



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente

Instituto  
Geofísico del Perú

Dirección de Asuntos  
Académicos

ISSN: 2079-696X

# Compendio de trabajos de investigación realizado por estudiantes durante el año 2011

Volumen 13



Editora:  
Yamina Silva Vidal

Lima, Perú  
2012

**ISSN: 2079-696X**

**Compendio de trabajos de investigación realizado por estudiantes  
durante el año 2011  
volumen 13**

**Dirección de Asuntos Académicos  
Instituto Geofísico del Perú**

**Lima, Perú  
2012**

**Título:** Compendio de trabajos de investigación realizados por estudiantes durante el año 2011.

**Título clave abreviado:** Compend. trab. investig. realiz. estud. durante año 2011.

**Volumen:** 13.

**Autor:** Dirección de Asuntos Académicos, IGP.

**Editora:** Yamina Silva Vidal.

**ISSN:** 2079-696X.

Hecho en el depósito legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2012-15658.

Copyright © 2012 Instituto Geofísico del Perú. Dirección de Asuntos Académicos.

Correo electrónico: [daa@igp.gob.pe](mailto:daa@igp.gob.pe)

<http://www.igp.gob.pe>

Calle Badajoz N° 169-171

Urbanización Mayorazgo, IV Etapa

Lima 03, Perú.

**Teléfono:** (01) 317-2300

**Diagramación:** María Villaverde

Dante Guerra

**Tiraje:** 500 ejemplares

**Fecha de impresión:** diciembre 2012

Impreso en el Perú

**Impreso en:** Editorial Súper Gráfica EIRL

**Dirección:** Jr. Ica 344-346, Lima 01.

**Teléfono:** (01) 715-0315

**Correo electrónico:** [edsupergrafica@gmail.com](mailto:edsupergrafica@gmail.com)

La información estadística, los mapas y figuras, en esta publicación, son referenciales, no tienen valor oficial y son de completa responsabilidad de los autores.

El contenido del documento puede ser reproducido total o parcialmente mencionando la fuente: Dirección de Asuntos Académicos, IGP.

# **MINISTERIO DEL AMBIENTE**

**Dr. Manuel Pulgar-Vidal Otárola**

## **INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ**

**Dr. Ronald Woodman Pollitt, Presidente Ejecutivo**

**Dr. José Macharé Ordoñez, Director Técnico**

**Dra. Yamina Silva Vidal, Directora de Asuntos Académicos**

### **Investigadores responsables de los trabajos publicados:**

#### ***SISMOLOGÍA:***

Dr. Hernando Tavera Huarache

#### ***VARIABILIDAD Y CAMBIO CLIMÁTICO:***

Dra. Yamina Silva Vidal

Dr. Jhan Carlo Espinoza

#### ***AERONOMÍA:***

Dr. Jorge Luis Chau

Dr. Marco A. Milla



# ÍNDICE

Presentación.....	7
1. Modelo empírico de derivas verticales del plasma sobre Jicamarca para estudiar su dependencia en actividad solar Empirical model of vertical plasma drifts over Jicamarca to study their dependence on solar activity Jorge Ángel Huamán Yampul .....	9
2. Determinación de incrementos de probabilidad en el tiempo (TIP) para la ocurrencia de grandes terremotos en el Perú (aplicación del algoritmo M8) Determination of time increases probabilidad (TIP) for the occurrence of strong earthquake in Peru (application of the algorithm M8) Edden Christian Flores Guerra.....	15
3. Áreas probables de ruptura sísmica en el borde occidental del Perú, a partir de la variación del parámetro “b” Likely areas of seismic rupture in western Peru, from the variation of the b parameter. Cristobal Condori Quispe.....	22
4. Determinación de la superficie de acoplamiento sísmico interplaca en el borde occidental del Perú. Determination of interplate seismic coupling surface on the western border of Peru Patricia Alejandra Guardia Anampa.....	28
5. Dinámica y modelado numérico de tsunamis en los cauces de los ríos: aplicación para el río Rímac (parte I) Dynamics and numerical modeling of tsunamis in riverbeds: application to Rimac river (part I) Julio César Martínez Herrera .....	35
6. Variación espacio-tiempo de los procesos de ruptura de sismos profundos a distancias telesísmicas Space-time variation of the rupture processes in deep earthquakes to telesismic distance Williams Mamani Puma .....	42
7. Caracterización de eventos de temperatura mínima extrema en el Perú Characterization of extreme minimum temperature events in Peru Sofía Marisol Endara Huanca.....	48
8. Estimación del riesgo de la población infantil de Loreto debido a cambios bruscos en la temperatura del aire Risk estimation of the Loreto’s child population due to sudden changes in the air temperature José Eduardo Vásquez Alzamora .....	56
9. Estudio de la variabilidad de la cobertura nubosa en la costa de Ica a través de procesamiento del imágenes del satélite GOES Variability of the clouds covert in the coast of Ica using GOES images Liz Rocío Rosales Trujillo.....	64



## PRESENTACIÓN

La misión del Instituto Geofísico del Perú (IGP) es hacer investigación científica en las diversas ramas de la geofísica, como son: Sismología, Geodesia Espacial, Geología, Vulcanología, Variabilidad y Cambio Climático, Aeronomía, Astronomía, entre otras. La investigación que realiza el IGP está orientada a entender diversos fenómenos físicos que ocurren en la Tierra, su atmósfera y el espacio adyacente. Esta actividad es dirigida por investigadores del IGP, los cuales, en su afán de formar nuevos científicos, involucran a jóvenes egresados de las universidades peruanas para realizar investigación y escribir una tesis de pregrado o posgrado.

Como parte de la formación de los jóvenes investigadores, éstos son invitados a escribir un pequeño artículo científico relacionado con su trabajo de tesis. Dicho documento es publicado en el compendio y con ello se espera que los jóvenes investigadores desarrollen la habilidad de comunicar a la comunidad científica los resultados de sus investigaciones.

El Compendio de Trabajos de Investigación es un documento que nació hace más de una década (en 1999) por iniciativa del Dr. Hernando Tavera, quien comprendió la necesidad de publicar los resultados o avances de los trabajos que realizaban los practicantes y tesista del IGP. Desde entonces, ya se han publicado 12 tomos y, en el presente año, se está publicando el tomo 13, el cual reúne 9 trabajos de investigación: cinco pertenecen al área de Sismología, tres al área de Variabilidad y Cambio Climático y uno al área de Aeronomía

Esperamos que esta publicación no solo sea de utilidad para los profesionales e investigadores en ramas de la geofísica, sino que también se convierta en un instrumento de motivación para los estudiantes de ciencias que están en la etapa de elegir una rama en donde puedan desarrollarse profesionalmente.

**Yamina Silva Vidal**  
*Editora*  
*Dirección de Asuntos Académicos*



# MODELO EMPÍRICO DE DERIVAS VERTICALES DEL PLASMA SOBRE JICAMARCA PARA ESTUDIAR SU DEPENDENCIA EN ACTIVIDAD SOLAR

## EMPIRICAL MODEL OF VERTICAL PLASMA DRIFTS OVER JICAMARCA TO STUDY THEIR DEPENDENCE ON SOLAR ACTIVITY

**Jorge Ángel Huamán Yampul**  
Universidad Nacional de Ingeniería  
Facultad de Ciencias  
angeljahy@gmail.com

Asesor: Dr. Jorge L. Chau; Dr. Marco A. Milla

Área de Investigación, Desarrollo e Innovación – Radio Observatorio de Jicamarca

### Resumen

En el Radio Observatorio de Jicamarca desarrollamos un modelo empírico de derivas del plasma ecuatorial para estudiar su variabilidad estacional y dependencia en actividad solar. El modelo fue desarrollado usando medidas de derivas verticales de la región de los 150km llevadas a cabo por el radar de Jicamarca en el modo de operación de dispersión coherente (del inglés “coherent scatter radar”). En nuestro modelo, solamente consideramos datos tomados durante periodos magnéticamente calmados ( $K_p \leq 3$ ) entre el 2001 y 2009. Adicionalmente, el modelo solamente considera datos entre las 8am y 4 pm (tiempo local), que es aproximadamente el intervalo de tiempo en el cual el radar observa los ecos de 150km. El comportamiento de las derivas sobre Jicamarca es modelado como una función del tiempo local, día del año y flujo solar ( $f_{10.7cm}$ ). La función de interpolación usada para representar las derivas es una aproximación polinómica de tercer grado por tramos. El número de nodos de nuestro interpolador fue escogido

### Abstract

At the Jicamarca Radio Observatory, we have developed an empirical model for equatorial vertical plasma drifts in order to study their seasonal variability and dependence on solar activity. The model was developed using measurements of vertical drifts from the 150km region carried out by the Jicamarca radar operating in CSR (coherent scatter radar) mode. In our model, we have only considered data collected during periods of quiet magnetic activity ( $K_p \leq 3$ ) between 2001 and 2009. In addition, the model only considers daytime drifts from 8am to 4pm (local time), which is approximately the time interval of radar observation of the 150 km echoes. The behavior of the drifts over Jicamarca is modeled as a function of local time, day of year, and solar flux ( $f_{10.7cm}$ ). The interpolation function used to represent the drifts is a third order piecewise polynomial. The number of nodes of our interpolator was chosen applying the goodness of fit criterion. In this work, we show that our empirical model captures the complicated seasonal structure of the drifts, for instance it

aplicando el criterio del buen ajuste. En este trabajo, mostramos que nuestro modelo empírico captura la complicada estructura estacional de las derivas, por ejemplo, muestra el aumento de la magnitud de las derivas durante los equinoccios de marzo y septiembre ( $f_{10,7cm} < 100$ ), así como también la reducción de las magnitudes de las derivas durante los solsticios de junio y diciembre.

**Palabras clave:** Derivas del plasma, ionosfera ecuatorial, flujo solar.

shows the enhancement of the drift magnitudes during March and September equinoxes, as well as, the decrement of the magnitudes during June and December solstices.

**Keywords:** Plasma drifts, equatorial ionosphere, solar flux.

## 1. INTRODUCCIÓN

La ionosfera es una capa de la atmósfera que se encuentra aproximadamente entre los 50 y los 2000 km de altura. Esta capa se encuentra altamente ionizada como para afectar las señales de radio que por ella se propaguen. El conocimiento del comportamiento de las características y la posibilidad de estudiarlos mediante modelos, son de fundamental importancia para las aplicaciones que utilizan este tipo de señales como las de comunicaciones en alta frecuencia, sistemas de navegación vía satélite (GPS y Galileo), etc.

El movimiento del gas neutro a través de las líneas del campo geomagnético producen corrientes en las zonas donde la conductividad eléctrica es apreciable (región E de la ionosfera). Las corrientes no pueden fluir libremente en todas las direcciones, ya que existen variaciones horizontales y verticales de la conductividad que generan cargas de polarización. Los campos electrostáticos asociados con estas cargas son transmitidos a la región F ecuatorial a través de las líneas de campo geomagnético que son altamente conductoras. En la región F, estos campos electrostáticos causan las derivas electromagnéticas (ExB), Rishbeth and Garrioth (1969).

En el Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) se observan y se reportan este tipo de peculiaridades desde 1960.

El presente trabajo de tesis se encuentra dividido en dos partes principales. En la primera de ellas se desarrolla un modelo empírico de derivas verticales a partir de los datos tomados en el Radio Observatorio de Jicamarca. En la segunda parte, se realiza el análisis de la variabilidad de las derivas verticales para diferentes condiciones solares (bajas, medias y altas).

## 2. DESARROLLO DEL MODELO EMPÍRICO DE DERIVAS

### 2.1. DATOS

Los datos utilizados en el desarrollo de nuestro

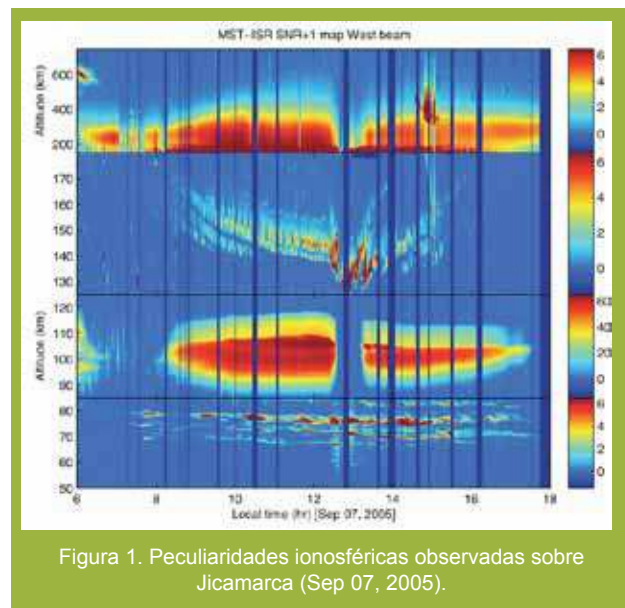


Figura 1. Peculiaridades ionosféricas observadas sobre Jicamarca (Sep 07, 2005).

modelo corresponden a las observaciones tomadas en el Radio Observatorio de Jicamarca. Estos datos corresponden a las derivas verticales a una altura de 150 km (véase la Figura 1). En el modo de operación en dispersión coherente conocido como JULIA (del Inglés "Jicamarca Unattended Long-term Investigations of the Ionosphere and Atmosphere"). JULIA está diseñada para observar las irregularidades del plasma sobre el ecuador magnético y las ondas atmosféricas neutras durante periodos extensos de tiempo.

### 2.2 CRITERIO DE SELECCIÓN DE DATOS

Para la selección de datos se tomaron en cuenta los siguientes parámetros:

- » Índice geomagnético ( $K_p$ ): Éste se calcula a partir de las variaciones en la componente horizontal del campo magnético durante un intervalo de tres horas, medido por un solo magnetómetro ubicado en una estación terrestre. Usando una escala cuasi-logarítmica,  $K_p$  toma valores entre 0 (muy tranquilas) y 9 (muy perturbado), Bothmer and Daglis (2007).
- » Índice de flujo solar ( $f_{10,7cm}$ ): Mediciones de

la radiación del sol (del orden de los  $10^{-22} Wm^{-2} Hz^{-1}$ ) en la frecuencia de los 2800MHz. Junto con el número de manchas solares, este índice es un parámetro clave para medir la actividad solar (Zhao and Han, 2008)

» Los datos de las derivas verticales fueron agrupados mensualmente desde el 2001 hasta 2009. La actividad magnética fuerte en bajas latitudes puede afectar dramáticamente a las derivas (Sherliess and Fejer, 2005), por la cual, los datos fueron seleccionados para condiciones geomagnéticas tranquilas ( $Kp \leq 3$ ). Estos valores se caracterizan por encontrarse entre las 8 am y 4 pm, concentrándose alrededor del medio día y disminuyendo después de las 3pm hasta desaparecer después de las 5 pm en todas las estaciones (Chau and Kudeki, 2006).

Para clasificar nuestros datos basados en la actividad solar, los agrupamos en tres intervalos: para condiciones de flujo solar bajo ( $f10.7cm \leq 100$ ), medio ( $100 < f10.7cm < 150$ ) y alto ( $f10.7cm \geq 150$ ). Luego se procedió a promediar mensualmente (véase la Figura 3).

### 2.3 INTERPOLACIÓN DE LOS DATOS DE DERIVAS

En esta subsección describiremos la función de interpolación desarrollada. El objetivo es modelar aproximadamente el comportamiento de las derivas mediante una función matemática que cumpla ciertos criterios de continuidad.

#### 2.3.1 INTERPOLACIÓN POLINOMIAL POR TRAMOS

Consiste en dividir un intervalo en una serie de subintervalos, y en cada uno construir un polinomio de tercer grado, ya que éste ofrece suficiente flexibilidad para garantizar que la función interpoladora no solo sea continuamente diferenciable en el intervalo, sino que además tenga una segunda derivada continua en el mismo y de esta manera ganar suavidad (Burden and Faires, 2011).

#### 2.3.2. ELECCIÓN DEL NÚMERO DE NODOS

En esta subsección describiremos el método por el cual se escogió el número de nodos adecuado en las interpolaciones. Básicamente se usaron criterios como el error cuadrático medio y el criterio del buen ajuste (del Ingles "goodness-of-fit").

Para la elección del número de polinomios de nuestra función interpoladora se examinó la variación del error cuadrático medio como una función del número de nodos (Draper and Smith, 1981). El error cuadrático medio se define como:

$$s^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N w_i [v_i - v(t_i)]^2 \dots\dots\dots(1)$$

Donde N es el número de derivas verticales y los pesos  $w_i$  vienen dados por la inversa de la varianza estimada de los datos de JULIA para cada tiempo  $t_i$ .

Los  $v_i$  son valores de las derivas verticales tomados en el experimento JULIA y  $v(t_i)$  es el valor correspondiente del modelo desarrollado.

Cuando se aumenta el número de nodos disminuye el error cuadrático medio, y si se sigue aumentando, eventualmente se produce un sobre ajuste, acercando  $s^2$  al valor verdadero de la varianza (Draper and Smith, 1981). En la Figura 2 se puede apreciar la disminución del valor de  $s^2$  al incrementar el número de nodos. Para los casos en donde hay una cantidad considerable de datos se observa que  $s^2$  tiende a estabilizarse en una asíntota al agregar un número mayor de nodos (véase la Figura 2).

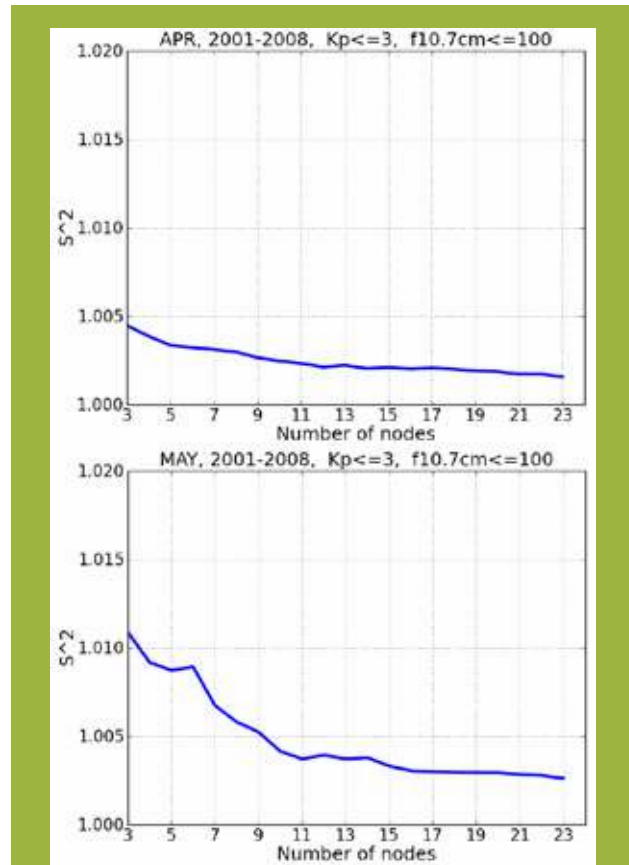


Figura 2. Error cuadrático medio en función del número de nodos para el mes de abril y mayo.

En los casos que no se observa un comportamiento asíntótico luego de haber seleccionado un número adecuado de nodos se puede decir que hay un grado aceptable de concordancia entre el modelo desarrollado y la data. Por esta razón escogemos seis como el número de nodos adecuado, ya que con este

valor se describe muy bien los cambios temporales y estacionales de los datos de derivas verticales.

Con el número de nodos adecuados se calcularon los coeficientes de la interpolación haciendo uso de las rutinas implementadas en lenguaje de programación Python.

Finalmente, tenemos doce funciones interpoladas uno por cada mes del año. Para introducir el día del año como parámetro de entrada se realizó una segunda interpolación entre las doce funciones (utilizando la función implementada en Python). Una vez implementados los algoritmos, se desarrollaron cuatro modelos basados en los datos de JULIA: modelo M0 para validar el modelo desarrollado, modelo M1 para estudiar la variabilidad de las derivas en condiciones solares medias ( $100 < f_{10,7\text{cm}} < 150$ ) y altas ( $f_{10,7\text{cm}} > 150$ ), modelo M2 para estudiar la variabilidad de las derivas en condiciones solares bajas ( $f_{10,7\text{cm}} < 100$ ) y moderadas ( $100 < f_{10,7\text{cm}} < 150$ ), finalmente el modelo M3 para estudiar la variabilidad de las derivas en condiciones solares bajas ( $f_{10,7\text{cm}} < 100$ ).

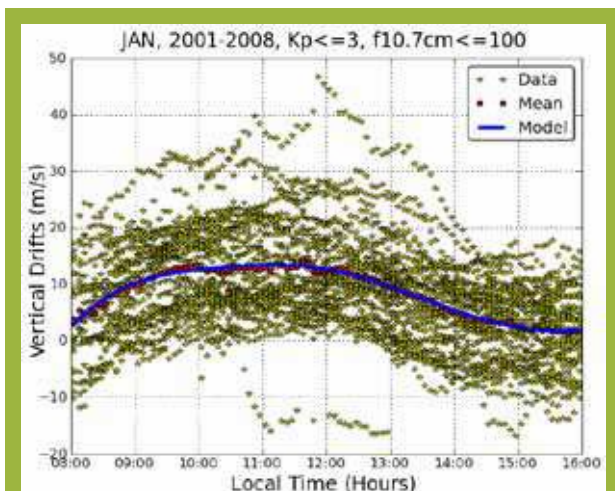


Figura 3. Series de tiempo de las derivas verticales en función del tiempo local.

### 3. VALIDACIÓN DEL MODELO

En esta sección describiremos el método de validación de nuestro modelo contra dos modelos empíricos: El modelo empírico de derivas verticales de Alken(2008) y el modelo de Sherliess y Fejer (1999). En la Figura 4 se pueden apreciar el modelo M0 y el modelo contra el cual se validará.

Para validar nuestro modelo contra los de Alken y Sherlies usamos la raíz cuadrada del error cuadrático medio (e):

$$e = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (V_i - Vm_i)^2} \quad (2)$$

Donde  $V_i$  y  $Vm_i$  corresponden a los datos

interpolados con los modelos y el nuestro respectivamente.

El valor promedio de  $e$  entre el modelo M0 y el modelo de Alken, entre todos los meses en el intervalo de flujo solar de  $f_{10,7\text{cm}} \leq 100$  da como resultado un valor de 1,588 m/s, mientras que en el intervalo de flujo solar de  $100 < f_{10,7\text{cm}} < 150$  es de 1,739 m/s, y finalmente en el intervalo  $f_{10,7\text{cm}} \geq 150$ , se obtiene 2,202 m/s. Estos valores bajos representan una validación positiva de nuestro modelo.

Los valores promedio entre  $e$  el modelo M0 y el modelo de Sherliess, para el intervalo de flujo solar

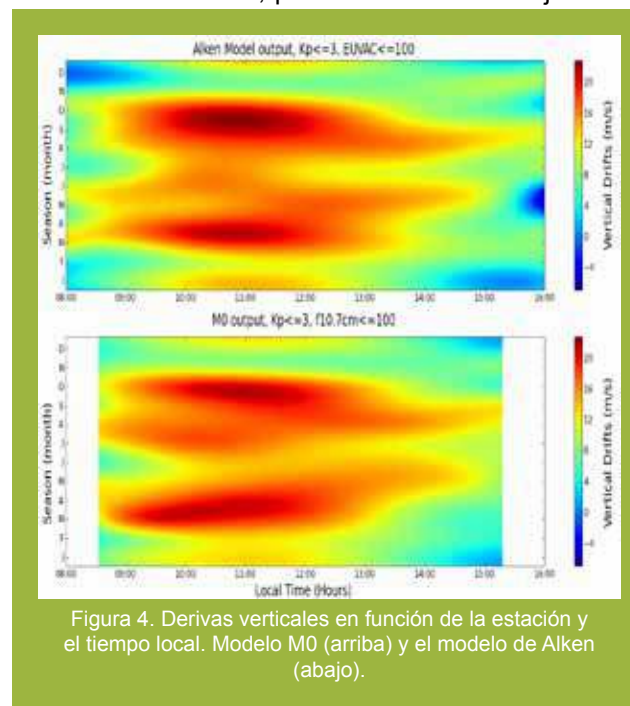


Figura 4. Derivas verticales en función de la estación y el tiempo local. Modelo M0 (arriba) y el modelo de Alken (abajo).

$f_{10,7\text{cm}} \leq 100$  es 5,925 m/s. En el intervalo de flujo solar  $100 < f_{10,7\text{cm}} < 150$  es de 5,485 m/s, finalmente en el intervalo  $f_{10,7\text{cm}} \geq 150$ , se obtiene un valor de 5,522 m/s. Estos valores relativamente altos se producen debido al tratamiento estacional diferente de los datos.

### 4. ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD DE LAS DERIVAS EN DIFERENTES CONDICIONES DE ACTIVIDAD SOLAR

En esta sección estudiamos la variabilidad de las derivas para diferentes condiciones de actividad solar;

Comparación entre condiciones altas y bajas de actividad solar.

