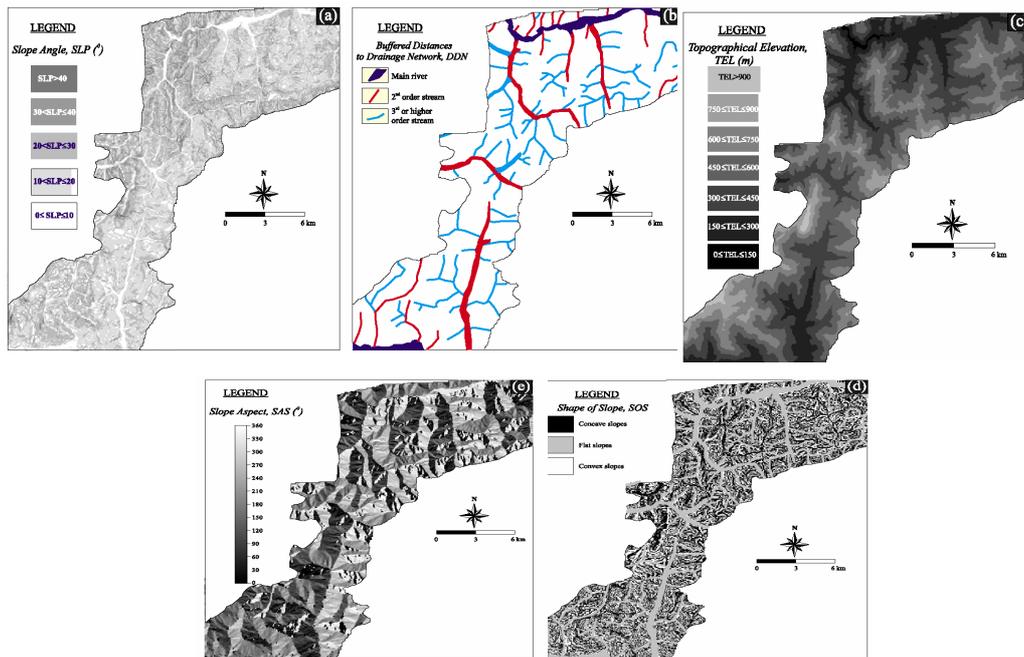


Figura 6. Parámetros ambientales: (a) Cobertura vegetal y (b) red de caminos principales

Todos estos planos son llevados de un formato *.tiff a al formato *.IMG mediante el programa IDRISI, este extrae una base de datos para los cálculos posteriores con el programa FULLSA (Aplicación de la lógica difusa en aspectos de susceptibilidad a deslizamientos) que es utilizado para el procesamiento de los datos obtenidos a partir de los “mapas parámetro” y el inventario de deslizamientos. FULLSA está escrito en Q- basic y la función de cada módulo se describe a continuación en orden de procesamiento de información:

El Módulo Asign Asigna el valor 1 a todos los píxeles que se encuentran dentro de las áreas de deslizamientos y 0 en caso contrario, tanto para el inventario de deslizamientos como para cada “mapa parámetro”.

El Módulo Rel: Hace uso del método de amplitud del coseno para relacionar cada subparámetro con la ocurrencia de deslizamientos, asigna el valor de relación r_{ij} . Valores cercanos a 1 indican una relación muy fuerte con la ocurrencia de deslizamientos, nótese que si solo fuese un parámetro responsable del deslizamiento el valor de r_{ij} sería 1.

El Módulo CP: Usa el operador difuso Producto Cartesiano para comparar los archivos de datos de los parámetros de par en par para todos los píxeles. Los productos cartesianos en cada parámetro se calcula tomando el valor mínimo de los elementos binarios almacenándose en una archivo fin*.dat.

El módulo MAX emplea los archivos fin*.dat que se abren juntos, y semejante al

operador difuso OR (máximo) los valores máximos son calculados para cada píxel analizado y para cada combinación de parámetro. Estos valores son empleados para representar la susceptibilidad a deslizamientos. El motivo del empleo del valor máximo es evaluar el parámetro que más afecta en la evaluación de susceptibilidad a deslizamiento.

Posteriormente los valores de la data son normalizados para el intervalo [0,1] y se dividen en cinco clases diferentes de

susceptibilidad de deslizamiento (Varnes, 1978). El mapa de susceptibilidad terminado se muestra en la figura 8. Los resultados muestran que un 9,6% del área de estudio es clasificado como susceptibilidad muy alta; el 10.3 % como susceptibilidad alta, el 8.9 % como susceptibilidad moderada, el 27.5 % como susceptibilidad baja y el 43.8 % como susceptibilidad muy baja o áreas no susceptibles. (figura 7 y Tablas 4 y 5)

Tabla 4. Base de datos mostrando las características de los deslizamientos de tierra de acuerdo a los parámetros considerados