Para esto hicimos uso de los modelos M1 ( $f_{10,7\text{cm}} > 150$ ) y M3 ( $f_{10,7\text{cm}} < 100$ ). Véase la Figura 6:

En M3 la concentración de valores altos de las

derivas (mayores a 14m/s) se ubica en tres regiones marcadas (entre enero y abril, mayo y junio, agosto y noviembre). Mientras que para M1 se concentran en tres regiones (alrededor de enero, entre marzo y mayo, junio y octubre) entre las 10am y 1pm (tiempo local).

La concentración de valores altos de las derivas (mayores a 17m/s) para condiciones solares bajas se ubica en tres regiones marcadas (entre febrero y abril, marzo y julio, agosto y octubre). Mientras que para condiciones altas de actividad solar se concentran en cuatro regiones (alrededor de enero, entre marzo y abril, junio y julio, agosto y septiembre).

## 5. CONCLUSIONES

Como una de las conclusiones principales de este trabajo podemos considerar que el método de interpolación basado en polinomios cúbicos por tramos se ajusta muy bien al comportamiento de las derivas verticales, tanto desde el punto de vista estadístico como visual.

Presentamos un modelo empírico de derivas verticales basadas en datos tomados en el Radio Observatorio de Jicamarca usando el modo de dispersión coherente.

El modelo empírico desarrollado captura la complicada estructura de las derivas verticales, tanto la variación diaria como la estacional.

Las derivas verticales son modeladas como una función del tiempo local, flujo solar y día del año.

Este modelo nos permitirá examinar las variaciones diarias y estacionales de los campos eléctricos ecuatoriales.

Nuestro modelo se comparó contra el modelo de Alken mostrando que está en un grado muy bueno de concordancia. En el desarrollo de nuestro modelo no se tomaron en cuenta los intervalos de tiempo en el que se presentan un numero de datos reducido, a diferencia del modelo de Alken que considera todos los datos contribuyendo de esta manera en errores en la velocidad de las derivas, comunes alrededor de las 8 y 16 horas.

El modelo de Alken presenta una mayor resolución estacional sin embargo nuestro modelo presenta una mejor resolución temporal (hora local).

Al calcular las diferencias entre los errores cuadráticos medios entre nuestro modelo y el modelo de Sherliess y Fejer, son relativamente altos debido al tratamiento estacional diferente para cada modelo.

Otra parte importante de esta tesis es el estudio

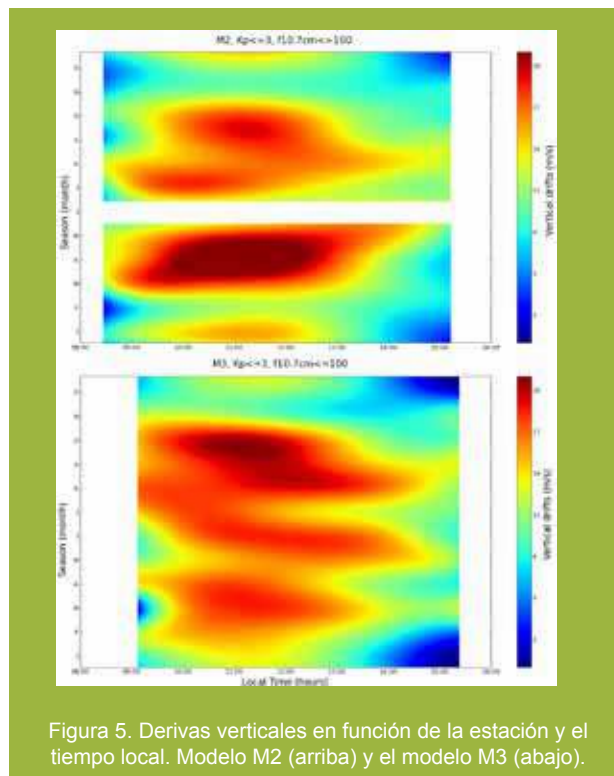


Figura 5. Derivas verticales en función de la estación y el tiempo local. Modelo M2 (arriba) y el modelo M3 (abajo).

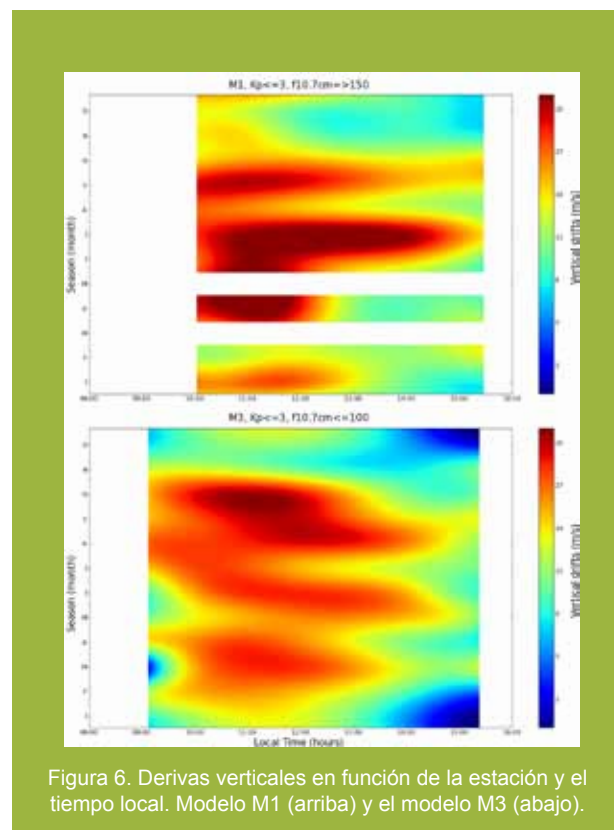


Figura 6. Derivas verticales en función de la estación y el tiempo local. Modelo M1 (arriba) y el modelo M3 (abajo).

de la dependencia de las derivas verticales bajo actividad solar. Entre las principales conclusiones de este estudio tenemos:

Se presentan valores picos aproximados de 20-25 m/s entre las 10 y las 12 horas (hora local). Estos valores se presentan para todas las temporadas y para los tres intervalos estudiados.

El número de observaciones de las derivas verticales disminuye con el aumento del flujo solar.

En los meses de marzo y septiembre se concentran la mayor cantidad de derivas con valores altos, coincidiendo con el inicio de los equinoccios.

En el mes diciembre se observan derivas con valores bajos, coincidiendo con el solsticio de diciembre. En el mes de junio también se presentan valores relativamente bajos. Esto nos permite decir que en los solsticios se observan una disminución del número de derivas con valores bajos.

Las principales diferencias del comportamiento de las derivas verticales entre un periodo de alta actividad (Modelo M1) y mínima actividad (Modelo M3) solar son:

El modelo M3 presenta valores altos de las derivas característicos en los equinoccios (marzo y septiembre) a diferencia del modelo M1 que solo conserva un número reducido de derivas con valores altos en el equinoccio de septiembre. La mayor parte de valores altos de las derivas se concentran entre junio y julio, distribuidos entre las 11 y 14 horas (hora local).

El Modelo M3 presenta derivas con valores bajos en el solsticio de diciembre. En el solsticio de junio se observan derivas con valores relativamente altos. A diferencia del modelo M1 que presenta derivas con valores altos en el solsticio de junio.

## 6. TRABAJO A FUTURO

Los resultados mostrados en el presente trabajo de tesis muestran gran semejanza con otros modelos empíricos. Sin embargo, aun quedan algunas mejoras y trabajos por desarrollar. A continuación sugerimos algunas actividades como trabajo futuro.

Usar una interpolación cubica en dos dimensiones por tramos, para modelar los las derivas y así mejorar la resolución estacional de nuestro modelo. Introduciendo el flujo solar  $f_{10.7cm}$  como un parámetro de entrada continuo.

Hacer uso de los datos tomados con el radar principal del Radio Observatorio de Jicamarca, tomados en el modo de dispersión incoherente. Así disponer de una mayor cantidad de datos y mejorar nuestras estimaciones de las derivas verticales ecuatoriales.

## 7. AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Jorge Chau y al Dr. Marco Milla, por estar a cargo de mi capacitación en el Radio Observatorio de Jicamarca.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

Alken P. (2009). *A quiet time empirical model of equatorial vertical plasma drift in the Peruvian sector based on 150 km echoes*, Journal of Geophysical Research, Vol. 114, A02308, doi:10.1029/2008JA013751.

Bothmer, V. And Daglis, I. A. (2007). *Space Weather-Physics and Effects*, Springer Praxis Books, Chichester, UK.

Chau J. L. and Kudeki E. (2006). *Statistics of 150-km echoes over Jicamarca based on low-power VHF observations*, Ann Geophysics., 24, pages 1305-1310.

Draper N. And Smith H. (1981). *Applied Regression Analysis*, 2nd Ed, John Wiley & Sons, USA.

Fejer B. G., Scherliess L. (2001). *On the variability of equatorial F-region vertical plasma drifts*, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, Vol. 63, pages 893-897.

Richard L. Burden, J. Douglas Faires (2011). *Numerical Analysis*, Ninth Edition, Brooks/Cole, Boston, USA.

Rishbeth H. and Garrioth O. K (1969). *Introduction to Ionospheric Physics*, Academic Press, London/New York.

Scherliess L. and Fejer B. G. (1999). *Radar and satellite global equatorial F region vertical drift model*, Journal of Geophysical Research, Vol. 104, NO. A4, pages 6829-6842.

Zhao J. and Han Yan-Ben (2008). *Historical Dataset Reconstruction and a Prediction Method of Solar 10.7cm Radio Flux*, Chin J. Astron. Astrophys., Vol. 8, No. 4, 472-476.

# DETERMINACIÓN DE INCREMENTOS DE PROBABILIDAD EN EL TIEMPO (TIP) PARA LA OCURRENCIA DE GRANDES TERREMOTOS EN EL PERÚ (APLICACIÓN DEL ALGORITMO M8)

## DETERMINATION OF THE TIME INCREASES PROBABILITY (TIP) FOR THE OCCURRENCE OF STRONG EARTHQUAKE IN PERU (APPLICATION OF THE ALGORITHM M8)

**Edden Christian Flores Guerra**

Universidad Nacional de San Agustín

Facultad de Ingeniería Geológica, Geofísica y Minas

edden.flores@igp.gob.pe

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Área de Sismología

### Resumen

En este estudio se aplicó el Algoritmo M8 para evaluar la formación de TIP's (Incrementos de Probabilidad en el Tiempo, por sus siglas en inglés) antes de la ocurrencia de grandes terremotos en el borde occidental del Perú y así mismo pronosticar la posible ocurrencia de estos eventos en el futuro. En el análisis retroactivo se confirmó la formación de TIP's antes de los terremotos ocurridos en el Perú desde 1965. En el análisis prospectivo se identificaron dos CTIP'S (TIP en progreso). El primer CTIP considera un área de 300 km alrededor del punto: 11,15°S y 78,37°O ubicada al Nor-Oeste de Lima, y el segundo CTIP un área de 300 km con centro en: 19,55°S y 69,97°O ubicada en el límite Perú-Chile. En ambas áreas, es posible la ocurrencia de un gran terremoto dentro del periodo de tiempo 2008-2013.

**Palabras clave:** Tiempos de Incrementos de Probabilidad (TIP), reconocimiento de patrones, algoritmo M8.

### Abstract

In this study we have applied the algorithm M8 to evaluate the formation of TIP's (Time Increased Probability) before the occurrence of large earthquakes in the western border of Peru and thus predict the possible occurrence in the future. In the retroactive analysis we observed the formation of TIP's before each earthquake in Peru, from 1965 to the present. In the prospective analysis identified the formation of two CTIP's (TIP the in progress). The first CTIP considers an area of 300 km around the point: 11,50°S y 78,37°W, located to the NW of Lima and the second CTIP covers an area of 300 km centered in 19,55°S y 69,97°W, and it is located in the boarther Peru-Chile. In both areas, it is possible the occurrence of a strong earthquake within the time period 2008-2013.

**Keywords:** Time Increased Probability (TIP), pattern recognition, Algorithm M8.

## 1. INTRODUCCIÓN

El proceso de formación de los terremotos, altamente complejo, dificulta la elaboración de un método eficaz para el pronóstico de los terremotos. Por esta razón los sismólogos evalúan y analizan diferentes parámetros geofísicos a fin de aumentar el conocimiento de este proceso complejo. La sismicidad es uno de los parámetros geofísicos más usados y su análisis ha dado origen a la elaboración de diferentes metodologías que permiten estudiar su comportamiento en un determinado intervalo de tiempo (Keilis-Borok, 2002).

El análisis de la ocurrencia de los grandes terremotos muestra que éstos son recurrentes, con intervalos de tiempo variados (aleatorios), sin embargo, el análisis de su distribución en el tiempo y espacio ha mostrado ser una buena herramienta para empezar con el pronóstico de los terremotos (Tavera y Bernal, 2005). Así mismo, el análisis de la sismicidad con magnitudes intermedias, también ha permitido encontrar determinados patrones, en la secuencia de los terremotos, antes de la ocurrencia de grandes terremotos. Para la sismología los patrones sísmicos predecesores (PSP) no son algo nuevo, ya que estos corresponden a muchos rasgos bien conocidos en la dinámica de la sismicidad observada, como las réplicas que ocurren después de un gran terremoto y permiten la redistribución de los esfuerzos en la corteza. También el estudio y análisis de la sismicidad simulada en ordenadores de modelos numéricos han demostrado que los grandes terremotos de magnitud  $M$ , son a menudo precedidos por específicos PSP, que se forman dentro de una amplia zona, y emergen en la secuencia de terremotos con magnitudes menores a  $M$ , tales como la intensificación de la actividad sísmica, el agrupamiento de eventos sísmicos, la migración y correlación de la sismicidad en el espacio, cambios en la relación de Gutenberg-Richter (Figura 1). Los dos primeros tipos se han encontrado, primero en análisis de la sismicidad observada y luego en los modelos, y los otros dos tipos de patrones fueron encontrados primeros en la sismicidad simulada y luego en la sismicidad observada (Vilkovich y Shnirman, 1979).

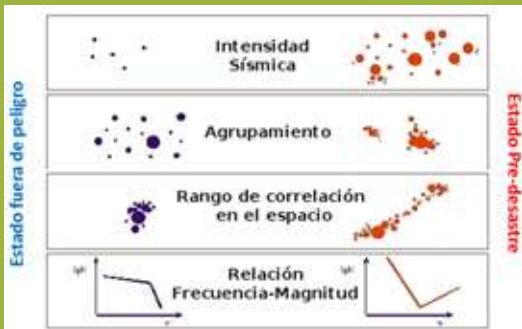


Figura 1. Patrones sísmicos predecesores observados antes de la ocurrencia de grandes terremotos.

## A. El algoritmo M8

El Algoritmo M8 es un método de predicción de grandes terremotos de plazo intermedio. Este algoritmo fue diseñado por Keilis-Borok y Kossobokov (1990), quienes evaluaron y analizaron la sismicidad predecesora a grandes terremotos ( $M > 8$ ), ocurridos en diferentes partes del mundo, encontrando determinados patrones sísmicos tales como; actividad sísmica, fluctuación de la actividad, interacción de los terremotos y explosión de réplicas que emergen en la secuencia de los terremotos de magnitudes intermedias antes de la ocurrencia de grandes terremotos (Figura 2).

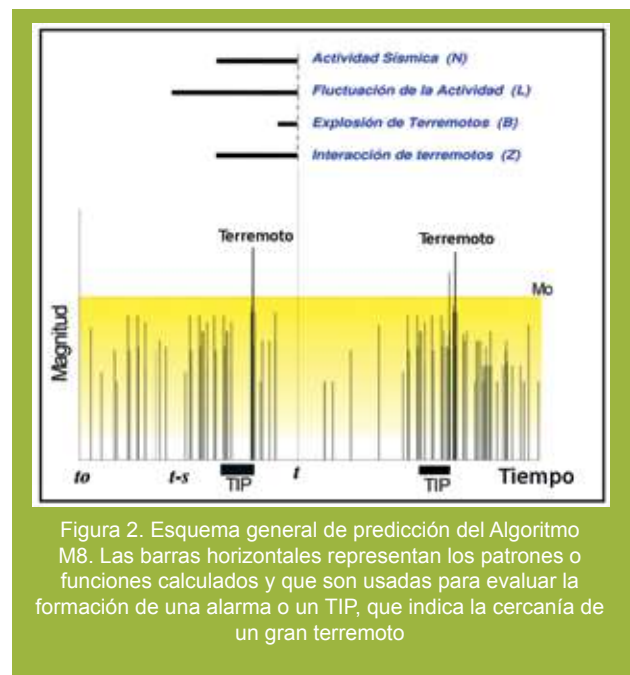


Figura 2. Esquema general de predicción del Algoritmo M8. Las barras horizontales representan los patrones o funciones calculados y que son usadas para evaluar la formación de una alarma o un TIP, que indica la cercanía de un gran terremoto

Para el estudio de los sistemas altamente complejos, como los terremotos, Gelfand et. al (1976) desarrollo la metodología de reconocimiento de Patrones a fin de poder estudiar indirectamente estos sistemas. En la sismología, el sistema complejo o no lineal está representado por un sistema de fallas sísmicamente activas, los grandes terremotos son los eventos críticos (transiciones críticas) que son responsables de la variación repentina en las propiedades dinámicas del sistema (paso de un sistema en orden a uno desordenado, en un intervalo muy corto de tiempo), y los pequeños terremotos son la fuente de las perturbaciones del sistema y al mismo tiempo revelan la escalación de la respuesta del sistema a estas perturbaciones. De esta manera, los grandes terremotos son descritos como una transición de fase orden/desorden, donde el sistema pasa de un estado limitado a uno sin restricciones, el cual se da cuando la relación de "tensión-deformación" llega a un nivel crítico (tensión acumulada  $>$  resistencia del material) pudiendo identificarse patrones en la sismicidad intermedia y moderada (intensificación de las perturbaciones) antes de la



ocurrencia de los grandes terremotos (Figura 3).

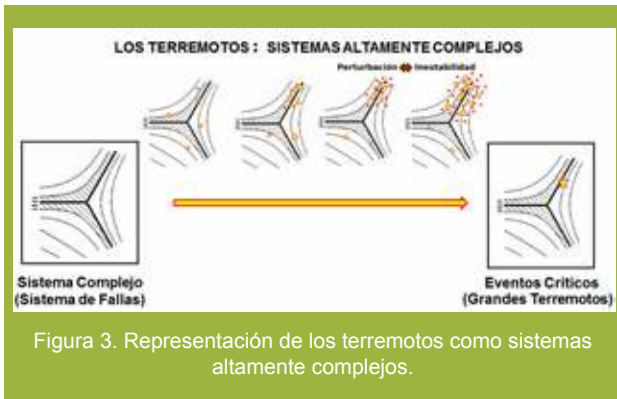


Figura 3. Representación de los terremotos como sistemas altamente complejos.

## B. Funciones del algoritmo M8

### Función N - flujo de la actividad sísmica

Considera la actividad sísmica o la intensidad del flujo de terremotos en un intervalo de tiempo  $(t_i - s, t_i)$  y tienen una magnitud mayor que un límite mínimo  $M_{min}$ .

$$N(M_{min}, t_i, s) = n(t_i) - n(t_i - 6)$$

### Función L - Desviación de la actividad a largo plazo

Obtenida a partir de la desviación de la actividad sísmica o fluctuación de la actividad promedio equivalente a la diferencia del número de terremotos para un intervalo  $(t_i - s, t_i)$  y el número de terremotos equivalentes para un periodo "s" para el intervalo  $(t_o, t_i - s)$ . Donde,  $t_o$  es el tiempo de inicio del catálogo.

$$L(M_{min}, t_i, s, t_o) = N - N'$$

$$\text{donde: } N' = n(t_o, t_i - 6) * 6 / ((t_i - 6) - t_o)$$

### Función Z - Concentración o interacción de los terremotos

Se determina por la concentración en el espacio e interacción a gran escala de los terremotos y es aproximadamente equivalente al cociente, entre el diámetro o longitud promedio de las fuentes "l"  $(S/N)$  y la distancia media "r"  $(N-1/3)$ .

$$Z(t, M_{min}, M_{max}, s, \alpha, \beta) = S(t, M_{min}, M_{max}, s, \alpha, \beta) / (N(t, M_{min}, s) - N(t, M_{max}, s))^{2/3}$$

### Función B - Explosión de réplicas

Es representado por el agrupamiento de terremotos después de un terremoto principal y es equivalente al máximo número de réplicas ocurridas en los "e" días después de cada terremoto en un determinado rango de magnitud  $(M_{min}, M_{max})$ .

$$B(t, M_{min}, M_{max}, 1 \text{ año}) = B_i (e)^{max}$$

### Parámetros para las funciones M8

Los parámetros usados por el algoritmo M8 para el cálculo de las funciones son los siguientes: la duración (ventana de tiempo) del análisis o intervalo de tiempo "s" es de 6 años, la magnitud umbral máxima  $M_{max}$  para N y L se ajusta a  $M_o$ , mientras que para la función Z se usa  $M_{max} = M_o - 0,5$ . Para la función B los umbrales son  $M_{min} = M_o - 0,2$  y "e" = 2 días.

### Normalización de la actividad sísmica

La intensidad del flujo de terremotos o actividad sísmica en las regiones consideradas son obviamente diferentes. La actividad sísmica es normalizada ajustando la magnitud umbral mínima  $M_{min}$  de modo que la tasa promedio anual de ocurrencia de terremotos principales con  $M_i \geq M_{min}$  en un área es igual a un valor en común. Para un primer conjunto de funciones nombradas como N1, L1 y Z1 la constante es 10 por año, y es 20 por año para otro segundo conjunto de  $n_2, l_2$  y  $z_2$ .

Tabla 1. Umbrales de magnitud usados por las funciones del Algoritmo M8

	M1	L1	Z1	N2	L2	Z2	BMax
Mmin	M(10)	M(10)	M(10)	M(20)	M(20)	M(20)	$M_o - 2$
Mmax			$M_o - 0,5$			$M_o - 0,5$	$M_o - 0,2$

### Declaración de "Tiempos de Incremento de Probabilidad - TIP"

El análisis de las funciones descritas en la Tabla 1, permiten identificar los tiempos de incremento de la probabilidad (TIP). Un TIP es declarado cuando al menos seis de las siete funciones tienen un valor "muy grande" por encima de sus valores anteriores (un aumento del 10% para las funciones N, L y Z, y del 25% para la función b). Cuando, la condición es satisfecha en dos sucesivos intervalos de análisis un TIP es declarado y tendrá una duración de cinco años.

El diagrama de flujo (Figura 4) muestra los principales datos y parámetros de ingreso necesarios para la ejecución del algoritmo M8.

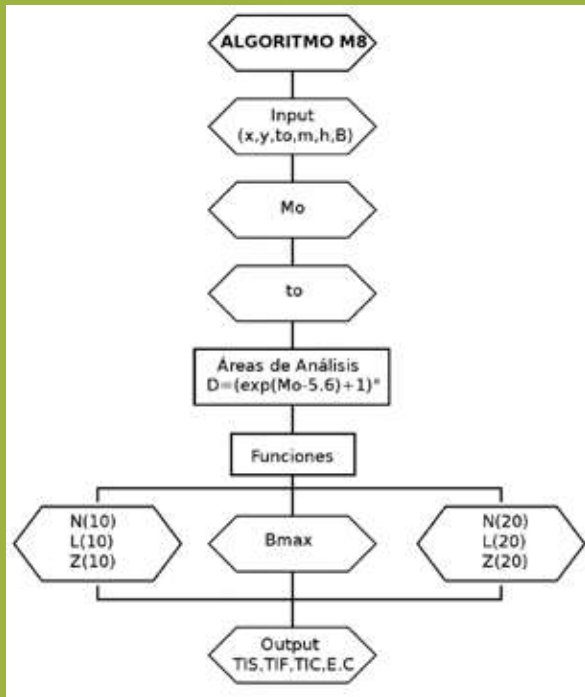


Figura 4. Esquema de los parámetros de ingreso para el Algoritmo M8.

## 2. ANÁLISIS DE DATOS

Para este estudio se han usado los catálogos sísmicos del IGP y NEIC, los cuales han sido integrados y analizados a fin de obtener una base de datos homogénea y completa, para la aplicación del algoritmo M8. A continuación se muestran algunos de los principales análisis realizados:

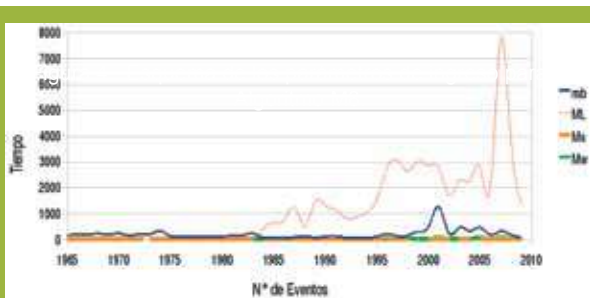


Figura 5. Distribuciones de las magnitudes mb, MS, ML a la magnitud Mw.

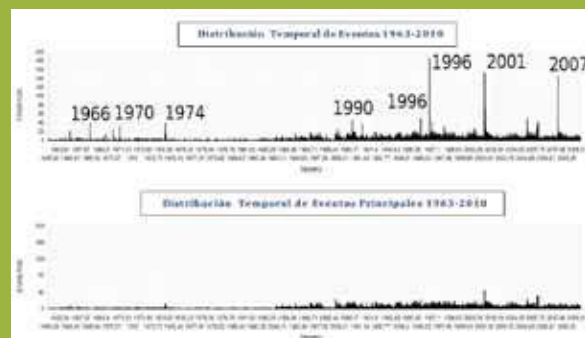


Figura 6. Distribución de los eventos sísmicos antes y después de la depuración de las réplicas asociados a los terremotos principales.

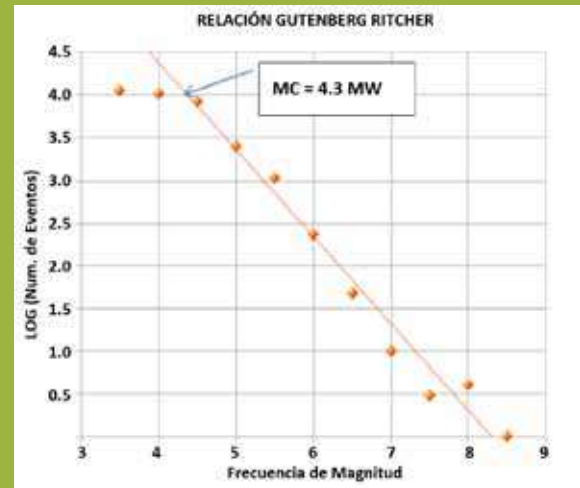


Figura 7. Cálculo de la magnitud de completitud ( $M_c=4,3Mw$ ) desde la cual, el catálogo es calificado como homogéneo y completo.

Una vez obtenida una base de datos de ingreso (INPUT) confiable, homogénea y completa se ejecutó el algoritmo M8, para lo cual previamente se ingresó los siguientes parámetros: magnitud a evaluar ( $M_o=7,5Mw$ ), el tiempo de inicio del análisis (A. Retroactivo,  $t_o=1963$ ; A. Prospectivo,  $t_o=1984$ ), las áreas de análisis (Tabla 2), el radio de análisis ( $R=300$ ) y otros parámetros internos del algoritmo usados para el cálculo de las funciones.

Tabla 2: Áreas de análisis

Área	Centro de las Áreas		Radio (Km)
	Latitud(°)	Longitud(°)	
CR-1	-8.04	-80.21	300
CR-2	-12.66	-77.17	300
CR-3	-13.91	-76.19	300
CR-4	-16.68	-72.64	300
CP-1	-2.70	-80.38	300
CP-2	-8.04	-80.21	300
CP-3	-11.15	-78.37	300
CP-4	-14.72	-75.54	300
CP-5	-17.05	-72.43	300
CP-6	-19.55	-69.97	300

CR: Áreas usadas para el Análisis Retroactivo  
CP: Áreas usadas para el Análisis Prospectivo

Los datos de salida (OUTPUT) que contienen los valores de cada una de las funciones para las diferentes áreas de análisis son graficados a fin de realizar una mejor interpretación, identificación y presentación de los TIP encontrados en un determinado tiempo, dentro o al final de cada análisis.

## 3. RESULTADOS

### A. ANÁLISIS RETROACTIVO

El objetivo de este primer análisis es medir la eficacia del algoritmo M8 para la predicción de grandes terremotos en el Perú. Por esta razón, las áreas de análisis han sido seleccionadas considerando la distribución temporal y espacial de

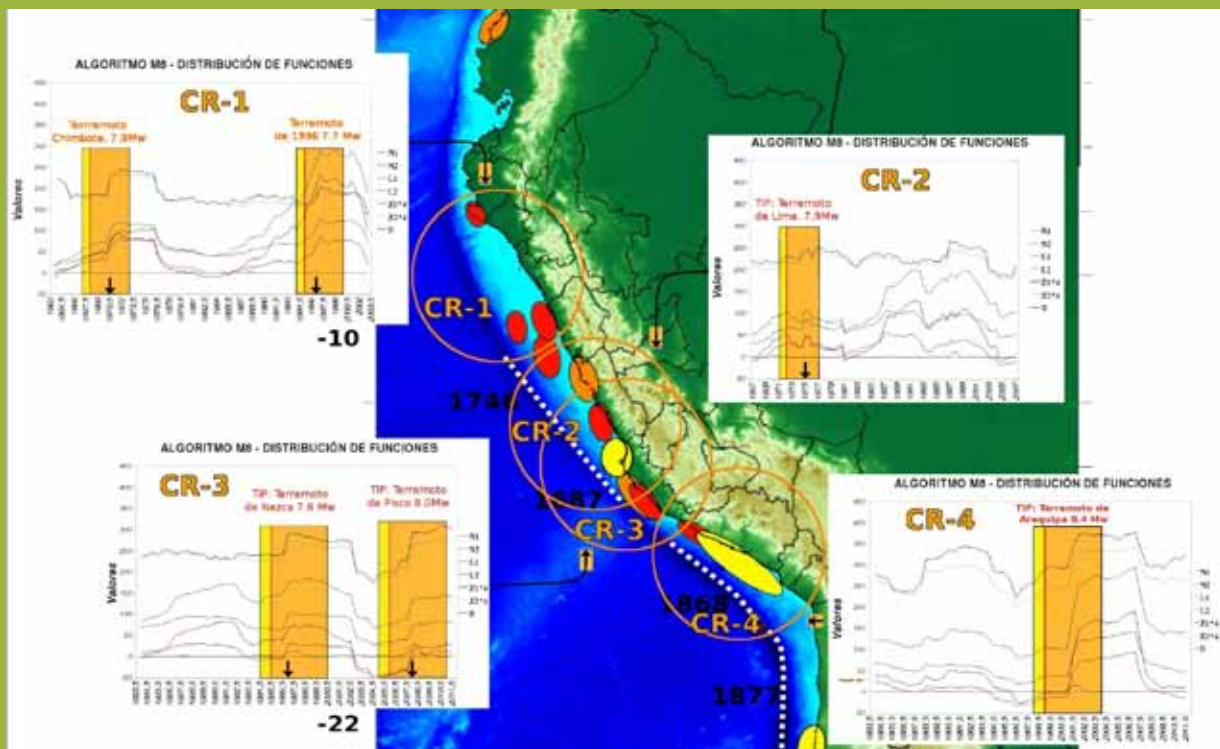


Figura 8. Resultados del análisis retroactivo

los grandes terremotos pasados. Desde 1969 hasta el año 2011, han ocurrido seis grandes terremotos con magnitudes mayores a 7,5Mw, los cuales son: terremoto de Chimbote 7,9Mw en 1970; de Lima, 7,9Mw en 1974; en el norte del Centro del Perú 7,7Mw en 1996; de Nazca, 7,8Mw en 1996; de Arequipa 8,4Mw en 2001 y de Pisco 8,0Mw en 2007.

Los resultados del análisis retroactivo (Figura 8) muestra la formación de los TIP's antes de los terremotos citados arriba. El tiempo de anticipación entre la formación de la alarma (TIP) y la ocurrencia de cada terremoto en promedio es de 3 años. Cada una de las curvas representa las funciones analizadas con el algoritmo M8, además nótese que las funciones más sensibles con el proceso de formación de un gran terremoto son N1, N2, L1, L2 y B, mientras que los incrementos en las funciones Z1 y Z2 no son bien marcados a excepción de lo observado para los terremotos de Arequipa (2001) y Pisco (2007), ambos con magnitudes  $M \geq 8,0Mw$ , donde si se observa un incremento marcado en todas las funciones del algoritmo M8.

#### i. Terremoto de Arequipa 2001 (8,4Mw)

La Figura 9, muestra la distribución de las funciones antes y después del terremoto de Arequipa (8,4Mw), ocurrido el 23 de junio del 2001. En julio de 1988 se observa un incremento en los valores de las funciones pero al no continuar el mismo en el análisis siguiente (enero de 1989) no se diagnostica ningún TIP. Posteriormente se observa que las funciones siguen una tendencia sin una marcada fluctuación hasta enero de 1994, donde los valores de las funciones

empiezan a descender hasta julio de 1996, luego comienzan a subir aleatoriamente en los siguientes tres análisis, hasta que en Julio de 1998 se observa un incremento en todas las funciones del algoritmo M8 que fue corroborado en el siguiente análisis (enero de 1999), dando origen a la formación de un TIP, justo antes del terremoto de Arequipa (2001).

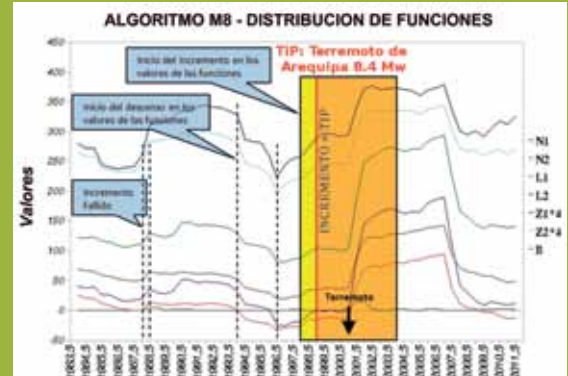


Figura 9. TIP encontrado para el terremoto de Arequipa ( $Mw=8,4$ ) del 23 de junio del 2001.

#### ii. Terremoto de Pisco 2007 (8,0Mw)

Para el terremoto de Pisco 8,0Mw las funciones muestran una tendencia muy similar al terremoto de Arequipa. Observando un una caída drástica en los valores de las funciones en julio del 2002, hasta julio del 2004. En julio del 2005 y enero del 2006 se verifica el incremento de los valores de las funciones del algoritmo M8, lo que origina la formación de un TIP en enero del 2006. El 15 de Agosto del 2007 ocurre el terremoto de Pisco de magnitud 8,0Mw el cual fue pronosticado, con un

tiempo de anticipación de dos años, por la alarma o TIP formado en enero del 2006 (Figura 10).

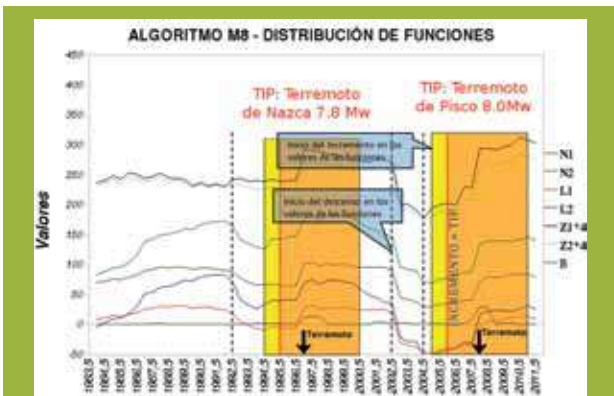


Figura 10. TIP encontrado para el Terremoto de Nazca, ocurrido el 12 de noviembre de 1996 (7.8Mw) y para el terremoto de Pisco (Mw=8,0) del 15 de agosto del 2007.

## B. ANÁLISIS PROSPECTIVO

La aplicación prospectiva del algoritmo M8, se realiza a fin de evaluar la posibilidad de que ocurra un gran terremoto en el borde occidental del Perú para los siguientes años (periodo 2010-2016). Los resultados de este análisis muestra la formación de dos TIP's, calificados como CTIP (TIP en progreso), los cuales son descritos a continuación.

### i. Primera zona de alarma

La primera área de alarma (CTIP) abarca el área circular con centro en: 11,15°S, 78,37°W y Radio = 300km (CP-3), la misma que se ubica al nor-oeste de la ciudad de Lima. En esta área la distribución de los valores de las funciones (Figura 11), muestra un comportamiento similar observado antes de los TIP'S encontrados en el análisis retroactivo para el terremoto de Arequipa (2001) y Pisco (2007) en los cuales se observa un descenso antes de que se forme el TIP. Así, también en esta área (CP-3) se observa un descenso drástico en los valores de las funciones que se inicia en julio del 2001, en un inicio este descenso es bien marcado pero se va atenuado con el tiempo. En julio del 2007 se observa el incremento en todos los valores de las funciones, el mismo que es verificado en dos periodos de tiempo de manera consecutiva (enero del 2008 y julio del 2008) se diagnostica la formación del TIP en julio del 2008. La duración de la alarma es de cinco años, lo cual indica que existe una alta probabilidad, que dentro del área evaluada, y el tiempo de la alarma (hasta el año 2013) ocurra un terremoto con magnitud  $M \geq 7,5$ Mw.

### ii. Segunda zona de alarma

La segunda área de alarma (TIP) clasificada como un CTIP (TIP en progreso) abarca los departamentos de Tacna, Moquegua, sur de Arequipa y la región norte de Chile. El centro de esta área se encuentra en:

19,55°S, 69,97°O, y abarca un radio de  $R=300$  km. La distribución de las funciones en esta área (Figura 12), muestra una tendencia similar a los valores de las funciones observadas antes de la formación de los TIP'S descritos anteriormente, pero con la diferencia de que en esta área, la caída y aumento de las funciones se dan en un periodo más largo. Así, en enero de 1993, se observa el descenso en todas las funciones hasta enero de 1997, desde el cual las funciones Z1 y Z2 comienzan a incrementarse, a diferencia de las otras que continúan descendiendo hasta julio del año 2000 para luego también ascender. Luego de ser verificado el incremento en todas las funciones y en dos periodos de tiempo consecutivos de análisis (enero 2001 y julio 2001), se declaró el TIP en julio del 2001. Luego de transcurrir el tiempo de duración de este TIP (2001-2006) y de no ocurrir ningún terremoto, el TIP es calificado como un FTIP (Falsa Incremento de Probabilidad). Después del FTIP, las curvas continúan presentando valores altos, razón por la cual en julio del 2008 se vuelve se declara un nuevo TIP, calificado esta vez como un CTIP (TIP en progreso). Considerando la duración de la alarma de 5 años, un terremoto con magnitud  $M \geq 7,5$ ; puede ocurrir dentro del área evaluada y el periodo 2011-2013, tiempo que resta desde que la alarma fue declarada. Nótese en la Figura 12, que desde el año 2010, los valores de las funciones del algoritmo M8 se incrementan notablemente.



Figura 11. CTIP, identificado en el área CP-3 (centro: -11,8S -77,15W y Radio=300km). El tiempo probable dentro del cual puede ocurrir un terremoto  $M \geq 7,5$ , se encuentra entre 2008/07-2013/07.



Figura 12. CTIP encontrado en el área CP-6, que se inicia en el año julio del 2008 e indica la posible ocurrencia de un gran terremoto ( $M > 7,5$ Mw) dentro del periodo de 2008/07-2013/07.

## 4. CONCLUSIONES

Luego del análisis retroactivo se verificó la formación de TIP's antes de los grandes terremotos ocurridos en el Perú, desde 1965, el tiempo de anticipación promedio entre las alarmas (TIP) y la ocurrencia de los grandes terremotos es de 3 años.

La aplicación prospectiva permite identificar la formación de dos TIP'S, calificados como CTIP (TIP en progreso), en el centro y sur del Perú. El primer CTIP considera el área de 300 km alrededor del centro: 11,15°S y -78,37°O ubicado al nor-oeste de Lima, y el segundo CTIP abarca el área de 300 km con centro 19,55°S y 69,97°O ubicado en el límite Perú-Chile. En ambas áreas, se espera la posible ocurrencia de un gran terremoto dentro del periodo de tiempo 2008-2013.

## 5. RECOMENDACIONES

Debido que a la fecha no existe ningún método eficaz para la predicción de los terremotos, se recuerda a la población y autoridades tomar conciencia y no olvidar de la situación sísmica en el cual se encuentra el Perú, por lo cual se debe de estar preparado y saber qué hacer antes, durante y después de un terremoto a fin de reducir y mitigar los daños que estos fenómenos involucran.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar mi tema de tesis.

Al Dr. Hernando Tavera por estar a cargo de mi capacitación en el Área de Sismología.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

Gelfand, I., S. Guberman, V. Keilis-Borok, L. Knopoff y F. Press (1976). *Pattern recognition applied to earthquake epicenters in California*. *Plzys. Earth Planet. Inter.* 11:227-83.

Tavera H. & Bernal I. (2005). *Distribución Espacial de Áreas de Ruptura y Lagunas Sísmicas en el Borde Oeste del Perú*. Volumen Especial N°6 Alberto Giesecke Matto (2005) pp. 89-102.

Keilis-Borok, V. (2002). *Earthquake prediction: state-of-the-art and emerging possibilities*. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. 30, p. 1-33 (2002).

Keilis-Borok V. (1996). *Intermediate-term earthquake prediction* *Proc. Natl. Acad. Sci. USA, Colloquium Paper* Vol. 93, pp. 3748-3755, April 1996.

Keilis-Borok V. & Kossobokov V. (1990). *Localization*

*of intermediate-Term earthquake prediction* *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No B12, pp. 19,763-19,772 November 10, 1990.

Kossobokov V., Romashkova L., Keilis-Borok V. & Healy J. (1999). *Testing earthquake prediction algorithms: statistically significant advance prediction of the largest earthquakes in the Circum-Pacific 1992-1997*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 111(1999) 187-196.

Vilkovich, E. y M. Shnirman (1979). *An Algorithm for Establishing the Migration of Strong Earthquake*. *Vychisl. Seismol.* 12, 37-44.

Vorobieva I. (1999). *Prediction of a subsequent large earthquake*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* vol. 111(1999) 187-196.

# ÁREAS PROBABLES DE RUPTURA SÍSMICA EN EL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ, A PARTIR DE LA VARIACIÓN DEL PARÁMETRO “b”

## LIKELY AREAS OF SEISMIC RUPTURE IN WESTERN PERU, FROM THE VARIATION OF THE B PARAMETER

**Cristobal Condori Quispe**

Universidad Nacional de San Agustín  
Facultad de Ingeniería Geológica, Geofísica y Minas  
gfcristobalcq@gmail.com

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Área de Sismología

### Resumen

Se ha evaluado la presencia de asperezas para el borde occidental de Perú, propensas a producir, en el futuro, sismos de gran magnitud, todos asociados al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Para tal fin, se aplica la metodología propuesta por Wiemer y Wyss. (1997), y que considera la variación espacio-tiempo del parámetro “b”. Se utiliza el catálogo sísmico del IGP, para el periodo de 1970 a 2010 con una magnitud de completitud de 3,8 Ms. Los resultados infieren la presencia de 5 áreas de acumulación de energía o asperezas ubicadas entre los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna; hacia al norte del departamento de Arequipa; dos asperezas frente a la costa de Lima y Ancash, y otra entre los departamentos de Piura y Lambayeque. Estas áreas y/o asperezas tienen valores máximos para periodos de retorno de 50 años y para sismos con magnitud mayores a 7Ms.

**Palabras clave:** Asperezas, valores de “b”, método de Wiemer y Wyss.

### Abstract

We assessed the presence of asperities in western Peru. Likely to generate future large earthquakes all associated to the subduction process of the Nazca plate beneath the South American. We use the Wiemer and Wyss (1997) methodology which considers the space-time variation of the “b” parameter. We use the IGP catalog for the period from 1970 to 2010 with a completeness magnitude of 3,8 Ms. Our results infer the presence of 5 areas with a high concentration of stress or asperities located between the departments of Arequipa, Moquegua and Tacna, to the north of Arequipa; two asperities off the coast of Lima and Ancash; and other between the departments of Piura and Lambayeque. These asperities have maximum values for return periods of 50 years, and for earthquakes with magnitude 7Ms.

**Keywords:** Asperities, b-values, Wiemer and Wyss Methodology.

## 1. INTRODUCCIÓN

El Perú forma parte de la región sísmica más activa del mundo debido a que se encuentra ubicado dentro del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico, donde se libera más del 80% de la energía sísmica a nivel mundial. En Perú la actividad sísmica está directamente asociada al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, el cual se da a una velocidad relativa de 6 a 7 cm/año (DeMets et al., 1990). Este proceso dio origen a los terremotos más grandes ocurridos en el Perú, como los del 17 de octubre de 1966 (7,7Mw Lima), 31 de mayo de 1970 (7,9Mw Ancash), 3 de octubre de 1974 (7,9Mw Lima), 12 noviembre de 1996 (7,7Mw Nazca), 23 de junio de 2001 (8,2Mw Arequipa), y 15 de agosto de 2007 (7,9Mw Pisco). Todos estos terremotos produjeron cuantiosos daños materiales y pérdidas de vidas humanas. En la actualidad se tiene conocimiento amplio acerca de este peligro, más no se sabe cuando ha de ocurrir, es por eso que durante los últimos años varios investigadores han desarrollado diversos métodos de predicción, sin lograr el objetivo de conocer la fecha de recurrencia de los grandes sismos (Tavera, 2003). Sin embargo, sí ha sido posible caracterizar y localizar las áreas probables donde podría generarse un futuro terremoto de magnitud elevada ( $\geq 7,0Ms$ ). Una de las metodologías propuestas para identificar estas áreas fue desarrollada por Wiemer y Wyss (1997), y se basa en la distribución frecuencia-magnitud de los sismos  $\text{Log}N=a-bM$  (Gutenberg y Richter, 1944). Estos investigadores, señalan que las zonas con alta concentración de esfuerzos (Asperezas) se caracterizan por presentar valores bajos del parámetro "b", siendo sus dimensiones proporcionales a las del área de ruptura y a la magnitud del sismo. Así mismo; este método permite calcular el periodo de retorno de los sismos asociados a dichas asperezas. El término "Aspereza" define a un área presente en la superficie de fricción de placas en la cual no ha ocurrido un sismo de gran magnitud durante un largo periodo de tiempo, lo que ocasiona que se acumule la energía elástica suficiente como para producir un gran sismo. El método propuesto por Wiemer y Wyss (1997), fue aplicado en diversas zonas de subducción en el mundo, tal es el caso de Zúñiga y Wyss (2000) que buscaron localizar las grandes asperezas a lo largo de la Costa occidental de México y Katsumata, (2006), en el estudio de la variación del valor del parámetro "b" en profundidad en la misma región. En ambos casos, el objetivo fue identificar la presencia de asperezas o áreas con mayor probabilidad de ocurrencia de sismos de magnitud 7,2Ms. En el Perú, el método fue aplicado por Heras y Tavera (2002) al borde occidental, llegándose a identificar asperezas frente a los departamentos de Arequipa e Ica. La primera dio origen el sismo el 23 de junio del 2001 y el segundo, el sismo de Pisco del 15 de

agosto del 2007.

En el presente estudio, se emplea el método de Wiemer y Wyss (1997), para analizar la distribución espacial del parámetro "b" en el borde occidental del Perú (Figura 1), y a partir de los resultados identificar la ubicación de "Asperezas".

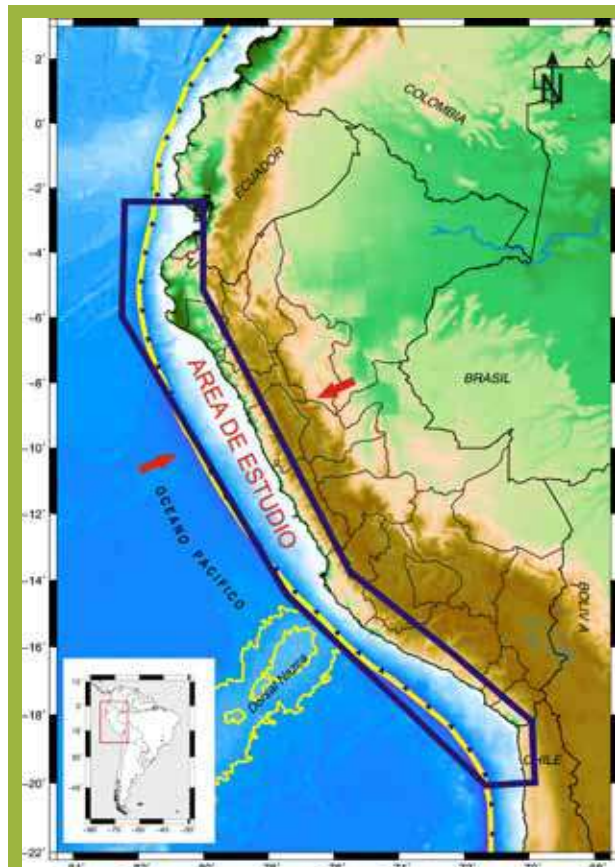


Figura 1. Mapa topográfico del Perú mostrando la ubicación del área de estudio delimitado con el polígono de color azul, y que comprende todo el borde Occidental del Perú. Las flechas rojas indican la dirección del movimiento de placas.