Parámetros	Area (Km ²)	N° de píxeles	N° de píxeles expuestos a deslizamientos
Inventario			
Deslizamientos	19.2	30681	30681
No deslizamientos	256.2	409967	0
Litología			
Aluviales	19.3	30880	0
Formación Caycuma	1.3	2080	0
Formación Alapli	4.2	6720	0
Formación Ulus (Cretáceo superior)	237.4	379840	30681
Formación Ulus (Cretáceo inferior)	10.9	17440	0
Formación Zonguldak	2.3	3688	0

Tabla 5 . Grados de relación de los parámetros con los deslizamientos

Parámetros	Archivo de datos N°	Relacion r _{ij}
Inventario		
Deslizamientos	1	-
Proximidad a elementos estructurales, PEE (m)		
PEE = 0	2	0.122
0<PEE≤50	3	0.085
50<PEE≤150	4	0.123
150<PEE≤300	5	0.156
300<PEE≤500	6	0.182
500<PEE≤1000	7	0.302

Para la verificación de los resultados se abren los archivos de inventario y los archivos de datos de susceptibilidad final. Se asigna el valor de 1 a los píxeles dentro del deslizamiento y 0 al resto y se calcula el r_{ij} con el archivo final. El resultado obtenido es 0.867, valor que indica alto grado de similitud en el rango [0,1]. Además RMSE (error de mínimos cuadrados) definido por la fórmula:

$$RMSE = \sqrt{(1/N) * \sum_{i=1}^N (y - y')^2}$$

Donde: y es la salida observada e;
 y' es la salida predicha.

Este valor define la relación de los resultados obtenidos, una buena relación arroja valores próximos a 0. Así se obtiene un RMSE=0.284, que indica que el mapa de susceptibilidad realizado muestra resultados confiables. Además los resultados a escala regional de la zona muestran también la predominancia de zonas de susceptibilidad altas o muy altas.

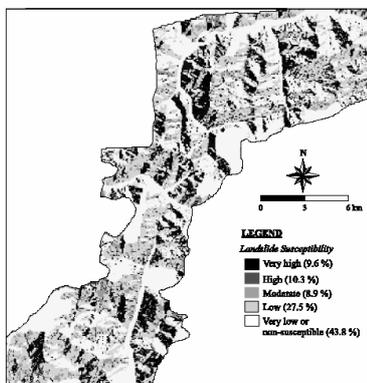


Figura 7. Mapa de susceptibilidad del área de estudio

OTROS ESTUDIOS

Básicamente en todos los casos el principio de la obtención de los “mapas parámetros” es similar, siendo variable la forma de tratamiento de datos, es por ello que se menciona el método empleado. Así tenemos **En Irán** se ha aplicado este método para el área de Kakan (Tangestani, 2003) donde se utiliza el operador difuso γ para el tratamiento de datos. **En China** A-Xing Zhu, Rongxun Wang, Jianping Qiao, Yongbo Chen, Qiangguo Cai y Chenghu Zhou también han empleado este método para elaborar un mapa de susceptibilidad a deslizamientos de tierras para el área de Three Gorges aunque no menciona el algoritmo usado, éste se combina con herramientas GIS. **En Estados Unidos:** Pece V. Gorsevski, Paul E. Gessler, y Piotr Jankowski en el 2003 presentaron un estudio para el área de Clearwater National Forest en Idaho central, este estudio fue tratado mediante el método k-means.

En el Perú la elaboración de mapas de susceptibilidad a deslizamientos son desarrolladas por el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico INGEMMET y el Instituto Geofísico del Perú; el primero para escalas regionales y el segundo para trabajos a nivel de cuencas (ejemplo: valle del Colca). Sin embargo las relaciones difusas no se han empleado para el tratamiento de datos, pero existe la

posibilidad de ser aplicada porque se cuentan con la mayoría de parámetros requeridos.

DISCUSION

El uso de operaciones difusas para relacionar los parámetros a la ocurrencia de deslizamientos permite una fácil obtención de resultados con un programa con funciones similares a las del FULLSA; una mejor comprensión del método exige un buen conocimiento de la lógica difusa y su uso en otras aplicaciones.

La lógica difusa como terminología no tiene límites definidos, en tanto aquí la división en cinco clases no concuerda con las bases de esta lógica. Las razones del autor para hacer esta clasificación son sólo mostrar el resultado del mapa de susceptibilidad. De esta forma la función de susceptibilidad podría estar graficada como se muestra la Figura 8:

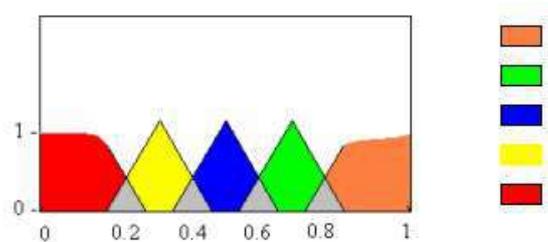


Figura 8. Función de la susceptibilidad a deslizamientos

CONCLUSIONES

- Las relaciones difusas son una forma de inteligencia artificial que se adapta a

estudios de mitigación de peligros geológicos, como es el caso de elaboración de mapas de susceptibilidad a deslizamientos.