## 2. DATOS

La base de datos utilizada en este estudio fue extraída del catálogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú (periodo 1970 a 2010), y considera 1367 eventos sísmicos todos con focos ubicados a profundidades menores a 60 km. Con una magnitud de completitud de 3,8Ms. Los valores dependientes o réplicas fueron depurados aplicando el algoritmo de Reasenberg (1985). El mismo que permitió eliminar las réplicas correspondientes a los terremotos de 1970, 1974, 1996, 2001 y 2007.

## 3. MÉTODO

Para el análisis de datos se utilizó el programa Zmap, (Wiemer y Zúñiga, 1994), Por tanto a partir de la distribución frecuencia-magnitud de los sismos (Gutenberg y Richter, 1944) (Figura. 3a), se determinó la completitud del catálogo en 3,8Ms. Finalmente,

se presenta una curva acumulativa de forma lineal (Figura 3b), la cual define la homogeneidad de la base de datos a utilizar en este estudio.

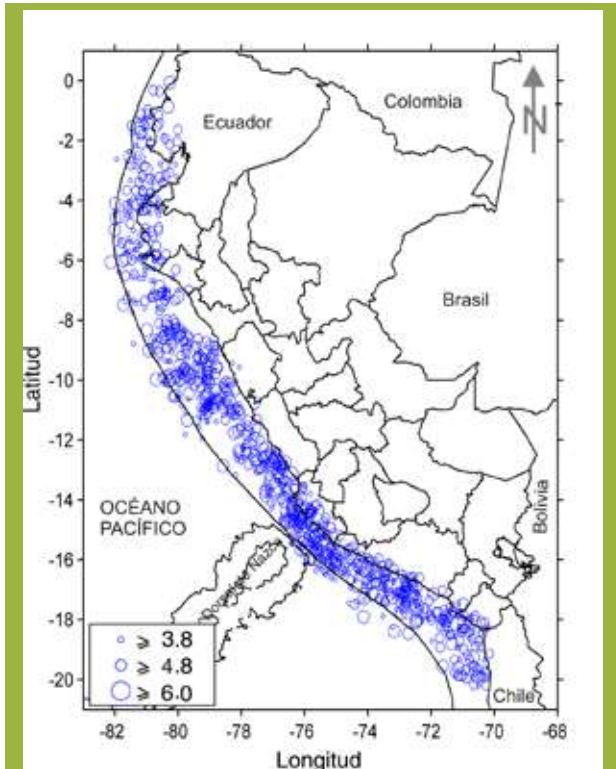


Figura 2. Distribución epicentral de los eventos sísmicos que constituyen el catalogo utilizado en este estudio: periodo 1970-2010.

El cálculo de los valores de “a” y “b”, se obtiene a partir de la relación frecuencia-magnitud (Ec. 1), y empleando el método de máxima verosimilitud, ya que presenta mejores limites de confianza (Aki, 1965).

$$\text{Log}N = a - bM \dots\dots\dots(1)$$

Donde, N es el número acumulado de sismos con magnitud mayor o igual a M. Luego, en base a esta ecuación se estima el periodo de retorno de un sismo con magnitud  $M_{max}$  utilizando la siguiente ecuación:

$$P_r = T_L(M_{max}) = \Delta T / 10^{(a-bM_{max})}$$

Donde  $\Delta T$  es el periodo de datos considerados en el estudio,  $P_r$  o  $T_L$  es el periodo de recurrencia y  $M_{max}$  la magnitud del sismo para el cual se desea conocer su periodo de recurrencia. Para la elaboración de los mapas de valores de “b” y  $P_r$ , se utilizó la técnica de grillado (Wiemer, 1996), codificada en el programa ZMAP (Wiemer y Zúñiga, 1994). El espaciamento de nodos en el área de estudio fue de  $0,1^\circ$  con un radio constante de 150 km. alrededor de cada nodo. El radio constante es un valor promedio asumido a partir de la longitud de ruptura de los principales terremotos ocurridos en el periodo de 1970 a 2010.

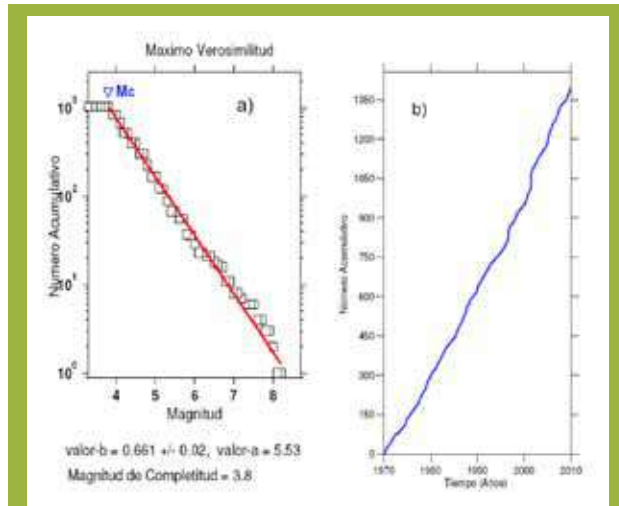


Figura 3. a) Distribución frecuencia-magnitud. b) Distribución acumulativa de sismos en función del tiempo para el periodo 1970-2010. Para la base de datos del IGP.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 DISTRIBUCIÓN DE VALORES DE “b” Y PERIODOS DE RETORNO

Los resultados obtenidos en este estudio para el borde occidental de Perú, son presentados en las Figuras 4a y 4b. Los valores del parámetro “b” varían entre 0,5 a 1,1; tal como se muestra en la figura 4a. La distribución espacial de estos valores, ha permitido caracterizar y localizar geográficamente la presencia de hasta cinco áreas con alta concentración de energía elástica (áreas de color rojo) debido a la fricción y acoplamiento de las Placas de Nazca y Sudamericana. Estas asperezas se encuentran distribuidas en forma heterogénea en:

- » Región sur del Perú, cubriendo las costas de los departamentos de Tacna, Moquegua y parte sur del departamento de Arequipa.
- » Al norte del departamento de Arequipa, frente a la localidad de Yauca.
- » Exactamente frente a la costa del departamento de Lima.
- » Al norte del departamento de Lima y frente al departamento de Ancash.
- » Frente a las costas de los departamentos de Lambayeque y Piura.

El mapa de periodos de retorno (Figura 4b), fue calculado a partir de la ecuación 2 para una magnitud  $M_{max}=7,0$  considerando la distribución de los valores de parámetro “b”. El resultado proporciona un mapa con áreas o asperezas definidas con mayor resolución, siendo las mismas coherentes con el mapa de valores del parámetro “b”. Las áreas con



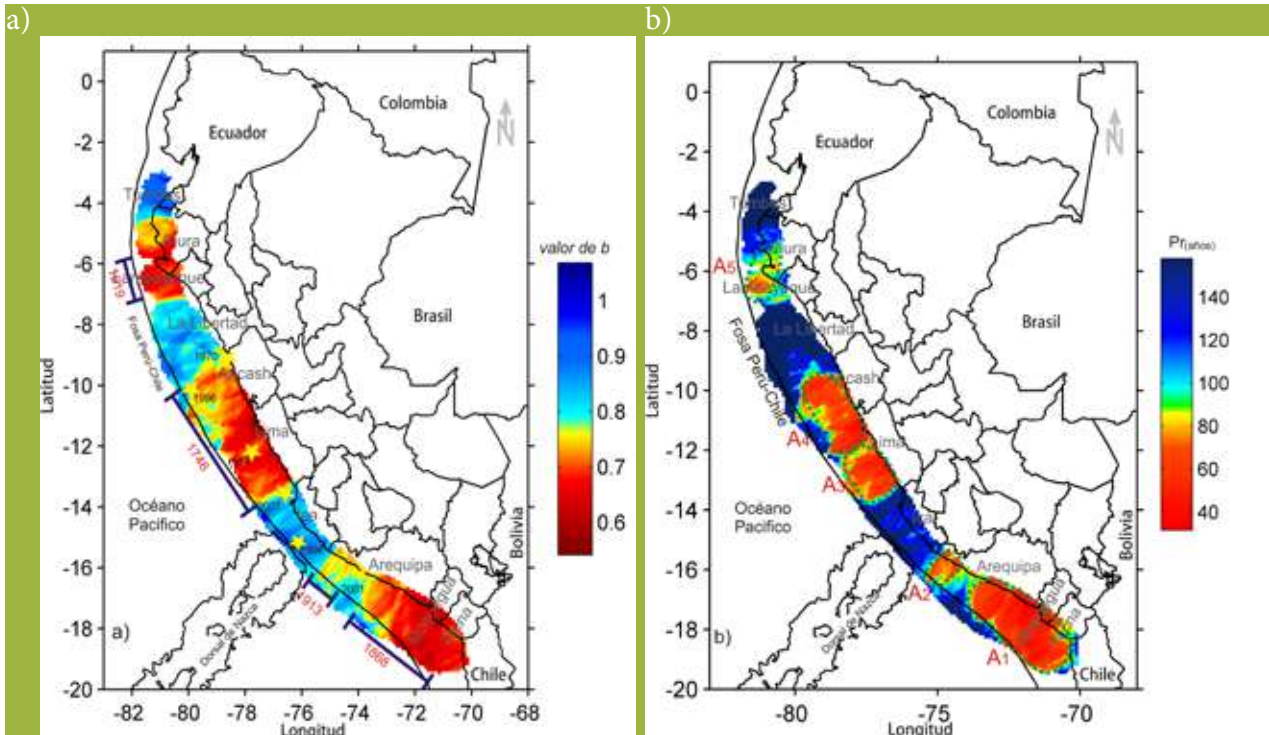


Figura 4. Distribución espacial de los valores del parámetro "b" en el borde occidental del Perú, las barras indican las longitudes de ruptura estimados para los terremotos históricos. b) Mapa de periodos de retorno local para las asperezas identificados, las mismas están enumerados como: A1, A2, A3, A4 y A5.

valores mínimos de tiempo de recurrencia local oscilan entre 40 y 70 años.

#### 4.2 ESTIMACIÓN DE LA MAGNITUD Y PROBABILIDAD DE OCURRENCIA

De manera complementaria, es posible determinar la magnitud de los sismos que se producirían. A partir de las dimensiones del área de las estas asperezas, asumiendo que ellas en conjunto forman parte de toda el área involucrada en la ruptura. La magnitud momento  $M_w$  puede ser estimada utilizando la ecuación de Kanamori y Anderson (1975).

$$M_0 = 0.70 \times 10^{22} S^{3/2} \text{ dina - cm, S en Km}^2 \dots (3)$$

$$M_w = \frac{2}{3} \left( \log_{10} \frac{M_0}{\text{dina cm}} - 16.1 \right) \dots (4)$$

- » Aspereza (A1).- El área estimada para esta aspereza es de 89797 km<sup>2</sup> y la magnitud que podría alcanzar el sismo sería del orden de 8,8Mw.
- » Aspereza (A2).- Esta aspereza presenta un área aproximada de 4912 km<sup>2</sup> equivalente a una magnitud estimada de 7,5Mw.
- » Aspereza (A3).- Esta aspereza presenta un área

de 23943 km<sup>2</sup> y su magnitud estimada es de 8,2Mw.

- » Aspereza (A4).- Esta aspereza presenta un área de 46650 km<sup>2</sup> y su magnitud estimada es de 8,5Mw.
- » Aspereza (A5).- Esta aspereza presenta un área de 8207 km<sup>2</sup> y su magnitud estimada es de 7,7Mw.

Adicionalmente, se procedió a calcular la probabilidad de ocurrencia para un sismo con magnitud  $M_{max}=7,0$ , y los resultados obtenidos se muestran en la Figura 5b. De acuerdo a los resultados, las asperezas que presentan la más alta probabilidad de producir un sismo de magnitud  $M_s \geq 7,0$  se encuentran ubicadas:

- » Frente a las costas de los departamentos de Tacna, Moquegua y parte sur del departamento de Arequipa (Aspereza 1).
- » Ubicada frente a los departamentos de Lima y Ancash que en conjunto forman una gran aspereza (Aspereza 3 y 4).

#### 5. DISCUSIÓN

Los avances de los diversos métodos de estudio que pretenden buscar una solución para la predicción de los terremotos hasta la actualidad, han permitido caracterizar la geometría e identificar geográficamente zonas conocidas como asperezas,

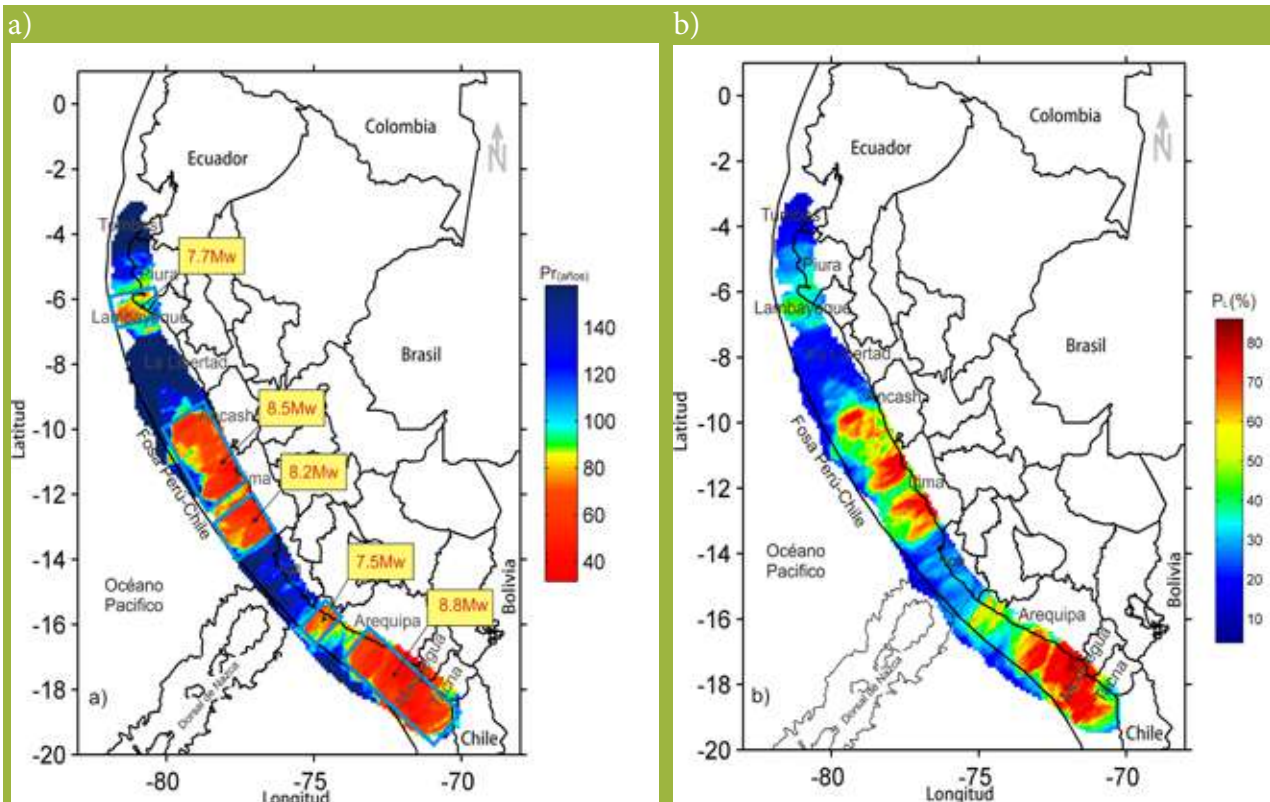


Figura 5. a) Estimación de la magnitud en función del área de las asperezas identificadas en este estudio. b) Mapa de probabilidad de ocurrencia.

mediante la aplicación de métodos probabilísticos. Uno de los métodos que mejor se adopta al estudio de predicción es el propuesto por Wiemer y Wyss (1997), que permite identificar las asperezas con alta probabilidad a generar sismos de gran magnitud, mediante la distribución de los valores mínimos de  $b$  y periodos de retorno de la distribución frecuencia magnitud de los sismos (Gutenberg y Richter, 1944).

## 6. CONCLUSIONES

La aplicación de la metodología propuesta por Wiemer y Wyss (1997), en el borde occidental del Perú, permite llegar a las siguientes conclusiones:

1. Los valores del parámetro “ $b$ ” a lo largo del borde occidental del Perú varían entre 0,5 a 1,1 y los periodos de recurrencia para terremotos con magnitud mayor a 7,0Ms, oscilan entre 50 y 70 años. Estos valores sugieren que la región de estudio es, por demás, compleja y heterogénea en su proceso de deformación y acumulación de energía.

2. La distribución espacial de los valores del parámetro “ $b$ ”, han permitido identificar la ubicación geográfica de 5 asperezas que representan ser fuentes probables de producir sismos con magnitudes mayores a 7,0Ms en el futuro. Estas asperezas son:

» Asperza ubicada en la región sur del Perú, frente a las costas de los departamentos de

Tacna, Moquegua y parte Sur del departamento de Arequipa, ( $16,436^\circ$  a  $19,129^\circ$ S).

» Asperza ubicada al norte del departamento de Arequipa, frente a la localidad de Yauca, ( $15,564^\circ$  a  $16,147^\circ$ S).

» Asperza ubicada en la región centro del Perú, frente a la costa del departamento de Lima ( $12,130^\circ$  a  $13,367^\circ$ S).

» Asperza ubicada frente a las costas de los departamentos de Ancash y parte norte del departamento de Lima ( $9,417^\circ$  a  $11,914^\circ$ S).

» Asperza ubicada en la parte norte del Perú, exactamente frente a las costas de los departamentos de Piura y Lambayeque ( $5,397^\circ$  a  $7,132^\circ$ S).

3. Las probables áreas de ruptura asociadas a los grandes sismos ocurridos en el periodo histórico (1619, 1746, 1868, 1913), coinciden con la distribución de las áreas de valores anómalos del parámetro “ $b$ ”; es decir, con las asperezas identificadas en este estudio.

4. Las asperezas identificadas en este estudio presentan geometrías y ubicaciones geográficas similares a los propuestos por otros autores basados en datos de GPS.

5. Las asperezas con mayor probabilidad a generar un sismo de gran magnitud se encuentran frente a los departamentos de Lima, Ancash y frente a los departamentos Arequipa, Moquegua y Tacna.

## 7. RECOMENDACIONES

Es necesario aplicar esta metodología al estudio de los sistemas de fallas activas del Perú para ver los niveles de esfuerzos acumulados e identificar la posible existencia de asperezas. Asimismo, al estudio de los volcanes activos presentes del Sur del Perú.

De acuerdo a los resultados obtenidos, es importante que las autoridades de las regiones o departamentos involucrados en este estudio, tomen las medidas necesarias de prevención y mitigación.

## 8. AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento al Instituto Geofísico del Perú, por haberme brindado un ambiente agradable de trabajo y la logística necesaria para realizar esta investigación. Asimismo, mi eterna gratitud a mi asesor Dr. Hernando Tavera.

## 9. BIBLIOGRAFÍA

Aki K. (1965). *Maximum likelihood estimate of b in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limits*, Bulletin of the Earthquake Research Institute. Vol. 43 pp.237 – 239.

DeMest C., Gordon,R., Arhus, A., Stein, S. (1990). *Current plate motions*. Geophys. J. Int., 101, 425 -478.

Gutenberg R. y Richter C.F. (1944). *Frequency of earthquakes in California*. Bull. Seism. Soc. Am. 34, 185-188.

Heras H. y Tavera H. (2002). *Localización de áreas probables a ser afectadas por grandes sismos en el borde oeste de Perú: Estimación a partir de periodos de retorno local basado en distribución de valores de "b"*. Centro Nacional de Datos Geofísicos, boletín de la S.G.P. pp. 7-16.

Kanamori, H., Anderson, D. L. (1975). *Theoretical basis of some empirical relations in seismology*. Bull. Seismology. Soc. Amr., 65, 1073-1096.

Katsumata, K. (2006). *Imaging the high b-value anomalies within the sub ducting plate in the Hokkaido corner*. Earth Planets Space, 58,-e49-e52.

Reasenberg, P. (1985). *"Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982"*. Journal

Geophysical Research, vol. 90, No. B7, Pages 5479-5495.

Tavera, H. (2003). *La Predicción Tectónica*. Centro Nacional de Datos Geofísicos. (CNDG) p. 23 - 25.

Wiemer S. y Wyss M. (1997). *Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times?* Jour. Geophys. Res. 102, 15115-15128.

Wiemer S. y Wyss M. (1994). *Seismic quiescence before the 1993 M=7.5 Landers and M=6.5 Big Bear (California) earthquake*. Bull. Seism. Soc. Am. 84, 3, 900-916.

Wiemer S. y Zuñiga R. (1994). *ZMAP a software package to analyze seismicity*, EOS, Transactions, Fall Meeting, AGU, 75, 456.

Zuñiga R. y Wyss M. (2000). *Most and least likely locations of large to great earthquakes along the pacific coast of Mexico, estimate from local recurrence times based on b-values*, Geophys. Jour. Intern. 90. in press, 2000.

# DETERMINACIÓN DE LA SUPERFICIE DE ACOPLAMIENTO SÍSMICO INTERPLACA EN EL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ

## DETERMINATION OF INTERPLATE SEISMIC COUPLING SURFACE ON THE WESTERN BORDER OF PERU

**Patricia Alejandra Guardia Anampa**

Universidad Nacional de San Agustín

Facultad de Ingeniería de Geológica, Geofísica y Minas

patricia.guardia@igp.gob.pe

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Área de Sismología

### Resumen

La continua ocurrencia de sismos en el borde occidental del Perú, hace necesario determinar, en profundidad, las dimensiones de la superficie de acoplamiento sísmico (SAS) a fin de conocer los niveles de mayor acumulación de energía y deformación. En este estudio se hace uso de dos métodos, la frecuencia de sismos vs profundidad y la distribución de los esfuerzos P y T en profundidad. Para el primer método, se hace uso del catálogo del Instituto Geofísico del Perú (1964-2011) y para el segundo, de la Universidad de Harvard (CMT). Los resultados obtenidos indican que en la región sur y norte del Perú, la SAS se encuentra en los niveles de profundidad de 10 a 70 km y en la región central de 10 a 65 km. Estos resultados sugieren que la profundidad de la SAS depende del tipo de subducción presente en el Perú, normal en la región sur y norte y subhorizontal en la región central. La deformación heterogénea, con menos sismos, define la presencia de los prismas de acreción hasta una profundidad de 10 km; mientras que, el desacople de placas comienza a 65-70 km de profundidad.

**Palabras clave:** Superficie Acoplamiento Sísmico (SAS), Esfuerzos, mecanismo focal, CMT.

### Abstract

The continued occurrence of earthquakes in the western border of Peru is necessary to determine, in depth, the dimensions of the seismic coupling surface (SAS) in order to know higher levels of energy accumulation and deformation. This study uses two methods, the frequency of earthquakes versus depth and the distribution of P and T stress in depth. For the first method makes use of the catalog of the Geophysical Institute of Peru (1964-2011) and the second from the University of Harvard (CMT). The results obtained indicate that in the southern and northern Peru, the SAS is in the depth levels of 10 to 70 km and the central region of 10 to 65 km. These results suggest that the geometry of the SAS is associated with the subduction type present in Peru, normal in the south and north, and subhorizontal in the central region. Heterogeneous deformation, with less number of earthquakes, defines the presence of the accretionary prism to a depth of 10 km, while the decoupling plate begins to 65-70 km depth.

**Keywords:** Seismic Coupling Surface, Stress, Focal Mechanic, CMT.

## 1. INTRODUCCIÓN

En el Perú, el proceso de subducción de la placa oceánica (Nazca) bajo la placa continental (Sudamericana), genera una constante acumulación de energía que se libera en forma de terremotos, en tanto esto ha motivado a muchos investigadores a realizar diversos estudios para conocer la geometría de la subducción, así como zonificar las áreas de mayor deformación superficial en el interior del continente. En este estudio se realiza una contribución para el conocimiento de la geometría de la principal fuente sísmogénica generadora de terremotos en el Perú (superficie de fricción de placas) y para ello se hace uso del catálogo sísmico del IGP y la base de datos de la Universidad de Harvard (CMT). Se pretende determinar los niveles de profundidad en la cual las placas presentan un máximo acoplamiento a lo largo del borde occidental del Perú.

## 2. SUPERFICIE DE ACOPLAMIENTO SÍSMICO

En el Perú, la actividad sísmica más importante está asociada al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, siendo éste la principal fuente sísmogénica, generadora de los eventos sísmicos más destructores ocurridos en Perú, en comparación con los que ocurren en continente (Cahill y Isack, 1992; Tavera y Buforn, 1998; Bernal, 2002). Por ello, es importante conocer la geometría de la superficie que participa en dicho proceso, más conocida como Superficie de Acoplamiento Sísmico (SAS). Para tal objetivo, se hará uso de dos metodologías, la frecuencia de sismos en función de la profundidad de sus focos y las características de la distribución de esfuerzos deducidos de los mecanismos focales.

### 2.1 FRECUENCIA SÍSMICA

#### 2.1.1. Hipótesis

En la Figura 1, se presenta un esquema del proceso de subducción típico en el borde occidental del Perú: En la zona 1 se inicia el contacto de placas y la formación de una estructura llamada "prisma de acreción", lugar donde el número de sismos es menor debido a la fragilidad de la corteza continental; en la zona 2, indicada con una línea roja, la superficie donde se tiene la mayor fricción de placas (SAS) lugar donde se espera ocurra el mayor número de sismos, sobre todo los de mayor magnitud como los ocurridos en los años; 1996 (Nazca), 2002 (Arequipa) y 2007 (Pisco): la zona 3, similar a la zona 1, el número de sismos disminuye porque a ese nivel de profundidad el acoplamiento de placas es menor y en general, se espera que los sismos estén asociados a la deformación interna de ambas placas.

De acuerdo a esta hipótesis la zona de mayor acoplamiento entre placas, puede ser estimada a partir de la frecuencia de sismos vs la profundidad focal de los mismos (zona 2).



Figura 1. Proceso de subducción de la placa (Nazca-Sudamericana), ubicación de la SAS.

#### 2.1.2. Metodología

Para determinar la SAS en el borde occidental del Perú, se siguen los siguientes pasos:

- » Se utilizan los catálogos del IGP y NEIC.
- » Se divide al borde occidental del Perú en tres regiones: sur, centro y norte, con eje mayor del orden de 300km.
- » En cada curva de frecuencia se identifican los niveles de profundidad, máxima y mínima, en los cuales se tiene la ocurrencia del mayor número de sismos, el cual indicará la SAS para cada región.
- » Se correlacionan todos los sismos que se encuentran dentro del área de estudio, hasta una profundidad de 100 km.
- » Se construye gráficas de frecuencia sísmica en función de la profundidad de los focos sísmicos para cada región (Figura 2).

#### 2.2.3. Secciones verticales de sismicidad

En la Figura 3 se muestran tres perfiles de sismicidad que han sido trazados perpendicular a la línea de costa y en los cuales se ha proyectado la frecuencia de sismos vs la profundidad de sus focos, tanto para la base de datos del IGP, como para el NEIC. En el caso de los datos del IGP, las barras de color azul representan los niveles de profundidad en las que se han producido el mayor número de eventos sismos.

De acuerdo al esquema de la Figura 1, se procede a realizar el análisis de la sismicidad para cada región de estudio:

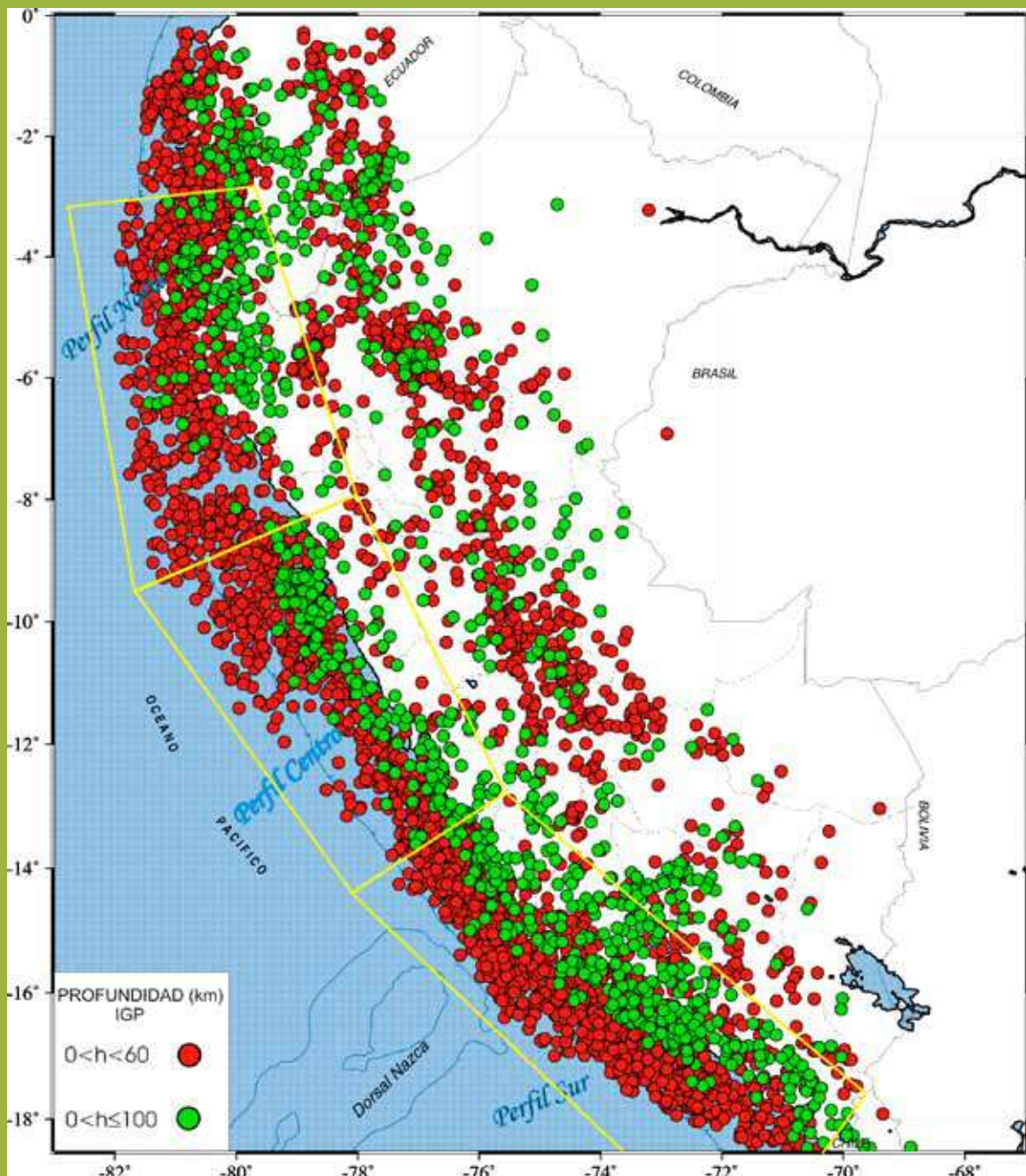


Figura 2. Mapa de sismicidad de Perú (1964–2010). Los tres recuadros indican los perfiles trazados en el área de estudio ( $M_L \geq 4,25$ ).

**Región Norte:** el mayor número de sismos se ha producido a niveles de profundidad entre 10 y 65 km.

**Región Centro:** se aprecia la misma tendencia que el perfil de la Región Norte, el mayor número de sismos ocurre entre los niveles de profundidad es 10 y 65 km.

**Región Sur:** el mayor número de sismos se ha producido entre los niveles de profundidad de 5 y 70 km.

Estos resultados sugieren que el borde occidental del Perú, la SAS se encuentra entre niveles de profundidad de 10-65 km y de 5-70 km.

Por otro lado, en la Figura 3 se puede observar que con los perfiles elaborados utilizando información del NEIC es imposible poder visualizar correctamente la distribución de los sismos en profundidad, estando el mayor número de sismos a una profundidad de 33 km.

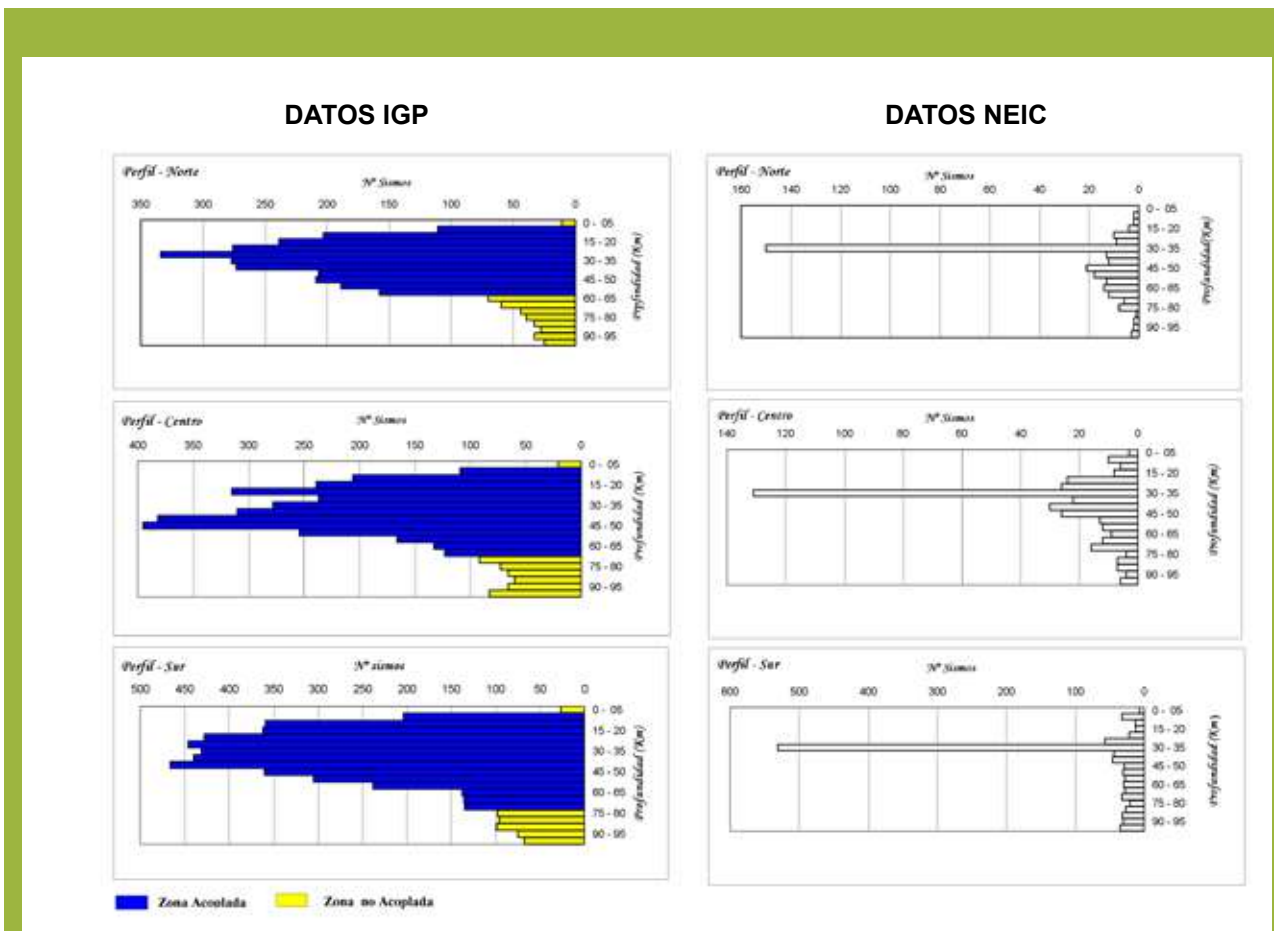


Figura 3. Perfiles de frecuencia sísmica vs profundidad de foco para el borde occidental de Perú: datos del catálogo del IGP y NEIC.

En la Figura 4 se presenta el esquema propuesto por Bernal y Tavera (2002) para la geometría de la placa oceánica (Nazca) dentro del proceso de subducción y sobre ella se ha representado la SAS obtenida en este estudio. Obsérvese que de 0-10 km (región centro y norte) y 0-5 km (región sur) no existe acoplamiento debido a que este rango de profundidad se desarrolla la deformación frágil con la formación de prismas de acreción y por debajo de los 65 (región norte y centro) y 70 km (región sur) debido al desacople de placas; es decir, a este nivel de profundidad la placa oceánica se separa de la continental.

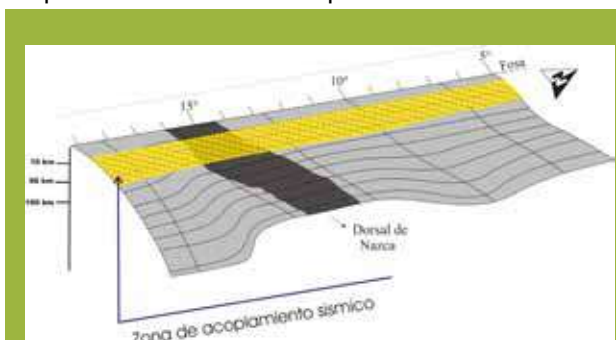


Figura 4. SAS a lo largo de la zona de subducción en el borde occidental del Perú.

## 2.2 DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS P Y T

La sismotectónica del borde occidental de Perú se caracteriza por la subducción de la placa de Nazca bajo la sudamericana; por lo tanto, es sabido que al producirse dicho proceso se tiene el desarrollo de diferentes modos de esfuerzos de compresión o eje P y extensión o eje T (Tavera y Buforn, 2001). La orientación de estos ejes son utilizados en este estudio para tipificar el tipo de deformación en el borde occidental del Perú.

### 2.2.1. Catálogo de mecanismos focales

Para desarrollar el estudio, se ha utilizado la base de datos de mecanismos focales de la Universidad de Harvard para un periodo de 35 años (1976-2011) (Figura 5). Esta base de datos fue construida utilizando el método de inversión de los elementos que integran el Tensor Momento Sísmico (CMT), para sismos con  $M_s > 5,0$ .

Internacionalmente, este procedimiento (CMT) ha permitido contar una base de datos homogénea para conocer los parámetros focales de los sismos y/o orientación de la fuente, Momento sísmico ( $M_0$ );

magnitud momento ( $M_w$ ), la orientación de los principales ejes de esfuerzos (Presión, P; Tensión, T). Por lo tanto, es posible realizar cualquier estudio dada la calidad de este tipo de información. Para el presente estudio se ha considerado únicamente los sismos y sus mecanismos focales asociados al proceso de subducción y deformación interna de la placa de Nazca por debajo del Continente.

### 2.2.2. Distribución de esfuerzos

En la Figura 5 se presenta la base de datos utilizados, el tipo de mecanismos focal para cada evento sísmico y la distribución de los esfuerzos derivados de los mecanismos focales. Básicamente la actividad sísmica considerada, muestra la ubicación espacial de la principal fuente sismogénica (convergencia de placas) y la asociada a la deformación interna de la placa Nazca por debajo del continente.

Los mecanismos focales (Figura 5b) corresponden, en el primer caso a deformación por compresión en segundo, por extensión. Según la distribución de esfuerzos, los correspondientes a la convergencia de placas son de tipo compresional con una orientación aproximada de NE-SO en las regiones sur y centro, hasta E-O en la región norte, siguiendo la geometría de la fosa peruano-chilena. La deformación por extensión, asociada a la deformación interna de la placa de Nazca por debajo del continente (líneas blancas), (Figura 5c) muestra una orientación más heterogénea, pero en promedio se acepta una dirección NE-SO.

En la Figura 5, se presenta los mapas de sismicidad y mecanismos focales sobre los cuales se construirán secciones verticales perpendiculares en función de la distancia-profundidad de los focos sísmicos. En total se ha considerado 10 secciones verticales, todas enumeradas de 1 al 10 iniciando por el extremo sur del Perú (Figura 5A). En general, se ha tratado que cada sección vertical considere el mayor número de sismos a fin de identificar de manera correcta la distribución de esfuerzos o tipos de esfuerzos a diferentes niveles de profundidad (Figura 5C). De acuerdo a estas consideraciones, cada perfil tiene una longitud de 1200 km y un ancho de 250 km (ver Figura 5A).

En la Figura 6 se muestra un esquema típico de la génesis de terremotos en zonas de subducción. Cerca de la fosa se desarrollan estructuras escalonadas producto de la deformación superficial asociada a una corteza de poco espesor, llamadas prismas de acreción, las cuales generan sismos de magnitud moderada y diversidad de tipos de ruptura; es decir, por compresión y extensión, sin prevalecer un patrón único de deformación.

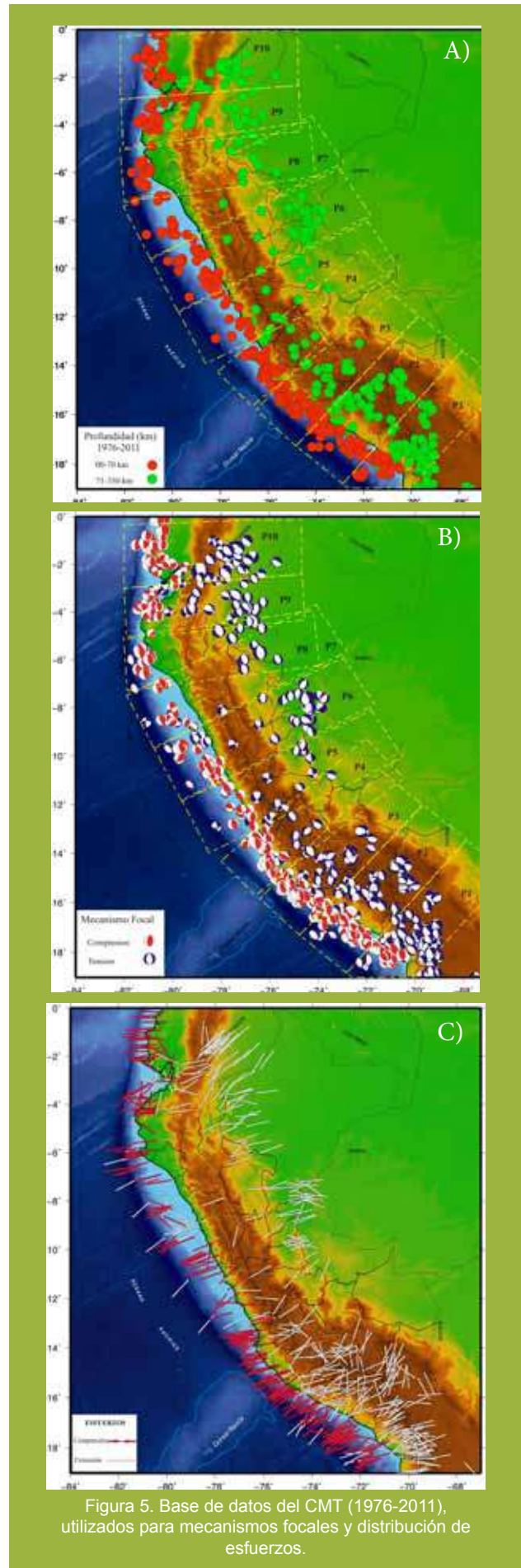


Figura 5. Base de datos del CMT (1976-2011), utilizados para mecanismos focales y distribución de esfuerzos.



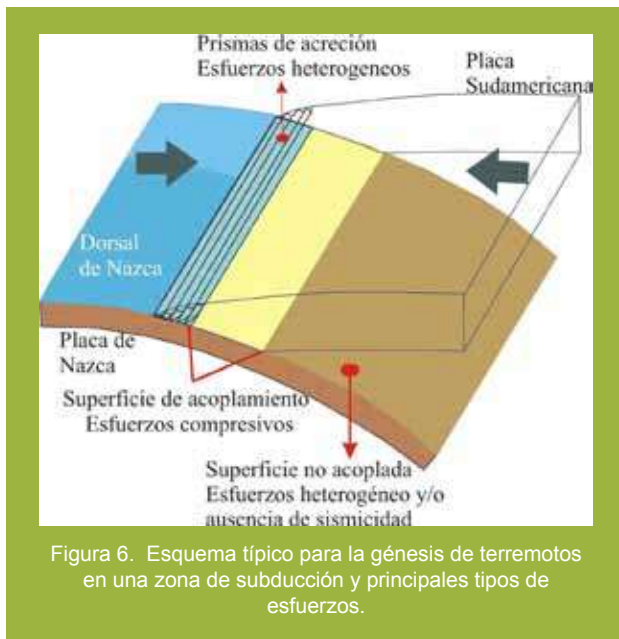


Figura 6. Esquema típico para la génesis de terremotos en una zona de subducción y principales tipos de esfuerzos.

En este esquema, la zona de amarillo define la superficie de mayor fricción entre las dos placas y prácticamente debe definir la geometría de la SAS, aquí prevalece un tipo único de deformación asociado a fallas inversas (convergencia de placas) o ejes de presión (P), siendo más notorio cuando se hace uso de datos a sísmos de magnitud moderada o mayor. Por debajo de esta SAS, las placas se separan, quedando la sismicidad restringida a la deformación interna de cada una de las placas, lo que provoca una notable disminución de la sismicidad y/o diversidad de tipos de esfuerzos.

Para el cálculo de la distribución de esfuerzos en el borde occidental del Perú, se han construido 10 perfiles y de ellos, en el presente informe se distinguen 3, considerados como representativos de la región Sur, Centro y Norte.

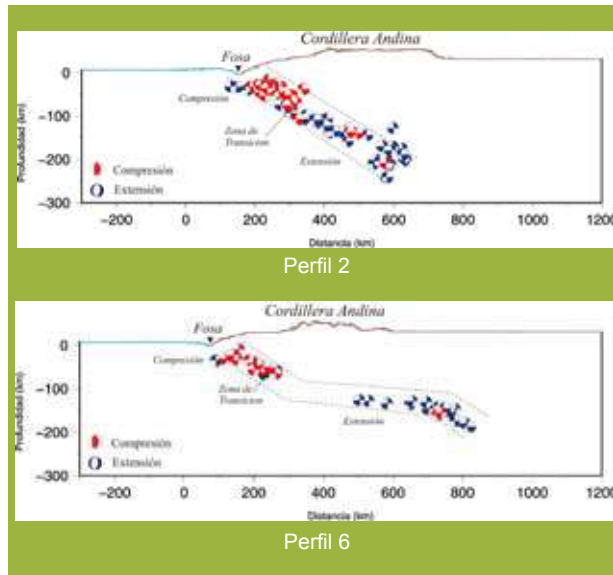
### PERFIL 2

Este perfil corresponde a la región sur del Perú, y en él se observa que la distribución de mecanismos focales en profundidad muestra el típico modo de subducción normal definido por autores anteriores para estas regiones (Tavera y Buforn, 1998). Así mismo, se observa que los mecanismos focales son del tipo normal e inverso hasta una profundidad de 10 km siendo su origen debido a los prismas de acreción. Entre los 10 y 70 km de profundidad todos los mecanismos focales son inversos y definen la SAS. Por debajo de 70 km los mecanismos focales son de extensión lo cual indica que a esta profundidad las placas no estarían acopladas.

### PERFIL 6

El perfil 6, representa a la zona central del Perú y en ella la distribución de los mecanismos focales

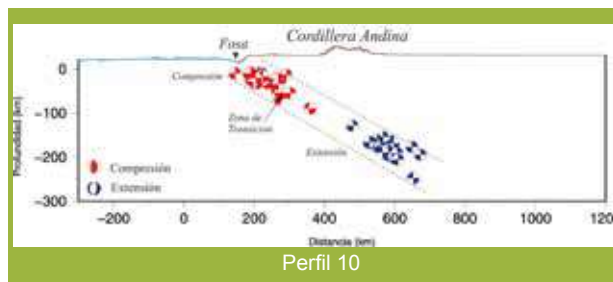
definen el típico modo de subducción identificado para esta región; es decir, subhorizontal, aunque a mayor distancia, aproximadamente a 750 km los mecanismos focales se distribuyen mostrando una segunda subducción, lo cual ya fue puesto en evidencia por Schneider y Sacks (1987).



Por otro lado, se observa que los mecanismos focales sugieren el desarrollo de procesos compresivos entre 10 y 70 km de profundidad, lo cual indica que hasta estos niveles de profundidad las placas se encuentran acopladas, estando a niveles superiores (>70 km) e inferiores (<10 km), ausente la sismicidad o presente de eventos asociados a deformación por extensión, lo cual sugiere que no existe acoplamiento a estos niveles de profundidad.

### PERFIL 10

El Perfil 10, corresponde al extremo sur del Ecuador, cerca de la frontera con Perú. Este Perfil es similar a los perfiles 1 y 2; es decir, la distribución de los mecanismos focales en profundidad muestra la típica subducción normal. Los mecanismos focales del tipo compresional se concentran cerca de la superficie hasta una profundidad de 70 km, mayor a esta profundidad, se observa la presencia de deformación por extensión hasta una profundidad de 180 km. En este caso se deduce que la SAS está presente hasta una profundidad de 70 km, y a partir de ésta, las placas estarían desacopladas. A menor profundidad no existe deformación.



### 2.2.3. Superficie de acoplamiento sísmico

De acuerdo al análisis realizado, se observa que la distribución de esfuerzos, en distancia y profundidad, dentro del proceso de subducción, es muy heterogénea, pero en conjunto ha permitido identificar los niveles de profundidad a las cuales se encuentra la SAS frente al borde occidental del Perú.