- Los resultados obtenidos en diversas zonas hacen suponer que las relaciones difusas son una metodología confiable en la elaboración de un mapa de susceptibilidad a deslizamientos. Sin embargo, se requiere una adecuada base de datos para su aplicación.

- Se debe tener en cuenta el cuidado prolijo de la información obtenido en campo, una buena resolución del MED y el adecuado tratamiento de datos

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Instituto Geofísico del Perú por permitirme realizar mis prácticas Pre-Profesionales en el Área de Procesos Internos de la Tierra.

BIBLIOGRAFIA

A-Xing Zhu, Rongxun W., Jianping Q., Yongbo, Ch., Qiangguo, C. and Chenghu, Z. (2003). "Mapping Landslide Susceptibility In The Three Gorges Area, China Using Gis, Expert Knowledge And Fuzzy Logic" Gis and remote sensing in hydrology, water resources and environment (proceedings of icgrhwe held at the three gorges dam, china. Iahs publ. 289, 2004, 385-391.

- Ercanoglu, M. and Gokceoglu C. (2003) "Landslide Susceptibility Mapping For The South Of Kumluca (West Black Sea Region, Turkey) By Statistical Index Method". International Association for Mathematical Geology.
- Ercanoglu, M. and Gökçeoğlu, C., (2002). "Assessment of landslide susceptibility for a landslide prone area (north of yenice, nw turkey) by fuzzy approach". [Environmental Geology](#) , 41, 720-730.
- Ercanoglu M. and Gokceoglu, C. (2004) "Use of fuzzy relations to produce landslide susceptibility map of a landslide prone area (West Black Sea Region, Turkey)" www.elsevier.com/locate/enggeo
- Felícísimo, A. "El Modelo digital de elevaciones" Área de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría Universidad de Extremadura (España) www.etsimo.uniovi.es/~feli/CursoMDT/Tema_2.pdf
- Hansen A., (1984). Landslide hazard analysis. In: Brunnsden D., and Prior D.B., (Editors), Slope instability. Wiley, New York, 523-602
- Suarez, J. (1989) "Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales" UIS ediciones, Colombia.
- Kwang-Hoon Chi, Kiwon Lee, and No-Wook Park, (2002) Landslide Stability Analysis and Prediction Modeling with Landslide Occurrences on KOMPSAT EOC Imagery Korean Journal of Remote Sensing, Vol.18, No.1, pp.1~12
- Kwang-Hoon Ch., No-Wook P., Chang-Jo Ch. (2002). "Fuzzy Logic Integration For Landslide Hazard Mapping Using Spatial Data From Boeun, Korea "Geospatial Theory, Processing and Applications ISPRS Commission IV, Symposium 2002Ottawa, Canada, Julio 2002.
- Santacana, N. (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 para obtener el título de Geología, Universidad Politécnica de Cataluña, 2001
- Tangestani Majid H. (2003) "Landslide Susceptibility Mapping Using The Fuzzy Gamma Operation In A Gis, Kakan Catchment Area, Iran" Map India Conference 2003.

USO DE LOS SIG EN EL ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD Y PREDICCIÓN DE DESLIZAMIENTOS

IRMA CRISTINA CERECEDA QUINTANILLA

E. P. de Ingeniería Geológica
Universidad Nacional de San Agustín – Arequipa
cristina_cerecedaquintanilla@yahoo.es

Prácticas dirigidas por: Ing. Juan Carlos Gómez Avalos.
Área de Procesos Internos de la Tierra

RESUMEN

Los deslizamientos son peligros geológicos que causan serios daños materiales y pérdida de vidas. Los desastres que originan la ocurrencia de estos eventos pueden minimizarse adoptando medidas de prevención teniendo un buen conocimiento de las características de su evolución y los factores que intervienen en su desarrollo.

Existen numerosos métodos de análisis sobre deslizamientos, en este artículo se presentan dos métodos: probabilístico y determinístico.

El primero es útil para lograr una zonificación de las áreas con mayor susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos, mediante la evaluación de los factores causantes y el inventario de dichos eventos, todo esto compilado mediante el procesamiento de los datos usando los Sistemas de Información Geográfica (SIG). El segundo método obtiene información sobre el grado de estabilidad de las laderas, a partir de parámetros mecánicos e hidrológicos del suelo, así como también permite alcanzar un modelamiento del comportamiento de las laderas bajo diferentes regímenes de precipitación.

Ambos métodos fueron empleados en Xiaojiang Watershed, China, en donde los resultados alcanzados son bastante positivos.

La aplicación de estos métodos en el Perú, es viable, porque existen instituciones relacionadas a las geociencias que trabajan en estas áreas de investigación.

INTRODUCCIÓN

Durante los últimos años el estudio de los deslizamientos han cobrado mayor importancia, puesto que son considerados como uno de los peligros geológicos que generan grandes pérdidas, tanto humanas como de bienes. Estos eventos pueden ser controlados teniendo en cuenta planes de prevención a través del estudio de las zonas potenciales a la ocurrencia de estos fenómenos.

De esta forma para la evaluación de las características y el comportamiento de las

laderas, se han desarrollado una serie de metodologías que involucran métodos determinísticos como probabilísticos.