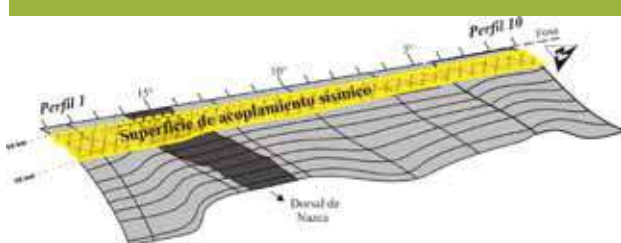


Figura 7, SAS en el borde occidental del Perú obtenidos de la distribución de ejes P y T.

En la Figura 7 se puede observar que la deformación asociada a los prismas de acreción alcanza una profundidad promedio de 10 km, la SAS se encuentra entre 10 km y 65-70 km de profundidad dependiendo del tipo de subducción que prevalece en cada región. Por debajo de esta profundidad, la ausencia o presencia de deformación por extensión/compresión indica el inicio de la superficie de no acoplamiento entre placas.

### 3. CONCLUSIONES

En el siguiente recuadro se detalla el resumen los resultados obtenidos en este estudio utilizando dos métodos: (1) de Frecuencia Sísmica y (2) Distribución de Esfuerzos (P y T).

REGIÓN	PROFUNDIDAD		PERFIL
	ÁREA DE ACOPLAMIENTO SÍSMICO		
	Método 1	Método 2	
NORTE	05-65	10-70	P10
		10-70	P9
		10-55	P8
		10-55	P7
CENTRO	05-65	10-55	P6
		10-55	P5
		10-70	P4
SUR	10-70	10-70	P3
		10-70	P2
		10-70	P1
		10-60	P1

Ambos métodos permiten obtener resultados similares, concluyendo que la máxima profundidad de la SAS está en función del tipo de subducción presente en el borde occidental del Perú; es decir, hasta los 70 km en la región sur y norte del Perú donde prevalece la subducción normal, y hasta 65 en la región central donde se produce la subducción

subhorizontal.

Estos resultados son similares a los obtenidos por Comte et. al, (1994) para una zona norte de Chile, utilizando datos de una red local.

### 4. AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar la presente investigación. De manera muy especial al Dr. Hernando Tavera por su orientación y apoyo en todo momento, durante el desarrollo del presente estudio.

### 5. BIBLIOGRAFÍA

Bernal, I. (2002). *Aproximación a un modelo detallado de la Sismicidad en el Perú y características de la energía sísmica liberada*, Tesis de Ingeniero Geofísico, UNSA, 169pp.

Bernal, I. y Tavera, H. (2002), *Zonas sismogénicas en Perú: volúmenes de deformación, Gráficos polares y Zonificación preliminar*. Boletín Sociedad Geológica del Perú v. 93 (2003) p. 31-44.

Cahill, T. y Isacks, B. (1992). *Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate*. J. Geophys Res., 97, 17503 – 17529.

Catálogo Sísmico de la Universidad de Harvard [www.globalcmt.org/CMTsearch.html](http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html).

Catálogo sísmico de la National Earthquake Information Center [http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic\\_rect.php](http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic_rect.php) (NEIC) I.

D. Comte, M. Pardo, L. Dorbath, H. Haessler, L. Rivera, A. Cisternas y L. Ponce3 (1994) *Determination of seismogenic interplate contact zone and crustal seismicity around Antofagasta, northern Chile using local data*. Geophys. J. Int., 116, 553-561.

Schneider J. Sacks S. (1987). *Stress in the contorned Nazca plate Veneta souther Peru form local Earthquake*. J Geophys. Res.,92, 13887-13902.

Tavera, H. y Buforn, E. (1998). *Sismicidad y sismotectónica de Perú. Sismicidad y sismotectónica de centro y Sudamérica*.

Tavera H. and Buforn E. (2001) *Source mechanism of earthquakes in Perú*. Journal of seismology, 5:519–539.

# DINÁMICA Y MODELADO NUMÉRICO DE TSUNAMIS EN LOS CAUCES DE LOS RÍOS: APLICACIÓN PARA EL RÍO RÍMAC (PARTE I)

## DYNAMICS AND NUMERICAL MODELING OF TSUNAMIS IN RIVERBEDS: APPLICATION TO RÍMAC RIVER (PART I)

**Julio César Martínez Herrera**

Universidad Nacional Mayor de San Marcos  
Facultad de Ciencias Físicas, E.A.P. Ingeniería Mecánica de Fluidos  
juser\_martinez@hotmail.com

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Área de Sismología

### Resumen

Un modelo numérico es una representación teórica de un fenómeno natural, por ejemplo los tsunamis, el cual es típicamente expresado en forma matemática, a fin de generar escenarios de riesgo para una mayor comprensión del comportamiento y desarrollo del peligro. En el caso de un tsunami producido en la zona de subducción, el comportamiento está regido por las ecuaciones asociadas a la dinámica de fluidos y otros procesos geofísicos como la interacción entre las placas y el océano, la sismicidad, etc. En general, estas ecuaciones se expresan como ecuaciones diferenciales parciales, las cuales describen la evolución futura de las diferentes variables relevantes en función de los valores de las distintas variables en el presente. Este estudio se desarrolla en dos etapas. La primera, considera la evaluación del riesgo de un tsunami en el Callao y la segunda, el comportamiento del mismo a lo largo del cauce del río Rímac. Los resultados preliminares indican que para un sismo de magnitud de 8,5 Mw, el tsunami llega a la costa del Callao con un tiempo de 18-20 minutos con olas del orden de 6,5-7,5 metros. Estos resultados serán utilizados en la segunda parte de este estudio.

**Palabras clave:** Tsunami, modelación numérica, Callao.

### Abstract

A numerical model is a theoretical representation of a natural phenomenon, e.g. tsunamis, which is typically expressed in mathematical form, in order to generate risk scenarios for a best comprehension of risk behavior and development. In the case of a tsunami occurred in the subduction zone, the behavior is governed by the associated equations of fluid dynamics and other geophysical processes as the interaction between the plates and the ocean, the seismicity, etc. In general, these equations are expressed as partial differential equations, which describe the future evolution of the different relevant variables in function of the values of the different variables in the present. This study is developed in two stages. The first considers the evaluation of tsunami risk in Callao and the second, the behavior of the riverbed along the Rimac River. The preliminary results indicate that an earthquake of magnitude 8.5 Mw, the tsunami reaches the coast of Callao with a time of 18-20 minutes with waves of the order of 6.5-7.5 meters. These results will be used in the second part of this study.

**Keywords:** Tsunami, numerical modeling, Callao.

## 1. INTRODUCCIÓN

El océano Pacífico tiene el más alto riesgo de presencia de terremotos y tsunamis por encontrarse dentro de un cinturón de gran actividad tectónica y volcánica el cual recibe el nombre de "Cinturón de Fuego del Pacífico". En tal sentido, el océano Pacífico está estructural, topográfica y sísmicamente acondicionado para servir de campo propicio al desfogue de las tensiones tectónicas, convirtiéndose así, en el sistema generador de tsunamis más activo de nuestro planeta, ver Figura 1.

Tsunami es una palabra de origen japonés que proviene de dos vocablos: Tsu (puerto) y nami (ola). Literalmente significa grandes olas en el puerto. No causa daños en alta mar, pero es destructivo en las costas, ver Figura 2.

Los tsunamis son una serie de ondas marinas de gran tamaño generadas por una perturbación en el océano, al ocurrir principalmente un movimiento sísmico superficial (< 60 km de profundidad) bajo el fondo marino y de magnitud mayor a 7,0 Mw (Magnitud Momento).

## 2. DATOS Y SELECCIÓN DE LOS DOMINIOS DE INTEGRACIÓN

Para modelar el proceso de generación, propagación e inundación de un tsunami se necesita de los siguientes datos:

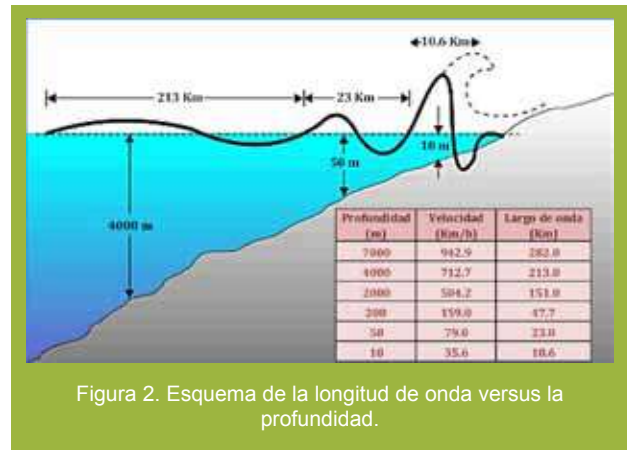


Figura 2. Esquema de la longitud de onda versus la profundidad.

### 2.1 BATIMETRÍA:

a) Batimetría global: Para simular la grilla más grande donde se propaga el tsunami. Los datos son tomados del modelo Etopo2 con una resolución de 3,60 km y Etopo1 con una resolución de 1,80 km.

b) Batimetría local: Estos datos corresponden a una batimetría fina y se obtienen a partir de sondajes realizados en la zona.

### 2.2 TOPOGRAFÍA:

a) Topografía global: Para simular la ubicación de los mareógrafos, para generar mareogramas sintéticos a lo largo del litoral. Los datos son tomados del modelo Etopo2 con una resolución de 3,60 km y Etopo1 con una resolución de 1,80 km.



Figura 1. Ubicación del "Cinturón de Fuego" del Pacífico

b) Topografía local: Para modelar la inundación producida por el tsunami. Se toman datos de topografía satelital de la misión "Shuttle Radar Topography Mission" (SRTM), con una resolución de 90 m, "Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer" (ASTER) con una resolución de 30 m y de las cartas nacionales del Perú a escala 1:100000, con curvas de nivel cada 50 m.

Al correlacionar los datos batimétricos y topográficos se obtiene un digital elevation model (DEM) o modelo de elevación digital, y se procede a elaborar 4 grillas anidadas: A, B, C y D, ver Figura 3. Donde la grilla A es la más grande y contiene al área de ruptura. La grilla D es la más pequeña, pero los datos son más densos y contiene la región donde se desea evaluar la inundación, ver Figura 4. Los límites de las grillas se expresan en la Tabla 1.

Tabla 1. Coordenadas de las grillas.

Grillas	°Sur	°Norte	°Oeste	°Este
Grilla (A):	16,99	07,01	82,00	72,00
Grilla (B):	12,35	11,85	77,60	76,90
Grilla (C):	12,30	11,90	77,55	76,95
Grilla (D):	-12,25	11,95	-77,50	-77,00

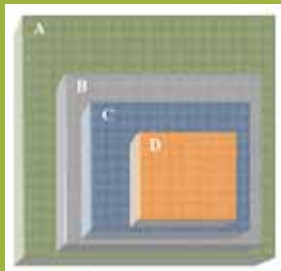


Figura 3. Ilustración de cómo se determina las grillas

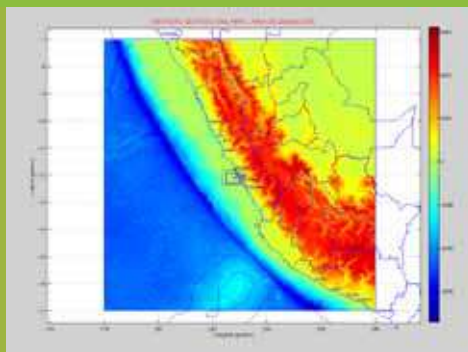


Figura 4. Representación de las grillas anidadas para el presente modelo

### 2.3 PARÁMETROS HIPOCENTRALES

Para este estudio se ha visto por conveniente tomar en cuenta los datos correspondientes al sismo de 1746 y que se obtiene del Catálogo de Tsunamis para el Perú basado en el Catálogo de Gusiakov propuesto por Carpio y Tavera (2002), ver Tabla 2.

Tabla 2. Parámetros hipocentrales.

Instituto Geofísico del Perú (IGP)	
Fecha	¿?
Hora Origen	¿?
Latitud	12,0º S
Longitud	77,2º O
Profundidad	30 km.
Magnitud	8,5Mw y 9,0Mw
Intensidad	X en Lima, Callao
Localización	9 km. al N-O del Callao



Figura 5. Ubicación satelital de la zona del Callao.

### 2.4 PARÁMETROS DE LA FUENTE

A partir de las relaciones empíricas de Papazachos (2004), con la magnitud del momento sísmico Mw se obtienen los siguientes parámetros: longitud L (km), ancho W (km), y dislocación U (m) de la falla para zonas de subducción:

$$\begin{aligned} \log(L) &= 0,55M - 2,19 \\ \log(W) &= 0,31M - 0,63 \\ \log(U) &= 0,64M - 2,78 \end{aligned} \dots\dots\dots(1)$$

Para un sismo de **8,5 Mw**

- Longitud de ruptura L = 305,49 km
- Ancho de ruptura W = 101,16 km
- Dislocación de la falla U = 4,57 m

Para un sismo de **9,0 Mw**

- Longitud de ruptura L = 575,44 km
- Ancho de ruptura W = 144,54 km
- Dislocación de la falla U = 9,55 m

El momento sísmico Mo se define como:

$$Mo = \mu LWU = (Nm)$$

Donde  $\mu = 4,5e+10$  N/m<sup>2</sup> es el módulo de rigidez del medio. Talandier (1993), proporciona una relación entre el momento sísmico Mo y el potencial destructivo de un tsunami, ver Tabla 3. El valor de

Mo indica que el terremoto probable en el Callao generaría un "Tsunami Potencialmente Destructivo" para  $M_w=8,5$  y un "Tsunami Grande y Destructivo" para  $M_w=9,0$  (ver Figuras 6a y 6b).

### 3. FASES DE UN TSUNAMI

Tabla 3. Clasificación de tsunamis (Talandier 1993).

Rango de valores	Tipo de tsunami
$M_0 < 10^{22} \text{N.m}$	No se genera tsunami
$10^{22} < M_0 < 5 \cdot 10^{22} \text{N.m}$	Tsunami pequeño
$5 \cdot 10^{22} < M_0 < 2 \cdot 10^{23} \text{N.m}$	Potencialmente destructivo
$M_0 > 2 \cdot 10^{23} \text{N.m}$	Grande y destructivo

```

===== El programa ha iniciado =====
CÁLCULO DE LOS PARÁMETROS FOCALES
*A partir de las relaciones empíricas de Papadopoulos (2004)
-> Datos Focalistas:
Ingrese la magnitud del evento sísmico (Mw): 8.5
-> Resultados Obtenidos:
La Longitud de Ruptura es (Km) es: 328.40
El Ancho de Ruptura es (Km) es: 101.10
La Deslocación de la Falla es (M) es: 4.97
Parámetros Adicionales
El Desplazamiento es (M) es: 23.10
El Desplazamiento es (M) es: 155.10
CÁLCULO DEL M0
El Momento Sísmico (M0) es: 1.04E+23
Basándose en la magnitud momento (Mw) se genera:
" TSUNAMI POTENCIALMENTE DESTRUCTIVO "
===== El programa ha concluido =====
    
```

Figura 6a. Cálculo de los parámetros focales.

```

===== El programa ha iniciado =====
CÁLCULO DE LOS PARÁMETROS FOCALES
*A partir de las relaciones empíricas de Papadopoulos (2004)
-> Datos Focalistas:
Ingrese la magnitud del evento sísmico (Mw): 9.0
-> Resultados Obtenidos:
La Longitud de Ruptura es (Km) es: 510.44
El Ancho de Ruptura es (Km) es: 144.54
La Deslocación de la Falla es (M) es: 6.55
Parámetros Adicionales
El Desplazamiento es (M) es: 50.50
El Desplazamiento es (M) es: 291.10
CÁLCULO DEL M0
El Momento Sísmico (M0) es: 1.37E+24
Basándose en la magnitud momento (Mw) se genera:
" TSUNAMI GRANDE Y DESTRUCTIVO "
===== El programa ha concluido =====
    
```

Figura 6b. Cálculo de los parámetros focales.

Un tsunami tiene tres fases, que se describen a continuación:

#### 3.1 GENERACIÓN DE UN TSUNAMI

Para que un sismo genere un tsunami es necesario que cumpla los siguientes requisitos:

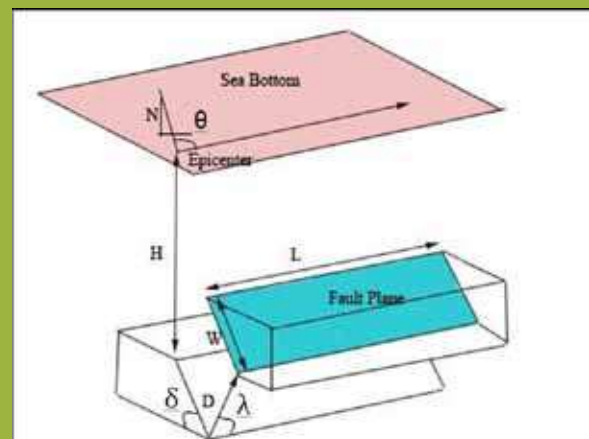
a) Que el epicentro del sismo, o una parte mayoritaria de su área de ruptura, este bajo el lecho

marino y a una profundidad no mayor de 60 km. (sismo superficial).

b) Que ocurra en una zona de hundimiento de borde de placas tectónicas en el mar; es decir, que la falla tenga movimiento vertical y no sea solamente de desgarre con movimiento lateral. En el Perú esta zona es llamada "zona de subducción" y se produce entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana.

c) Que el sismo libere suficiente energía en un cierto lapso de tiempo y que esta sea eficientemente transmitida. Por lo general: magnitud  $M_w > 7,0$ .

Para alimentar el modelo numérico en el campo de generación es necesario conocer los parámetros que definen una falla y ellas son: (1) rumbo o azimut, (2) dirección de buzamiento, (3) ángulo de buzamiento, (4) dislocación, (5) área de ruptura, e (6) hipocentro del sismo, en otras palabras se debe conocer los "Parámetros Focales de la Fuente", ver Figura 7.



- $\theta$  = Rumbo de la falla
- $\lambda$  = Ángulo de desplazamiento
- $\delta$  = Echado de la falla
- D = Dislocación de la falla
- L = Longitud de la falla
- W = Ancho de la falla
- H = Profundidad

Figura 7. Representación de los parámetros de la falla.

Con el escenario sísmico claramente definido, es posible calcular el campo de deformación del lecho marino mediante la aplicación de modelos numéricos de deformación sísmica (por ejemplo Manshina y Smylie, 1971). En este modelo el desplazamiento vertical del fondo del mar se asume como el perfil inicial del tsunami, sin considerar los efectos hidráulicos, ya que la longitud de la onda de tsunami es mucho mayor que la profundidad del agua.

De acuerdo con el modelo de Manshina y Smylie (1971), para una falla rectangular de tipo desgarre

(strik-slip) con una magnitud de dislocación  $U_1$  en dirección  $\hat{i}$  se tiene una deformación,

$$u_i = kU_1 \int_{\Sigma} \left[ \left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \text{sen}(\delta) - \left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} - \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos(\delta) \right] dS \quad \dots\dots\dots(2)$$

Para una falla de echado-dislocación (dip-slip) con una magnitud de dislocación  $U$ , la dislocación  $U$  es,

$$u_i = kU \int_{\Sigma} \left[ \left( \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_3} \right) \text{sen}(2\delta) - \left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} - \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} \right) \cos(2\delta) \right] dS \quad \dots\dots\dots(3)$$

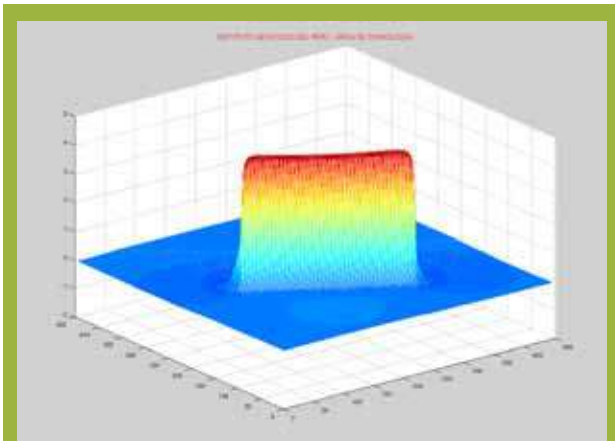


Figura 8. Se muestra el campo de deformación en 3D, calculado para el mecanismo focal proporcionado por el IGP y los parámetros focales L, W y U.

donde  $u_i$  es el desplazamiento del fondo del mar en el punto  $i$ , evaluado por la integración de todos los puntos fuente que contribuyen al movimiento vertical del plano de falla,  $\Sigma$  es la superficie de falla,  $\kappa$  es la constante elástica de Lamé ( $5 \times 10^{11} \text{ dinas.cm}^2$ ) y  $u_i^2$  es el  $i$ -ésimo componente de desplazamiento en  $(X_1, X_2, X_3)$  debido a una fuerza de magnitud unitaria  $(\zeta_1, \zeta_2, \zeta_3)$  actuando en una dirección específica. El campo de deformación obtenido sirve como elemento de entrada para el modelo que calcula la propagación de ondas de tsunami.

Para el presente modelo la máxima altura de la deformación es de 4,75 m. Lo cual genera el denominado "efecto pistón" que desestabiliza la columna de agua produciendo las ondas del tsunami, ver Figura 8.

### 3.2 PROPAGACIÓN DEL TSUNAMI

Se emplean modelos numéricos de propagación de ondas largas en aguas someras (e.g. Titov y Synolakis, 1996; Goto y Ogawa, 1997). En estos casos, la aceleración vertical de las partículas es despreciable comparada con la aceleración

gravitacional, por lo tanto el movimiento vertical de las partículas no tiene efecto sobre la distribución de presiones y la velocidad horizontal de las partículas de agua es uniforme en la vertical (Goto et al., 1997). Partiendo de estas aproximaciones, el movimiento de las ondas largas está controlado por las ecuaciones de conservación de momentum y masa,

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial n}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial n}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial [u(h+n)]}{\partial x} + \frac{\partial [v(h+n)]}{\partial y} = 0 \quad (6)$$

Donde  $x$ ,  $y$  son las coordenadas en dirección oeste-este y en dirección sur-norte, respectivamente;  $t$  es el tiempo;  $h$  la profundidad del nivel de referencia de la columna de agua;  $\eta$  el desplazamiento vertical del agua sobre el nivel de referencia;  $g$  la aceleración gravitacional;  $\tau_x$ ,  $\tau_y$  es la fricción del fondo en las direcciones  $x$ ,  $y$ , respectivamente. La fricción del fondo se expresa según las siguientes ecuaciones como,

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{1}{2g} \frac{f}{D} u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (7)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{1}{2g} \frac{f}{D} v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (8)$$

Donde  $D$  es la profundidad total del agua ( $h + \eta$ ) y  $f$  es el coeficiente de fricción, el cual se obtiene de la ecuación de Manning para la rugosidad ( $n$ ),

$$n = \sqrt{\frac{f \cdot D^{1/3}}{2 \cdot g}} \quad (9)$$

Reemplazando (9) en (7) y (8), las ecuaciones para la fricción producida en el fondo se expresan así:

$$\frac{\tau_x}{\rho} = \frac{g \cdot n^2}{D^{4/3}} u \sqrt{u^2 + v^2} \quad (10)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho} = \frac{g \cdot n^2}{D^{4/3}} v \sqrt{u^2 + v^2} \quad (11)$$

Los caudales en las direcciones  $x$  y  $y$ ,  $M$  y  $N$ , están definidos por las siguientes ecuaciones,

$$M = u(h + \eta) = u \cdot D \quad (12)$$

$$N = v(h + \eta) = v \cdot D \quad (13)$$

Remplazando las ecuaciones (10) hasta (13) en (4) hasta (6) se obtienen las ecuaciones fundamentales de cálculo,

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (14)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{M.N}{D} \right) + g.D \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{g.n^2}{D^{7/3}} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (15)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{M.N}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{N^2}{D} \right) + g.D \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{g.n^2}{D^{7/3}} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \quad (16)$$

Las ecuaciones de conservación de momentum y de masa se discretizan en un esquema de diferencias finitas centrales. La integración numérica se efectúa por medio del algoritmo de “salto de rana”, que consiste en un esquema explícito con aproximación de segundo orden. Este modelo utiliza la aproximación lineal (por lo cual los términos de convección y fricción son despreciables) de las ecuaciones de conservación de masa y de momentum cuando la onda transita por grandes profundidades, de esta forma disminuye el tiempo de procesamiento sin sacrificar precisión en los resultados (Goto y Ogawa, 1997; Goto et al., 1997).

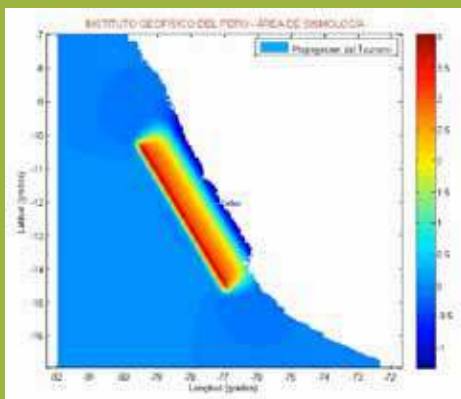


Figura 9. Vista de planta del momento en que se produce el sismo (En la zona de subducción).

### 3.3 INUNDACIÓN POR TSUNAMI

La altura alcanzada por un tsunami al arribar a la costa se debe a la interacción de varios factores físicos y morfológicos tales como: características de las ondas en mar abierto, batimetría, pendiente del fondo marino, configuración del contorno de la costa, presencia de islas, difracción, refracción, reflexión, dispersión, de los modos normales de resonancia de las formaciones costeras, y formación de bordes en playas, estuarios, fluviales y lagunas costeras. Estos factores determinan que el arribo del tsunami a la línea de costa sea un proceso complejo, lo cual genera diferencias notables de altura del tsunami aún a cortas distancias a lo largo de la costa (Farreras, 1995).

En la Figura 10 se puede observar que la máxima altura de la ola, según el modelo, en la línea de costa fue de 16 m en la posición correspondiente a los 13,45° de latitud sur fuera del área de interés: grilla D).

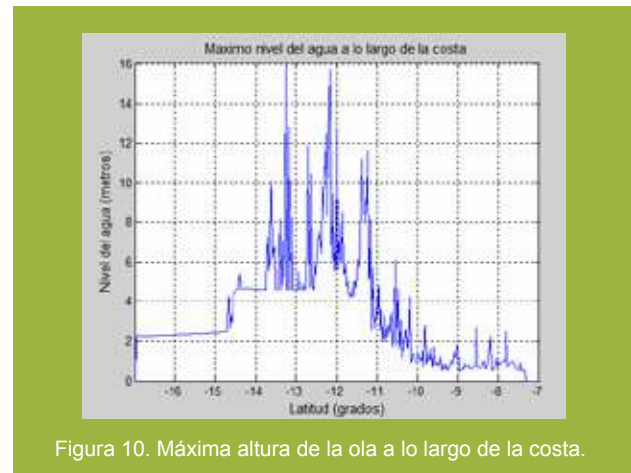


Figura 10. Máxima altura de la ola a lo largo de la costa.

En las Figuras 11a y 11b, se observa el mapa de inundación por tsunami, según el presente modelo, para la zona del Callao, realizado para dos escenarios de tsunami: el primer escenario generado por un sismo de magnitud 8,5 Mw. En el segundo escenario por un sismo de 9,0 Mw, en el primer escenario se observa que la altura de ola en la línea de costa para la zona del Callao (Chuchito y La Punta) es de alrededor de los 6,5 m y 7,5 m respectivamente, la máxima inundación alcanzó 1,3 km (siendo este el escenario sísmico más probable de 8,5 Mw). Para el segundo escenario se observa que la altura de ola en la línea de costa para la zona del Callao (Chuchito y La Punta) es de alrededor de los 10,5m y 11,0 m respectivamente inundación alcanzo 2,0 km. La Figura 13 muestra una comparación entre las áreas de inundación propuestas por la DHN (Dirección de Hidrografía y Navegación) y el presente modelo numérico, observa que el modelo concuerda con bastante aproximación con el mapa propuesto por el DHN, de esta forma se valida el presente modelado de inundación por tsunami.

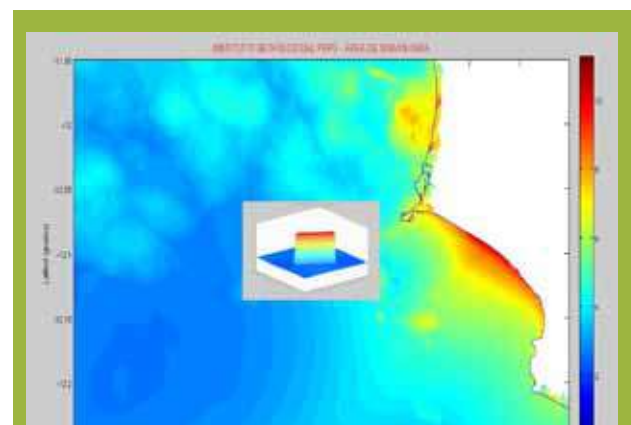


Figura 11a. Mapa de inundación según el presente modelo para Mw=8.5.



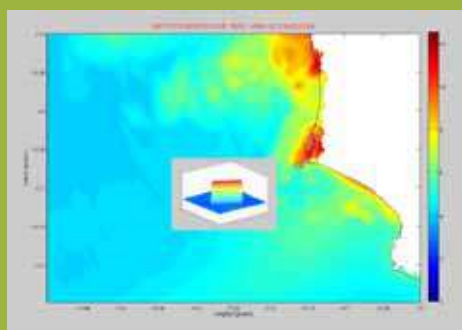


Figura 11b. Mapa de inundación según el presente modelo para Mw=9,0.



Figura 12. Mapa de inundación.

#### 4. DISCUSIÓN

Obtenido el mapa de inundación para el Callao, surgen las siguientes incógnitas: ¿Cómo sería el comportamiento del tsunami al momento de llegar a la desembocadura del río Rímac, de avanzar por el cauce del mismo afectará el run-up, la zona de inundación; así mismo, como reaccionará el río Rímac ante un tsunami que avanzaría por su cauce, qué consecuencias traería al cauce del río y cómo afectaría a los pobladores que viven en las cercanías del río Rímac? .Para dar respuesta se desarrollará en una segunda etapa el análisis netamente enfocado al río Rímac y para el cual se tomaran en cuenta otros límites de grilla, a fin de satisfacer las incógnitas antes mencionadas.

#### 5. CONCLUSIONES

Los resultados preliminares permiten deducir lo siguiente:

- » La ciudad del Callao está asentada en una zona altamente vulnerable ante la ocurrencia de un tsunami.
- » La máxima altura de la ola en la línea de costa para la zona del Callao (Chuchito y La Punta) es de alrededor de los 6,5 m y 7,5 m respectivamente (para el escenario sísmico más probable de 8,5 Mw).
- » Las autoridades correspondientes deben elaborar planes para la mitigación de desastres

en el caso de un tsunami. La población costera debe informarse para estar prevenida ante la ocurrencia de estos eventos.

#### 6. AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar mi tema de tesis.

Al Dr. Hernando Tavera por estar a cargo de mi capacitación en el Instituto Geofísico del Perú

Al todo el personal del Área de Sismología quienes han tenido mucho que ver con el desarrollo de la presente tesis.

#### 7. BIBLIOGRAFÍA

Okal, E., Dengler, L. (2002). *Field Survey of the Camaná, Perú tsunami of 23 June 2001*. Seismological Research Letters, vol. 73, number 6, p. 907-920.

Papazachos, B., (2004). *Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes*. Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, p. 1482-1489.

Talandier J., (1993). *French Polynesia Tsunami Warning Center (CPPT)*. Natural Hazards and Earth System Sciences 7, p. 237-256.

Carpio, J., Tavera, H. (2002). *Estructura de un catálogo de tsunamis para el Perú basado en el catálogo de Gusiakov*. Boletín de la sociedad geológica del Perú v. 94.

Jiménez, C., Ortega, E. (2008). *Cálculo de la inundación del maremoto del Callao de 1746*. Revista de Investigación de Física, vol. 11, N° 1, p. 20-26

Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú. *Tsunamis*. Revista de tsunamis., v. 2010.

Fumihiko Imamura. (1995). *Tsunami modelling manual*. School of Civil Engineering, Asian Inst. Tech .(1993-1995) and Disaster Control Research Center, Tohoku University., Sendai, Japan.

Instituto Geofísico del Perú. (2002). *El terremoto de la región sur de Perú del 23 de junio de 2001*. Publicación de la Dirección de Sismología – CNDG.

Instituto Geofísico del Perú (2008). *El terremoto de Pisco (Perú) del 15 de agosto de 2007*. Publicación de la Dirección de Sismología – CNDG.

J. P. Sierra y A. Sánchez-Arcilla Dep. Ingeniería Hidráulica, Marítima y Ambiental Universidad Politécnica de Cataluña. *Estudio de la propagación de tsunamis. Aplicación al Estrecho de Gibraltar*.

# VARIACIÓN ESPACIO-TIEMPO DE LOS PROCESOS DE RUPTURA DE SISMOS PROFUNDOS A DISTANCIAS TELESÍSMICAS

## SPACE-TIME VARIATION THE PROCESSES OF RUPTURE OF DEEP EARTHQUAKES TO TELESISMIC DISTANCE

**Williams Mamani Puma**

Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa  
Facultad de Ingeniería Geológica, Geofísica y Minas  
jperpumas@hotmail.com

Asesor: Dr. Hernando Tavera

Área de Sismología

### Resumen

En el presente estudio se analizan los procesos de ruptura compleja asociados a los sismos de foco profundo, utilizando la metodología de Fukao (1972). Para ello se analizaron 24 registros a distancias telesísmicas correspondientes al evento ocurrido el 01 de enero del 2011 con epicentro en la zona norte de Argentina, a una profundidad de 576 km y magnitud de 7,0 Mw. Los resultados han permitido identificar la ocurrencia de tres eventos aleatorios (E1,E2,E3) separados por distancias de 2,15 km, 9,35 km y 7,50 km las direcciones de propagación de las rupturas son; 28°NE, 2,8°N y 224,3°SW respectivamente, y con velocidades equivalentes de 26%, 64% y 35% con respecto a la velocidad de la onda S.

**Palabras clave:** Procesos de ruptura, tiempo de origen y parámetros de fuente.

### Abstract

In this study analyzes the complex rupture processes, associated to deep earthquakes, using the Fukao methodology. We used 24 station records located to teleismic distances. The January 1, 2011 occurred an event of 7.0 Mw in the north of Argentina to a depth of 576.0 km. The results reveal three random events (E1, E2, E3) separated by distances of 2,15 km, 9,35 km and 7,50 km and which rupture directions are; 28 ° NE, 2,8 ° N and 224,3 ° SW respectively and the propagation velocitys of 26%, 64% and 35% to S wave velocity.

**Keywords:** Processes rupture, origin time and parameter of source.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los terremotos profundos fueron estudiados desde los años 20 (Wadati, 1928); sin embargo, su mecanismo de generación aún no está definido. A la fecha se ha propuesto dos hipótesis; la primera los asocia a procesos de cizalla como consecuencia de fuerzas opuestas entre la gravedad y fuerzas convectivas (Grigs y Baker, 1969; Kanamori et. al. 1998; Karato et. al. 2001). La segunda a transformaciones mineralógicas de olivino a espinela (Kirby, 1992; Green y Burnley, 1994).

En general, los terremotos profundos presentan magnitudes moderadas y por ello no producen daños en superficie; sin embargo, con el adelanto logrado en sismometría se ha llegado a registrar con mayor detalle todo el proceso de liberación de energía que producen estos terremotos. Con la información actual que se cuenta se puede determinar los procesos de ruptura de estos eventos profundos, hay casos de sismo profundos donde liberan energía a magnitudes mayores de 7,0 Mw. como la que ocurrió el 9 de Junio de 1994 en la frontera Perú-Bolivia con una magnitud de 8,4 Mw, siendo percibido hasta distancias tan grandes como América del Norte.

A fin de comprender la complejidad de los procesos de ruptura de los sismos de foco profundo, se ha intentado procedimientos de inversión de ondas y cálculos del tensor momento, usando información sísmica obtenida a distancias epicentrales entre los rangos de 30 y 90 grados, ya que es posible aislar a estas profundidades las fases reflejadas entre las zonas de manto corteza.

En este estudio se realiza la aplicación de la metodología propuesta por Fukao (1972), que considera la diferencia de tiempos de llegada de los diferentes trenes de ondas dentro del grupo de la onda P, asumiendo que las formas de la onda corresponden a puntos aleatorios de liberación de energía en el espacio y tiempo. Se debe considerar una buena cobertura de estaciones sísmicas ubicadas a distancias telesísmicas.

La metodología de Fukao (1972) fue aplicada al evento ocurrido en la zona de Norte de Argentina, el 01 de enero de 2011, con foco a una profundidad de 576,0 km y magnitud de 7,0 Mw.

### 1.1 LOS TERREMOTOS PROFUNDOS

La característica de los terremotos profundos es por la poca frecuencia de ocurrencia comparando con terremotos superficiales. Los eventos profundos ocurren en límites convergentes de las placas tectónicas (zonas de subducción), entre los rangos de profundidad de 500-700 km, el mecanismo que

les causa estos eventos es aún desconocido, pero se tiene dos teorías que son:

- **Hipótesis de cizalladura:** Se sabe que a profundidades entre los 500 y 700 km, es muy probable que los procesos de rozamiento y fractura frágil en las zonas de subducción sean inhibidos debido a las enormes presiones hidrostáticas existentes. En la actualidad se acepta que los sismos de foco profundo tienen su origen en el interior de un bloque de litosfera que subduce a estos niveles de profundidad, planteando que zonas interiores del bloque que subduce y que aún no es afectado por temperatura de fusión que tiene el manto; por lo tanto, los mecanismos de fracturamiento aún ocurren en su interior como consecuencia de fuerzas actuantes como la gravedad y fuerzas de reacción, según Molnar et. al. (1979), Huston et. al. (1994), Tavera et al. (2003).

- **Hipótesis de transformación mineralógica:** La corteza está compuesta de minerales como el silicato, olivino y espinela. A medida que se hunde la placa se incrementa la presión litostática, por lo tanto el cambio de temperatura produciría los cambios físico-químicos en la profundidad y estos cambios serían los causantes de origen de los sismos profundos, el mecanismo de generación sería el cambio de estado de los minerales de olivino a espinela este proceso ocurre de manera explosiva (procesos de nucleación y crecimiento de los cristales) entonces este fenómeno sería el origen de los sismos profundos, que según, Kirby (1992), Green y Burnley (1994).

A nivel mundial los sismos profundos ocurren en cuatro zonas diferentes, que son las siguientes.

- » Zona de convergencia de las placas de Nazca y Sudamérica; En esta zona existen 3 áreas de importantes de ocurrencia los terremotos profundos Norte de Argentina (dirección N a S de alineamiento), frontera Perú- Bolivia (dirección de E-O) y frontera Perú- Brasil (dirección de N-S).
- » Zona de convergencia de las placas del Pacífico, Norteamérica y la Euroasiática (además de tres sistemas de microplacas). En esta zona existen tres áreas de importancia, zona de Corea del Norte (dirección N-E), Corea del Norte e Islas Kuriles (dirección N-S) y la tercera en la zona de las Islas Marianas.
- » Zona de convergencia de las placas Euroasiática, Filipina y India-Australiana; Se encuentran dos áreas de ocurrencia de estos eventos, área de Indonesia (límite de las microplacas de Java-Filipinas) y área al sur de Indonesia.

» Zona de contacto de las placas de Pacífico y la India-Australiana. Los terremotos ocurren en el área de Nueva Guinea (orientación de O-E) y la de Fiji-Tonga y Nueva Zelandia con dirección de N-S.

## 2. METODOLOGÍA Y DATOS

### 2.1 PARÁMETROS DE LA FUENTE SÍSMICA

Dependiendo del punto de vista utilizado, al estudiar el fenómeno de fractura, surgen dos tipos de modelos de fuente sísmica, los cinemáticos y los dinámicos. Los modelos cinemáticos son descriptivos y tratan de explicar las características del desplazamiento de la fractura sobre el plano de falla. Los modelos dinámicos relacionan los desplazamientos sobre el plano de falla con las condiciones de esfuerzos y la resistencia del material. Estos modelos implican una mayor dificultad y tratan de resolver el problema completo de la fractura (Madariaga, 1983).

En sismología se denomina problema inverso a la deducción de los desplazamientos producidos en las estaciones sísmicas donde se registra un terremoto a partir de un modelo que representa el proceso físico que tiene lugar en el foco de dicho terremoto. La información de la evolución temporal de la ruptura está contenida en el momento sísmico escalar  $M_0(t)$  y en la función  $\Delta u(t)$ . Estas funciones representan la relajación del momento sísmico escalar en el tiempo y la evolución de la dislocación en el tiempo a lo largo del proceso de fractura respectivamente. Ambas funciones se suelen denominar funciones temporales de la fuente sísmica (STF).

Una representación más realista y muy utilizada, consiste en una función para la cual la velocidad de la dislocación aumenta linealmente desde cero hasta un valor máximo, decreciendo hasta cero tras un tiempo  $t$  llamado tiempo de formación. Este tiempo sería necesario para que una sola partícula de la fractura alcance su desplazamiento final. Tal es el caso de la función triangular (Figura 1 a) y la función trapezoidal (Figura 2 b), siendo la duración en esta última mayor.

Para representar fuentes complejas se pueden considerar varios triángulos de diferentes alturas que se solapan en  $t/2$  como se muestran en la Figura 2, de manera que se puede representar una mayor o menor liberación de energía en cada instante o incluso paradas en el proceso de ruptura. Pero en cualquier caso, se tendría la historia temporal del desplazamiento de una sola partícula del plano de falla.

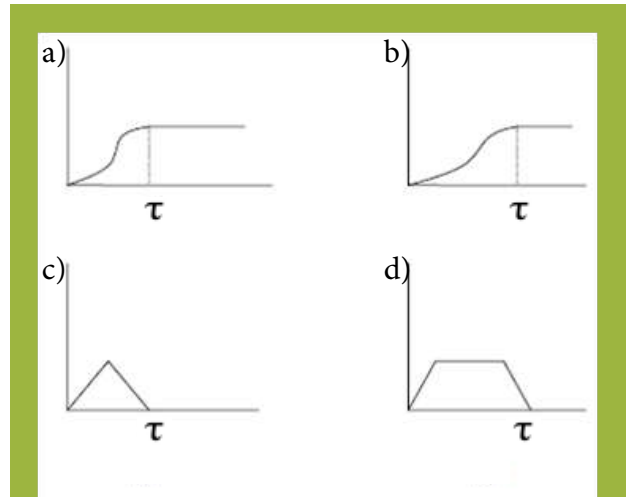


Figura 1. Modelos para la función temporal  $\Delta u'$  y su relación con la dislocación  $\Delta u(t)$ : (a) función triangular de duración  $t$ ; (b) función trapezoidal de duración  $t$  (Udias, 1999).



Figura 2. Esquema de representación de la Función temporal compleja.

### 2.2 ANÁLISIS DE EVENTOS MÚLTIPLES

El método de análisis de los procesos de ruptura de los sismos profundos a partir de las formas de onda de los registros sísmicos, fue propuesto por Fukao en la década de los 70. La idea propone analizar las formas de onda del grupo P, libre de fases reflejadas y refractadas, e identificar la ocurrencia de eventos múltiples. El método permite localizar los subeventos, estimar su tiempo de origen, la velocidad aparente de ruptura y las características de los mecanismos de la falla. Deben utilizarse registros a distancias telesísmicas. En este caso, los registros utilizados son de la red mundial de estaciones sísmicas, por lo tanto, constituye una base de datos homogénea. En este caso son de la red mundial.

En general, los terremotos profundos con magnitudes mayores a los 6.5 Mw presentan procesos de ruptura compleja, esto quiere decir que liberan la energía de forma aleatoria en diversos puntos del plano de la falla en la fuente sísmica que lo genera. Por lo tanto, cada punto de liberación de la energía, es el inicio o fin entre dos segmentos de

dislocación, esta información se manifiesta en las fases de los trenes de la onda P.

Asumiendo, se puede construir el proceso de ruptura en la fuente en base a la llegada de las ondas P en diferentes puntos considerando el patrón de propagación de la onda, los ángulos de salida en la fuente y tiempos de llegada a cada estación. Esta metodología fue aplicado por Fukao en la década de los 70s, para los eventos profundos ocurridos en Japón y Colombia. El método asume que existe una distancia L entre dos subeventos y dentro de éstas hay una diferencia de tiempo . Para determinar el

tiempo de origen (  $\tau_j^{ln}$  ) se plantea la siguiente solución:

$$\tau_j^{ln} = \tau_{on} - \tau_{o1} - \frac{L}{V_p} \cdot \cos(\delta_j) \dots \dots \dots eq(1)$$

Donde:  $j = 1, 2, 3, \dots; \quad n = 2, 3$

De la Figura 3, las variables de  $\cos(\delta_j)$  , se define como:

$$\cos(\delta_j) = \cos(idj) \cos(\theta) + \sin(idj) \cdot \cos(AZj) \cdot \sin(\theta) \cos(\phi) + \sin(idj) \sin(AZj) \cdot \sin(\theta) \cdot \sin(\phi)$$

Reemplazando el valor de  $\cos(\delta_j)$  en la ecuación (1) se tiene lo siguiente:

$$\tau_j^{ln} = \tau_{on} - \tau_{o1} - \frac{L}{V_p} \cdot (\cos(idj) \cos(\theta) + \sin(idj) \cdot \cos(AZj) \cdot \sin(\theta) \cos(\phi) + \sin(idj) \sin(AZj) \cdot \sin(\theta) \cdot \sin(\phi))$$

Para una solución se hace el cambio de variables de la siguiente manera.

$$\begin{aligned} b1 &= \tau_{on} - \tau_{o1} \\ b2 &= -\frac{L}{V_p} \\ b3 &= \theta \\ b4 &= \phi \end{aligned}$$

Al final las raíces se obtienen mediante un algoritmo en base a ajuste lineal (métodos numéricos):

$$\tau_j^{ln} = b1 + b2(\cos(idj) \cos(b3) + \sin(idj) \cdot \cos(AZj) \cdot \sin(b3) \cos(b4) + \sin(idj) \sin(AZj) \cdot \sin(b3) \cdot \sin(b4))$$

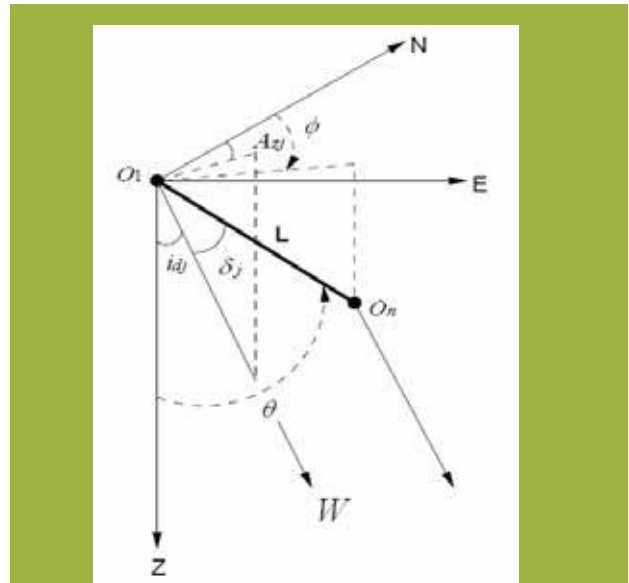


Figura 3. Esquema de representación y su orientación en la fuente sísmica, para determinar los subeventos entre (o1) y segundo evento (on) que están separadas por una distancia L.

Donde:  $\tau_{ij}$  diferencia de tiempo de arribo del primer y segundo evento a n-estaciones (jn-estaciones);  $\tau_{o1}$  tiempo de arribo del primer evento (primer ruptura);  $\tau_{on}$  tiempo de arribo del segundo evento(segunda ruptura), L, distancia de separación entre los evento;  $V_p$  velocidad de la onda P;  $\delta_j$  ángulo de relación entre eventos de la fuente y la

relación del rayo de propagación a n-estaciones;  $\phi$  azimut del segundo evento con relación del primer evento;  $\theta$  ángulo del vertical del segundo evento en relación al primero;  $idj$  ángulo de incidencia del rayo sísmico;  $Azj$  azimut en cada estación.

### 2.3. PROCEDIMIENTO



Figura 4: Mapa de ubicación de estaciones sísmicas para el evento, las estaciones seleccionadas (triángulos), están entre los rangos de 30° y 90°, como se puede observar.

En general, el procedimiento seguido para estimar la propagación del proceso complejo de ruptura del sismo de Argentina es:

Se seleccionó un total de 24 estaciones de la red sísmica mundial ubicadas a distancias entre 30°-90°. Se considera el registro del evento en la componente

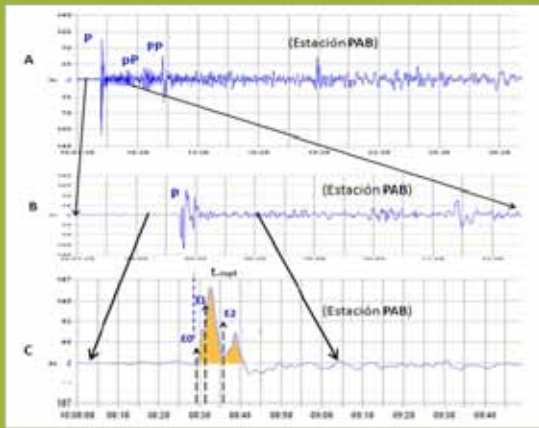


Figura 5. Registros del evento ocurrido en Argentina el 01 de enero de 2011, en la estación de PAB (España), a) identificación de la onda P en el registro de componente vertical b) identificación del grupo de la onda P en velocidad c) integración de la señal a desplazamiento con el fin de identificar los pulsos. En este caso para el análisis se ha invertido la señal.

vertical. Se selecciona el grupo de la onda P y se procede a integrar la data a fin de obtener el registro en desplazamiento. En la Figura 5 se muestra como ejemplo el registro para la estación PAB.