En este trabajo se presenta el análisis de la susceptibilidad de los deslizamientos en base al método del Factor de Certeza (FC) que incluye el cálculo de un factor de seguridad, en tanto que la predicción de los deslizamientos se logra mediante la estimación del Índice de Estabilidad a partir de la combinación de los modelos de Estabilidad Infinita de Taludes y el modelo Hidrológico.

MARCO TEORICO

Los principios de los modelos y temas a partir de los cuales se desarrollaron los métodos utilizados en este artículo, se mencionan a continuación:

Susceptibilidad de deslizamientos

La susceptibilidad es la potencialidad de un terreno o área a la ocurrencia de deslizamientos y no implica el aspecto temporal del fenómeno (Lana, et al 2004).

En el estudio de la susceptibilidad de los deslizamientos se consideran tres aspectos importantes:

- * Inventario de los deslizamientos.
- * Topografía de la zona de estudio.
- * Análisis de los factores de ocurrencia.

La metodología usada para el estudio de la susceptibilidad de los deslizamientos de ladera es un proceso de análisis de los factores que los condicionan, y que logran interrelacionarse en función al Factor de Certeza. Los sistemas de información geográfica permiten realizar dicho análisis mediante superposición de mapas temáticos de los diferentes factores condicionantes, gracias al establecimiento de bases de datos asociadas.

Factores de ocurrencia

Son aquellos factores que contribuyen en la ocurrencia de un deslizamiento, para

incorporar dichos factores en un estudio depende de la experiencia del investigador.

En este estudio se han considerado 4 factores, pero en otras zonas estos pueden variar (Santacana, 2001).

Litológicos

Este grupo corresponde a la tipología de la roca que están definidos por la composición mineralógica, cristalografía y textura de la roca.

Estructura de la masa rocosa

Comprende las propiedades físicas que presentan las rocas (discontinuidades, fracturas, porosidad, humedad, ángulo de fricción interna, cohesión, etc).

Distancia a la falla principal

Los efectos de este factor obedecen al grado de actividad de la falla.

Geomorfología del talud

Corresponde a las características morfológicas del talud (ángulo, la dirección y altura), que se desprenden a partir de un mapa topográfico.

Modelo del factor de certeza

Es una función de probabilidades que se emplea en el manejo de la combinación de los diversos parámetros o factores que actúan en un deslizamiento (Lana, et al 2004).

$$FC = \begin{cases} \frac{PP_a - PP_s}{PP_a (1 - PP_s)} & \longleftrightarrow PP_a \geq PP_s \\ \frac{PP_a - PP_s}{PP_s (1 - PP_a)} & \longleftrightarrow PP_a < PP_s \end{cases}$$

Donde:

pp_a : número probable de deslizamientos por cada factor de ocurrencia.

pp_s : número probable de deslizamientos en el área total de estudio.

Y:

$$Ppa = \frac{\text{Área de deslizamientos por cada clase del factor de ocurrencia}}{\text{Área de cada clase de factor de}} \\ Pps = \frac{\text{Área total de deslizamientos por cada factor de ocurrencia}}{\text{Área total de la zona de estudio}}$$

El rango de valores del FC oscila entre (-1,1); donde los valores que se aproximan a -1, indican que existe menor probabilidad en la ocurrencia de los deslizamientos; para los que se acercan a 0, incrementa la incertidumbre en la ocurrencia y cuando se

aproximan a 1 aumenta la probabilidad de la ocurrencia de un deslizamiento.

La Tabla 1 muestra la clasificación de los peligros en función al FC.

Grado	Rango	Descripción	Clase de peligro
1	-1 a -0.5	Mínima certeza en la ocurrencia de un deslizamiento.	Alta estabilidad
2	-0.5 a -0.05	Baja certeza en la ocurrencia de un deslizamiento.	Mediana estabilidad
3	-0.05 a 0.05	Incertidumbre. Los valores de FC dentro de este rango representan un intervalo en el cual la certeza en la ocurrencia de deslizamientos no puede ser expresado.	Incertidumbre
4	0.05 a 0.3	Baja certeza en la ocurrencia de un deslizamiento.	Baja inestabilidad
5	0.3 a 0.8	Mediana certeza en la ocurrencia de un deslizamiento.	Mediana inestabilidad
6	0.8 a 1	Alta certeza en la ocurrencia de un deslizamiento.	Alta inestabilidad

Estabilidad de laderas

En este punto se definen de manera general los principios de los modelos estadísticos-matemáticos, a partir de los cuales se puede conocer el grado de

estabilidad de laderas mediante el uso del modelo SINMAP, basado principalmente en el concepto de Factor de seguridad (FS), donde el FS se define como la relación que existe entre la resistencia al corte del suelo o roca y los esfuerzos

cortantes a lo largo de una superficie de falla (Pack, et al 1998).

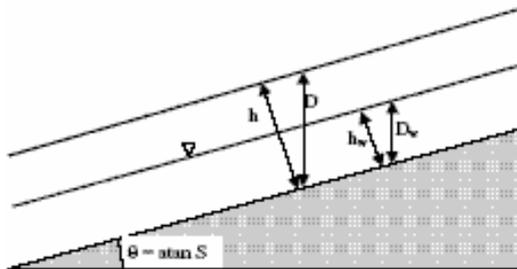
Modelo de Estabilidad Infinita de Taludes

Se basa en el equilibrio de las componentes de gravedad con las fuerzas de fricción y cohesión sobre un plano paralelo a la superficie del talud (suelo).

La influencia de los parámetros, para este modelo se da bajo la siguiente ecuación:

$$FS = \frac{C' + \cos^2\theta(1 - wr)\tan\phi}{\text{sen}\theta\cos\theta}$$

La Figura 1 representa de manera esquemática los elementos que intervienen en este modelo.



$$\begin{aligned} h &= D \cos\theta \\ w &= D_w / D = h_w / h \\ C &= (C_r + C_s) / (h\rho_s g) \\ r &= \rho_w / \rho_s \end{aligned}$$

Figura 1. Relaciones geométricas del principio de estabilidad infinita de taludes

Modelo Hidrológico (TOPMODEL)

El modelo TOPMODEL se fundamenta en la influencia que ejercen los parámetros hidrológicos sobre la estabilidad de un talud, a partir del índice topográfico de humedad; definido por la siguiente ecuación (Pack, et al 1998) :

$$w = \text{Min}\left(\frac{R a}{T \sin\theta}, 1\right)$$

- donde:
 a: área de captación específica
 R: recarga
 T: Transmisividad
 θ: ángulo del talud

Índice topográfico de humedad

El contenido de humedad del suelo varía de acuerdo a la topografía de la zona, la vegetación y el clima; por tanto, cuanto más grande sea el área expuesta a las lluvias y menor sea su inclinación, la humedad será mayor.

El modelo TOPMODEL considera lo siguiente: El área de captación que contribuye al flujo sigue las gradientes topográficas, en tanto que la descarga lateral en un punto esta en equilibrio con la recarga constante, y la transmisividad y el ángulo de talud rigen el comportamiento del área de captación, Figura 2.

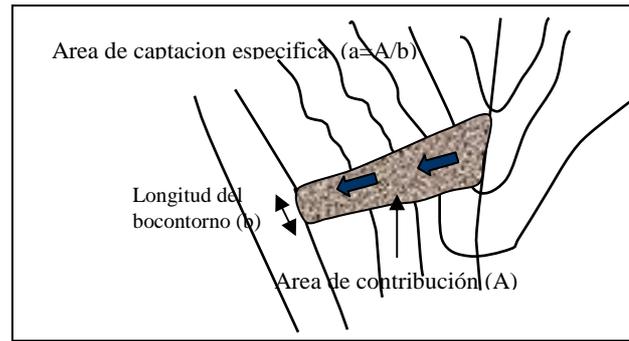


Figura 2. Área de captación específica

Modelo SINMAP

El cálculo de FS se logra haciendo uso y reemplazando las ecuaciones de los modelos anteriores, se obtiene la siguiente relación:

$$F_s = \frac{C' + (1 - \text{Min}(\frac{q}{T} \frac{a}{\sin \theta}, 1) \frac{1}{r}) \cos^2 \theta \tan \phi}{(1 + \text{Min}(\frac{q}{T} \frac{a}{\sin \theta}, 1) \frac{1}{r}) \cos \theta \sin \theta}$$

Donde:

- C's = C/Zγ ; C es la cohesión
- r : γ_s/γ_w ; γ_s, densidad del suelo, (KN/m³).
- γ_w, densidad del agua, (KN/m³).
- Z: altura del cuerpo del deslizamiento, (m).
- θ: ángulo de talud
- φ: ángulo de fricción interna
- q: precipitación efectiva = precipitación real-evaporación-infiltración
- T: transmisividad (m²/h)
- A: área de captación.

Entonces el índice de estabilidad (IS), está definido como la probabilidad de la estabilidad de un talud basados en la distribución de parámetros como C, φ, q y T; es decir:

$$IS = \text{Prob} (F_s > 1)$$

La Tabla 2 muestra los grados de estabilidad en función a los IS

Tabla 2. Grados de estabilidad por IS

IS	CLASES	ESTABILIDAD
IS>1.5	1	Alta estabilidad
1.5>IS>1.25	2	Estabilidad media
1.25>IS>1.0	3	Baja estabilidad
1.0>IS>0.5	4	Baja inestabilidad
0.5>IS>0.0	5	Inestabilidad media
IS=0	6	Alta inestabilidad

Sistema de Información Geográfica (SIG)

Los SIG en este tipo de estudios son muy útiles para el procesamiento de la base de datos georeferenciada. La principal ventaja de los SIG es que facilitan diferentes operaciones que se pueden realizar con las distintas coberturas generadas en base a mapas temáticos de una determinada zona. De esta forma se generan los mapas de susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos.

METODOLOGÍA

En este apartado se describe las etapas necesarias para la obtención del mapa de

susceptibilidad a deslizamientos y también el cálculo del grado de estabilidad de taludes (Lana, et al 2004).

Susceptibilidad a deslizamientos

- En primer término, es necesario el conocimiento de las características, tipología y delimitación de los deslizamientos mediante la interpretación fotogramétrica.

- Replantear la cartografía y delimitación de los deslizamientos obtenidos en gabinete mediante los trabajos de campo.

- Generación de un Modelo de Elevación Digital (MED), a partir del plano topográfico obtenido a la escala requerida, que presente una adecuada resolución. El MED proporciona la elevación, orientación y el ángulo del talud.

- Obtención de los planos litológicos, de estructura de macizos rocosos (por clasificaciones geomecánicas existentes), plano de zonificación de los deslizamientos en función a la distancia a la falla principal.

- Con la información anterior se realiza el cálculo del Factor de Certeza (FC) para cada cobertura (litología, estructura del macizo rocoso, distancia a la falla principal) y el MED (elevación, orientación y ángulo del talud).

- Obtener las tablas (datos) correspondientes a cada cobertura, y correlacionar estos mapas temáticos, y de esta forma obtener el mapa de susceptibilidad.

Estabilidad de laderas

- El comportamiento de laderas se determina a partir de la aplicación del modelo SINMAP. Esto es posible si se cuenta con parámetros geomecánicos e hidrológicos que comprenden a la cohesión, ángulo de fricción interna, densidad, y la relación q/T correspondientes a las características del suelo (formato vectorial); de un MED (topografía) y del inventario de los deslizamientos.

- El inventario de los deslizamientos se usa con propósito de ajuste del modelo, para que los resultados obtenidos alcancen una buena correlación con la realidad.

- El resultado final (el mapa de Indices de Estabilidad) define los grados de estabilidad que representan las laderas de la zona de estudio.

APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS PLANTEADOS Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS EN XIAOJIANG WATERSHED CHINA.

El estudio de esta zona se llevo a cabo en dos fases: La primera fase corresponde a la etapa de reconocimiento, en donde se utilizó el modelo de Factor de Certeza. El método determinístico se empleo en toda la zona, con la finalidad de ajustar los resultados del primer método y además conocer el comportamiento de las laderas

en las diferentes condiciones de precipitación. Esto último debido a que esta zona ocurre períodos de fuerte precipitación (Lana, et al 2004).

Caso de la susceptibilidad a deslizamientos

El inventario de deslizamientos alcanza un total de 574, entre zonas de escarpe, nuevos y antiguos eventos.

Los factores de ocurrencia a deslizamientos analizados en esta zona son :

- Litología (16 tipos de rocas)
- Estructura de las masas rocosas (7 grupos)
- Distancia a la falla principal (4 zonas)
- Elevación del talud (9 clases)
- Orientación del talud (8 clases cada 45°)
- Angulo de talud (8 clases de cada 10°)

Cada uno de estos factores están representados en mapas temáticos, relacionados con sus respectivas tablas de valores; como ejemplo se muestran la Tabla y Figura 3

Los resultados alcanzados en Xiaojiang, con respecto a la susceptibilidad, demuestra que los factores internos (litología, estructura del macizo rocoso, distancia a la falla principal) son los que más influyen en el desarrollo del deslizamiento, mientras que el aspecto morfológico del talud no tiene mayor importancia. Cabe señalar que, no se tomó

en cuenta la vegetación puesto que toda la zona esta cubierta por plantas.

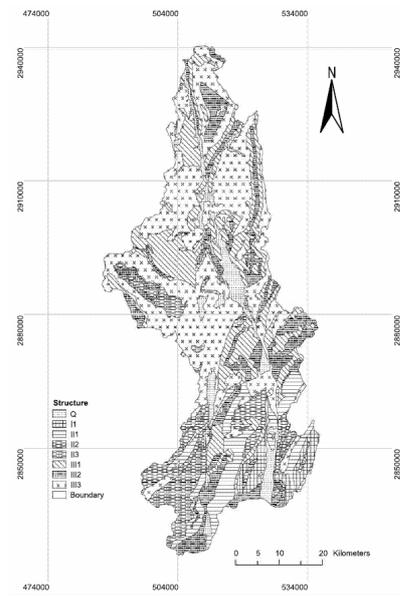


Figura 3. Mapa de estructura de masas rocosas

Tabla 3: Base de datos de la figura 3.

Code	Area of structure group (km ²)	Area of landside in each group (km ²)	Landslide frequency (%)	CF
II	91.075	0.000	0.000	-1.000
II ₁	240.692	0.208	0.087	-0.978
II ₂	132.895	0.268	0.202	-0.953
II ₃	217.058	0.749	0.345	-0.919
III ₁	583.086	39.768	6.820	0.410
III ₂	372.154	17.868	4.801	0.173
III ₃	1038.917	52.002	5.005	0.185
Q	173.137	3.765080	2.175	0.279

Debe tenerse en cuenta que realizar este tipo de estudios técnicos requiere de la experiencia del investigador y de la calidad de los resultados que se quieran obtener. De este modo los factores de ocurrencia son introducidos en este análisis de acuerdo a lo mencionado anteriormente.

La elaboración de los mapas de susceptibilidad esta sujeto a varias fuentes de errores, que dependen básicamente de la resolución del MED, de la digitalización de los datos, y en la vectorización de mapas, la subjetividad del investigador al integrar los factores de ocurrencia que pueden afectar seriamente la interpretación de los resultados.

Caso de la estabilidad de taludes

Se realiza la evaluación de los parámetros que afectan la estabilidad del talud, con el uso del modelo determinístico, que ofrece una mayor resolución y confianza puesto que trabaja con valores definidos.

En el caso de Xiaojiang las zonas de mayor peligro delimitadas por el método determinístico son ratificadas por el mapa de índices de estabilidad, puesto que las laderas que presentan un mayor grado de inestabilidad corresponden a las zonas de mayor peligro a la ocurrencia de deslizamientos. Esto fue corroborado por la ocurrencia de deslizamientos en estas zonas durante los trabajos de campo.

También se diseñaron mapas de predicción para observar el comportamiento de las laderas en condiciones promedio y máximas de precipitación, con esto se pudo establecer que la precipitación

umbral es de 110mm/día, donde las laderas sufren la desestabilización. En las Figuras 4a y 4b se muestran dos escenarios para distintos rangos de precipitación. Estos mapas definen el comportamiento de los deslizamientos para diferentes condiciones de precipitación.

Desventajas del uso de estas metodologías

Luego de definir y poner en práctica estas metodologías, es necesario conocer sus limitaciones de acuerdo a las experiencias adquiridas:

- El alto costo económico que se requiere para la obtención de los parámetros mecánicos necesarios.
- El poco conocimiento que se tiene de datos meteorológicos disponibles. Además, la información puede ser costosa o no haber estaciones en las zonas de interés.
- El uso adecuado y racional del programa SINMAP, caso contrario se pueden obtener soluciones erróneas, alejadas de la realidad.

Si de alguna forma se salvan los inconvenientes anteriores, la aplicación del método puede deparar resultados de alta fiabilidad.

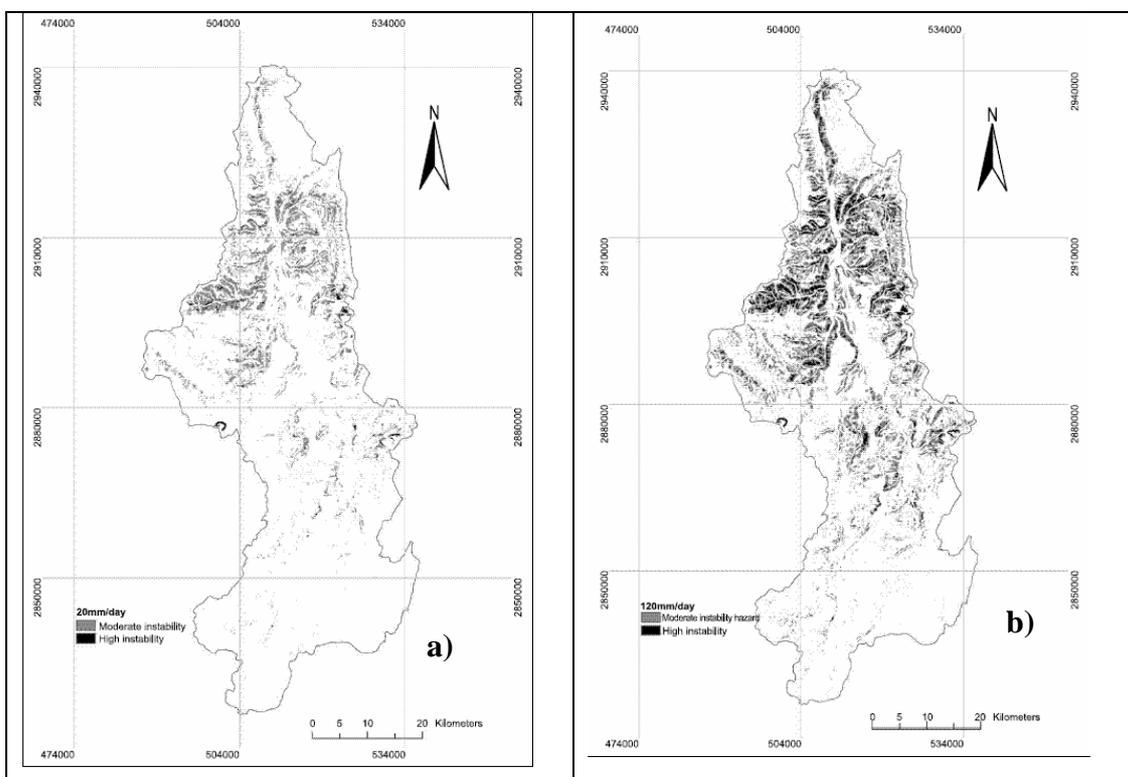


Figura 4. Comparación entre mapas de deslizamientos bajo precipitaciones de 20mm/día (a) y 120mm/día(b), donde se observan claramente cambios en los patrones y en la distribución de los deslizamientos

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

* El MED es una herramienta útil para el cálculo de las áreas correspondientes a la morfología del talud. La calidad de los resultados dependen de su precisión, por lo que sus errores deben ser mínimos (depende de la técnica de interpolación que se emplee).

* Los factores intrínsecos y externos que intervienen en la ocurrencia de deslizamientos deben ser elegidos de acuerdo a su grado de influencia; esto

depende de la experiencia y el grado de conocimiento del investigador.

* Es recomendable contar con fotografías aéreas multi-temporales de la zona estudiada, a fin de facilitar el inventario de deslizamientos, requisito indispensable para aplicar el modelo de Factor Certeza. Asimismo, las fotos son usadas en la zonificación en base a la falla principal.

* Para el procesamiento de la base de datos utilizada tanto en el análisis de la susceptibilidad como en la predicción de deslizamientos, es recomendable el

conocimiento y manejo de los programas SIG.

* El mapa de susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos en Yunan Watershed, indica que los factores que controlan los deslizamientos son la litología, estructura de las masas rocosas, distancia a la falla principal y el ángulo de talud.

* El uso del modelo SINMAP modificado es indicado solo para zonas donde se presentan fuertes estaciones de precipitación, siendo el índice topográfico de humedad un parámetro determinante en los resultados.

* La aplicación del modelo SINMAP modificado esta limitado a deslizamientos superficiales, es decir donde la inestabilidad no implica grandes profundidades; debido a que la formulación de la ecuación de este modelo fue elaborada para profundidades no mayores al nivel freático.

* La aplicación del SINMAP necesita de un estudio hidrológico previo para realizar el cálculo de la precipitación efectiva.

* Se recomienda hacer uso del modelo probabilístico en estudios regionales para la generación de mapas de susceptibilidad a deslizamientos, que brindan una información valiosa en estudios de

prefactibilidad para proyectos de desarrollo de una determinada zona.

AGRADECIMIENTOS

Mi Alma agradece eternamente a mi dulce Madre por su esfuerzo, apoyo y confianza; gracias por forjar parte del sendero de mi vida.

Agradezco al Ing. Juan C. Gómez por su asesoramiento y orientaciones en la elaboración de este artículo.

Asimismo, expreso mi gratitud a todo el personal del Centro Nacional de Datos Geofísicos por sus consejos y recomendaciones.

BIBLIOGRAFIA

Dotor, E. (2004) Análisis de Susceptibilidad y Peligrosidad de Deslizamientos de Laderas. Tema: S.I.G.

Dotor, E. Trabajo Fin de Máster del Programa UNIGIS de Postgrado y Máster Internacional a distancia en SIG, Universidad de Girona.

<http://www.cartesia.org/articulo169.html>

González, M. Lima de Montes, Y. (2001) Cartografía del Riesgo a los Deslizamientos en la Zona Central del Principado de Asturias

http://www.mappinginteractivo.com/plantilla-ante.asp?id_articulo=43

Lana, H.X., C.H. Zhou, L.J. Wang, H.Y. Zhang, R.H. Li, (2004). Landslide hazard spatial analysis and prediction using GIS in the Xiaojiang watershed, Yunnan, China.

<http://www.lreis.ac.cn/article/2004lanhx.pdf>

Macari1, E. Evaluación de riesgos de derrumbes causados por lluvias torrenciales

http://civil.uprm.edu/revistadesastres/Vol1Num2/3_Derrumbes-por_Lluvias.pdf

McAllister, D. (1980), Certainty Factors.

<http://www.rattlesnake.com/notions/certainty-factors.html>

Mora, R., Apuntes para el curso de gestión del riesgo

<http://geobuzon.fcs.ucr.ac.cr/rmora-deslizamiento.pdf>

Pack, R. T., D.G. Tarboton, C.N. Goodwin, 1998, The SINMAP Approach to terrain Stability Mapping.

<http://www.engineering.usu.edu/cee/faculty/dtarb/iaeg.pdf>

Santacana, N. (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.

<http://www.tdx.cesca.es/TDX-0713101-113341/>.

SIMMAP

<http://hydrology.neng.usu.edu/sinmap/sinmap.PDF>.

Wawer, R., Eugeniusz Nowocień, Application of SINMAP terrain stability model to Grodarz stream watershed.

<http://www.ejpau.media.pl/series/volume6/issue1/environment/art-03.html>

<http://www.proyectosfindecarrera.com/inestabilidad-taludes.htm>

<http://www.albatros.uis.edu.co/.../profesores/planta/jsuarez/publicaciones/librotaludes/documento/capitulo04/Cap04>

<http://www.albatros.uis.edu.co/.../profesores/planta/jsuarez/publicaciones/librotaludes/documento/capitulo06/CAP06>

<http://www.esi.unav.es/asignaturas/ecologia/Hipertexto/08RiesgN/140MovTierr.htm#Factores%20que%20influyen%20en%20la%20estabilidad%20de%20las%20laderas>