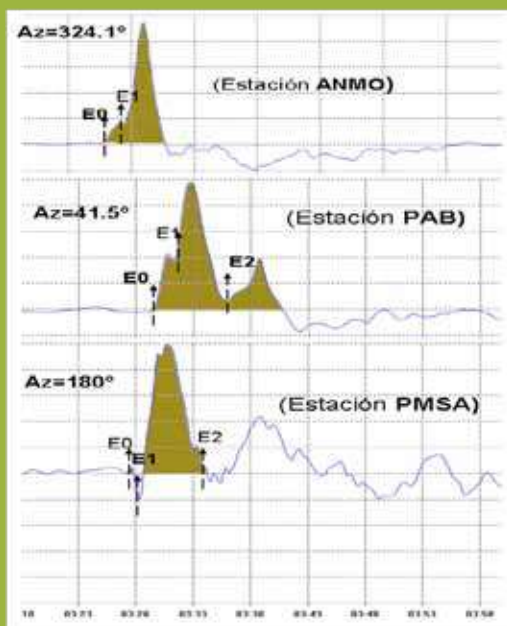


Figura 6: Correlación de los registros en desplazamiento identificando los eventos E0 y E2.

» Las formas de la onda fueron correlacionadas de acuerdo al azimut epicentro-estación y distancia epicentral, a fin de identificar en todos,

Tabla N° 1. Tiempos de llegada de los subeventos de cada estación sísmica. Donde se aprecia los valores de estación – fuente, ángulo de incidencia respecto a estación – fuente y la diferencia de tiempo entre E1, E2 y E3.

ESTACION	LAT (°)	LONG (°)	DELT.EPIC (s)	ADMUT (°)	ANG INC (°)	E1-0 (seg)	E2-E1 (seg)	E3-E2 (seg)	TOTAL (seg)
ANMO	38.95	-108.46	74.11	124.08	36.5	1.9	1.9	1.1	11.0
AGUO	-7.93	-134.36	69.87	77.11	36.0	1.7	1.4	4.6	8.0
BESP	12.37	-94.70	19.21	254.47	64.0	1.0	4.3	6.3	11.6
MC	28.96	-65.81	14.84	126.71	62.1	1.9	4.2	6.1	12.2
MW	42.51	-75.36	69.78	161.17	69.0	1.2	4.3	6.0	11.5
OS	13.29	-84.01	41.71	121.28	54.0	1.7	1.6	1.0	4.3
UC	15.28	28.11	81.11	107.2	12.0	1.9	1.3	4.3	6.5
MAI	28.75	-18.50	70.98	47.79	10.0	1.8	1.7	4.5	10.0
TAB	18.55	-4.35	68.05	41.54	11.0	1.1	4.4	5.1	10.6
FRS	-5.67	-80.29	68.94	116.48	59.0	1.5	1.2	4.9	7.6
PIC	13.81	114.46	78.81	184.95	36.0	1.9	4.4	4.0	10.3
PMSA	44.77	-64.01	17.94	180.61	58.0	1.6	1.5	4.5	6.6
SAC	18.11	-66.11	41.05	105.95	10.0	1.7	1.6	4.1	7.4
UB	-11.18	20.82	71.17	117.6	10.0	1.7	1.0	4.2	6.9
TAC	12.01	-120.71	34.51	121.46	36.0	1.9	4.4	6.1	12.4
UMM	-11.07	-1.84	-10.42	100.52	46.0	1.8	1.8	4.4	8.0
SAM	22.79	5.51	82.87	61.07	11.0	1.2	4.1	5.2	10.5
UMH	29.11	-98.18	17.80	114.92	46.0	1.6	1.6	4.0	6.2
PICB	18.89	-61.12	10.00	175	36.0	1.8	1.7	1.8	5.3
WFI	26.80	61.11	79.50	305	36.0	1.9	1.1	4.0	6.0
SI	11.07	-18.06	25.51	176	68.0	1.2	1.1	1.7	4.0
HCY	54.29	-36.40	11.68	115.80	61.0	1.4	1.3	4.3	6.0
TRJ	-17.06	-12.11	41.81	105.4	54.0	1.5	1.1	4.8	6.4
CRF	46.11	11.36	61.67	105	12.0	1.1	1.1	1.0	10.9

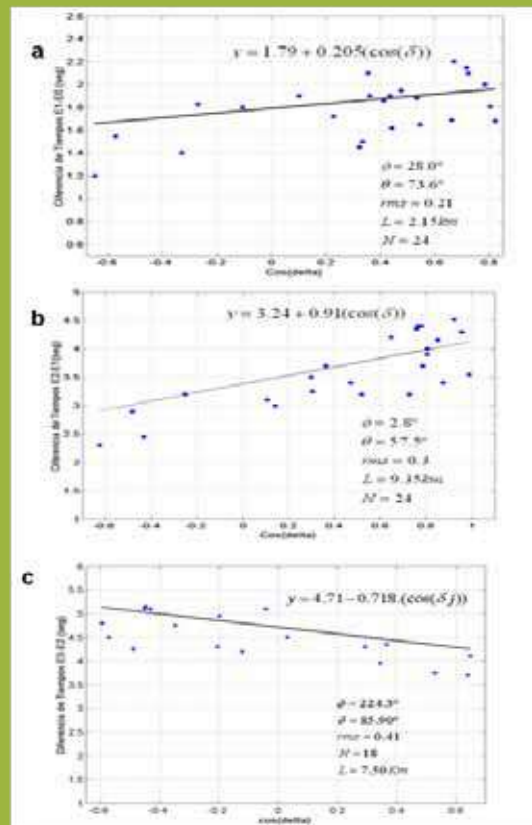


Figura 7: solución obtenida para determinar la distribución espacial de rupturas en la fuente.

el registro de impulsos similares que permita cuantificar la ocurrencia eventos múltiples.

» Luego se procede a realizar la lectura de los tiempos de arribo de los subeventos a cada estación. Ver la Tabla 1.

Los diferentes tiempos obtenidos de cada estación son parámetros de entrada de la ecuación (1) y cuya solución permite aproximar la variación del ángulo

$\cos(\delta_j)$  del epicentro con respecto a cada estación. Esta aproximación sigue una función de la forma,  $y = a + b \cdot \cos(\delta_j)$ , donde la intersección de los valores calculados ( $a; a = \tau_{on} - \tau_{ol}$ ) representa la solución a la ecuación. Los datos de entrada están en la Tabla 1.

La solución de la ecuación 1, para el evento de Argentina se muestra en la Figura 7, obtenida mediante el método numérico de mínimos cuadrados, para ajustar la relación de  $\delta_{ij}$  y el  $\cos(\delta_j)$ . La solución permite conocer la dirección de propagación de ruptura, además de otros valores, como el azimut, el tiempo de duración en la fuente y la razón de propagación de la ruptura.

### 3. RESULTADOS

La aplicación de la metodología propuesta por Fukao (1978) ha permitido llegar a los siguientes resultados para el sismo de Argentina:

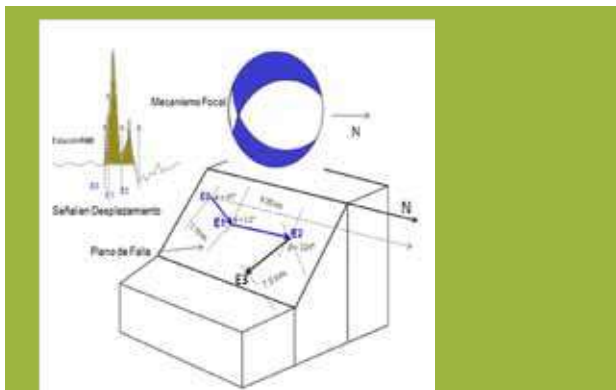


Figura 8. Representación de la distribución espacial de la ruptura compleja en el plano de la falla, para evento de 01 de enero de 2011, se representa el mecanismo focal de tipo normal. Además se aprecia el registro que corresponde a la estación PAB (España), donde se observa la presencia de tres pulsos (E0, E1, E2)

- » Se han identificado la ocurrencia de tres rupturas (E1, E2 y E3), tal como se aprecia en la Figura 7.
- » La distancia entre los tres sub-eventos son de 2,15 km, 9,35 km y 7,50 km y con una dirección de propagación de 28°N, 2,8°NE y 224,3°SW respectivamente.
- » De acuerdo a los tiempos de duración de la ruptura, las velocidades de ruptura para los subeventos son de 1,2 km/s, 3,24 km/seg y 1,59 km/seg; es decir equivalentes al 24%, 64% y 35% de la velocidad de la onda S.

### 4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El terremoto de Argentina del 1 de enero del 2011,

presento un complejo proceso de ruptura que duro aproximadamente 11 segundos, tiempo en la cual se han producido tres rupturas aleatorias, la duración de cada ruptura fue de 1,79; 3,24 y 4,71 seg, estando el primer evento con respecto al segundo a 2,15 km a una dirección de 28°N, el segundo evento está a 9,35 km del primer evento y a una dirección de 2,8°N y finalmente el tercer evento esta a una distancia de 7.50 km del segundo evento y se ubica a 224,3°SW; observando el mecanismo focal que presento, los resultados obtenidos son coherentes a la dirección del slip del mecanismo focal.

### 5. AGRADECIMIENTOS.

Al Instituto Geofísico del Perú por otorgarme una Beca. A mi asesor al Dr. Hernando Tavera por su asesoría y apoyo.

### 6. BIBLIOGRAFÍA

Fukao, Y. (1972). Focal Process of a deep focus Earthquakes as Deduced from Long P and S Waves/ Earthquakes Research Institute.vol12, 30-45.

Green, H. & Burnley, P. (1989). Mechanism for Deep-focus Earthquakes. Nature 341, 733-756.

Griggs, D. & W. Baker,(1969). The origin of deep-focus earthquakes, in Properties of Matter Under Unusual Conditions, pp. 23-42, John Wiley, New York.

Kanamori, H, & D. L. Anderson, (1998). Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake, Science, 279, 839-842.

Houston, H. (1994). Deep Earthquakes shake up debate. Geophysics. Nature vol. 372.

Kanamori, H. & Brodsky, E. (2004). The Physics of Earthquakes, Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena USA/Rep.Prog. Phys.67,1-67..

Kikuchi, M. & Kanamori, H.(1994). The mechanism of the deep Bolivia earthquake of June 9, 1994. Geophysics. Res. Left., 21, 2341-2344.

Kirby, H. & Durham, W. (1991). Mantle phase changes and deep-earthquake faulting in subducting lithosphere, Science, 252: 216-225.

Karato, S. & M. Riedel, (1970). Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: Implications for mantle circulation and deep earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter.,127, 83-108.

Molnar, P. & Freedman, D.(1979). Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in down going slabs of lithosphere. Geophys. J. R.,Astro. Soc. 56, 41-54.

Tavera H, & Manrique, M.(2003). Análisis de mecanismo del sismo de foco profundo del 20 de junio de 2003 (Limite-Brasil). Boletín de la Sociedad geológica del Perú v. 96 (2003) P.87-94.5.1.

## CARACTERIZACIÓN DE EVENTOS DE TEMPERATURA MÍNIMA EXTREMA EN EL PERÚ

### CHARACTERIZATION OF EXTREME MINIMUM TEMPERATURE EVENTS IN PERÚ

**Sofía Marisol Endara Huanca**  
Universidad Nacional Mayor de San Marcos  
Facultad de Ciencias Físicas  
sofiendara84@gmail.com

Asesor: Jhan Carlo Espinoza, Ph D.

Área de Variabilidad y Cambio Climático

#### Resumen

El presente documento sintetiza los resultados preliminares de un trabajo de investigación que tiene como objetivo, caracterizar los eventos de temperatura extrema en términos de su intensidad, evolución espacial y temporal en la sierra y selva del Perú. La información de temperatura utilizada corresponde a estaciones in-situ pertenecientes a la red de estaciones meteorológicas CORPAC-Perú. Inicialmente se utilizaron diversos métodos estadísticos con la finalidad de documentar la variabilidad estacional de las temperaturas extremas en las regiones de estudio. Asimismo, se determinaron índices estacionales de temperatura con el propósito de identificar dependencias espaciales de regiones de comportamiento estacional semejante utilizando el método de Clasificación Ascendente Jerárquica (CAH). A una escala interanual se analizó la distribución de frecuencias acumuladas de la serie de temperatura mínima correspondiente a junio, julio y agosto, para todas las estaciones, con el propósito de identificar eventos extremos cuya temperatura

#### Abstract

This paper summarizes preliminary results of a research that aims to characterize the extreme temperature events in terms of their intensity, spatial and temporal evolution in Peru. The temperature data used corresponds to in-situ stations within the network of meteorological stations CORPAC-Peru. Initially used different statistical methods with finally to document the seasonal variability of temperature extremes in the study regions. In itself, seasonal indices were determined temperature in order to identify spatial dependencies of regions of similar seasonal behavior using the method Hierarchical Ascendant Classification (HAC). A scale was analyzed annual cumulative frequency distribution of the series of minimum temperature for June, July and August (JJA) for all seasons, with the purpose of making histograms representing the number of events



mínima es menor al percentil 10. Posteriormente se realizaron histogramas que representen el número de eventos de temperatura extrema en cada año (1973-2010). Finalmente, se analizó la relación de las frecuencias de los eventos extremos de temperatura en las estaciones meteorológicas trabajadas.

**Palabras clave:** Eventos extremos, temperatura mínima, friajes.

under the percentile temperature 10. Finally, we analyzed the frequency distributions of annual extreme temperature events at weather stations worked.

**Keywords:** Temperature extreme events, minimum temperature, triajes.

## 1. INTRODUCCIÓN

En el Perú, trabajos precedentes han realizado diversos estudios relacionados a los eventos fríos basados en “caso de estudio”, por ejemplo, en julio 1975, Marengo (1983), encontró en la zona de Jenaro Herrera (4°39'S, 73°30'W), se encontró vientos fuertes del sur, descenso de humedad, incremento de presión, variación de nubosidad y temperaturas mínimas de hasta 11,4°C. Quispe (2006), en la zona de Puerto Maldonado, encontró que los periodos prolongados de eventos de ola de frío estarían asociados a patrones interdecadales, y los periodos de retorno de eventos moderados de olas de frío indican oscilaciones de 4-6 años. En el año 2000 se han registrado diez casos de friajes, de los cuales 4 ocurrieron en el mes de julio, siendo los más intensos los registrados durante los días 11 al 18, pues en la estación de Puerto Maldonado se registró una temperatura mínima de 8,3°C el día 12 (su temperatura mínima normal fluctúa entre 19 a 21°C) (Flores, 2001). Dado estos antecedentes, es necesario analizar los mecanismos físicos y las características sistemáticas de la ocurrencia de estos eventos extremos de temperatura y así como, analizar las variables que influyen en la intensidad y frecuencia de estos eventos.

El objetivo de este trabajo es caracterizar los eventos de temperatura mínima en el Perú, de manera sistemática para el periodo (1973-2010), en términos de su intensidad, evolución espacial y temporal.

## 2. DATOS

Para alcanzar los objetivos de éste trabajo, es necesario contar con una base de datos consistente y con un registro histórico de datos más extenso posible en el tiempo. Se utilizó la información de temperatura mínima diaria de la Corporación Peruana de Aeropuertos y Aviación Comercial (CORPAC) (Tabla 1). Estos datos se encuentran disponibles en internet y es de acceso público (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/gso/d/>).

Se realizó el control de calidad de datos, temperatura mínima diaria (Tmin), utilizando el método de “diagrama de caja”, con el fin de visualizar los posibles datos erróneos o outliers. Este análisis se tuvo que hacer con mucho cuidado, ya que, se podría confundir un outliers con un valor extremo. Los valores de Tmin que sobrepasan el límite de tres veces la desviación estándar, fueron considerados como valores erróneos.

Para visualizar con claridad el número de datos existentes, y su distribución espacial, se realizó un mapa de las estaciones y su porcentaje del número de datos, mostradas en la Figura 1.

Tabla 1. Nombre, código, ubicación geográfica y porcentaje de datos existente (periodo 1973-2010)

ESTACION	CODIGO	LATITUD °S	LONGITUD °W	ALTITUD (m)	% Datos presentes
MOYOBAMBA	MOYO	-6,03	-76,97	833	28,44
ANDAHUAYLAS	ANDA	-13,72	-73,35	3444	22,40
CHACKAPOYAS	CHAC	-6,2	-77,85	2540	47,30
JUANILU	JUAN	-7,17	-76,72	363	49,94
ANTA (HUARAZ)	HUAR	-9,35	-77,6	2760	40,24
CHIMBOTE	CHIM	-9,13	-78,52	27	52,54
HUANUCO	HUAN	-9,87	-76,2	1860	58,68
YURIMAGUAS	YURI	-5,88	-76,12	184	61,03
CAJAMARCA	CAJA	-7,13	-78,47	2622	63,17
AYACUCHO	AYAC	-13,15	-74,2	2741	68,32
TALARA	TALA	-4,57	-81,23	85	79,87
JULIACA	JULI	-15,48	-70,15	3827	76,22
TUMBES	TUMB	-3,55	-80,4	27	86,52
PUERTO MALDONADO	PUMA	-12,6	-69,22	201	84,66
QUITOS	IQUI	-3,78	-73,3	126	96,23
PIURA	PIUR	-5,2	-80,6	55	91,82
CHICLAYO	CHIC	-6,78	-79,82	30	96,18
TRUJILLO	TRUJ	-8,08	-79,1	30	93,32
PUCALLPA	PUCA	-8,37	-74,57	149	94,94
LIMA-CALLAO/AEROP.	LIMA	-12	-77,12	13	99,67
CUZCO	CUZC	-13,53	-71,93	3249	98,63
PISCO	PISC	-13,73	-76,22	7	99,28
AREQUIPA	AREQ	-16,33	-71,57	2520	96,45
TACNA	TACN	-18,05	-70,27	458	93,73

La Figura 1, muestra la distribución de estaciones meteorológicas y el porcentaje de datos de cada estación para el periodo 1973-2010. Se tiene la información meteorológica de 24 estaciones, los

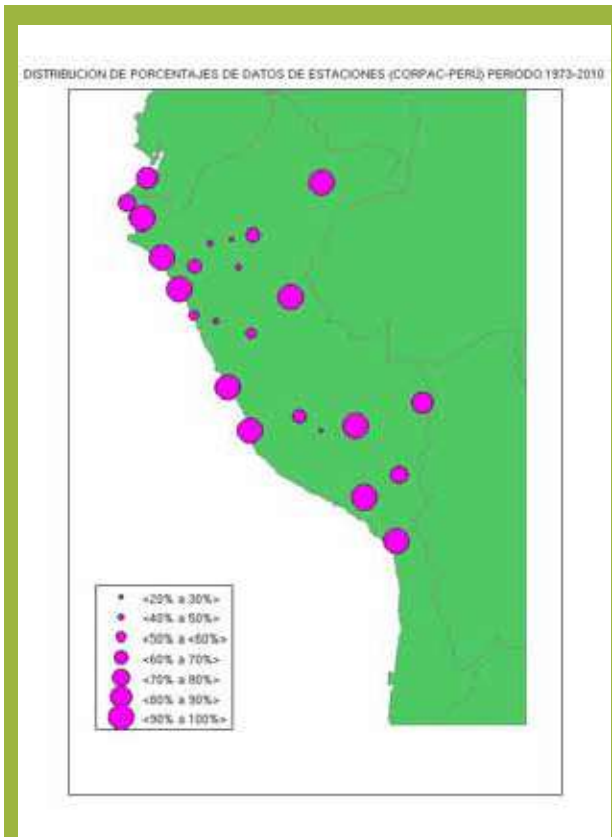


Figura 1. Distribución espacial de las estaciones de temperatura. La cantidad de datos diarios de temperatura mínima está expresada en porcentajes en función al periodo 1973-2010.

círculos más grandes corresponden a porcentajes altos de número de datos presentes (90 % a 100 %) y estos a su vez se encuentran bien distribuidos espacialmente (Tabla 1). Mientras los círculos pequeños muestran estaciones que tienen menor número de porcentaje de datos presentes (20% a 30%) (Tabla 1).

### 3. METODOLOGÍA

Con el propósito de obtener grupos de estaciones con semejante comportamiento estacional de T<sub>min</sub> durante un año típico, se elaboró la curva de ciclo estacional de las series de datos. Se aplicó el método de Clasificación Ascendente Jerárquica (CAH), que consiste en clasificar individuos que tienen un comportamiento similar sobre un conjunto de variables, en principio el método, crea una partición agregando los elementos (individuos) 2 a 2 más próximos, lo cual, hace mediante distancias euclidianas (Jain y Dubes, 1988; Espinoza, et al. 2011). Antes de aplicar este método fue necesario crear un índice de temperatura mínima que represente las variaciones mensuales, sin tomar en

cuenta el peso de la magnitud de la temperatura mínima de cada estación. El índice de temperatura se estimó de la siguiente manera;

$$I_T = (T_i - T_M) / T_M \quad (1)$$

Donde :

T<sub>i</sub> ; temperatura mínima mensual i= 1-12.

T<sub>M</sub> ; temperatura mínima promedio de la estación.

I<sub>T</sub> ; Índice de temperatura estacional (cada estación consta de un vector I<sub>T</sub> de 12 componentes).

Con la finalidad de presentar las series de T<sub>min</sub> de una manera ordenada y que facilite la comprensión e interpretación de los eventos extremos, se realizó el análisis de las curvas de distribución de frecuencia acumulada (DFA), para todos los valores del periodo de junio, julio y agosto (JJA) en las 24 estaciones analizadas.

Para caracterizar la variabilidad interanual de los eventos extremos de temperatura, se estimó el número de eventos de temperatura mínima menores e iguales al percentil 10 (P10), esto se realizó para cada una de las 24 estaciones analizadas.

La variabilidad interanual es analizada mediante el coeficiente de variación CV (es una medida de la dispersión relativa, que se define como la desviación estándar dividido por la media aritmética), para las series de temperatura mínima de todas las estaciones.

Para conocer el comportamiento, del número de eventos extremos y analizar, si existe relación entre las series de eventos extremos de las estaciones, se aplicó el método de matriz correlación de Pearson a las series de número de eventos extremos. Para validar estas correlaciones lineales se utilizó un criterio de niveles de significancia de  $p \leq 0,01$  y  $p \leq 0,05$ .

Con el objetivo de analizar la evolución espacial y temporal de los friajes en la selva peruana, se realizó un análisis de composiciones. Para este análisis se consideró el "día cero" (D+0) como el primer día en que la temperatura mínima desciende por debajo del percentil 10 en la estación de Puerto Maldonado, al sur del Perú. Luego se calcularon las temperaturas mínimas promedio para todas las estaciones de la Amazonía Peruana durante los días D-5, D-4, D-3, ... hasta el día D+5.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 VARIABILIDAD ESTACIONAL DE TEMPERATURAS MÍNIMAS

Luego de aplicar el método CAH al índice estacional de temperatura mínima promedio de cada mes, se obtuvo 5 grupos o clases de estaciones según su ciclo estacional (Tabla 2).

Tabla 2. Grupos de estaciones, clasificadas según su ciclo estacional, luego de aplicar el método CAH.

Grupos	Estación	Nº Individuos
1	JUAN, MOYO, PUCA, IQUI, YURI, CHAC, TUMB, AYAC, HUAN, PUMA	10
2	CHIC, PIUR, TALA, CHIM, TRUJ, LIMA	6
3	AREQ, PISC, TACN, CAJA, HUAR	5
4	ANDA, CUZC	2
5	JULI	1

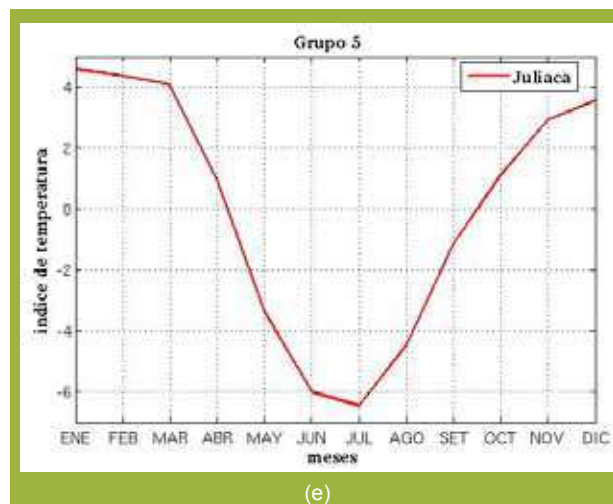
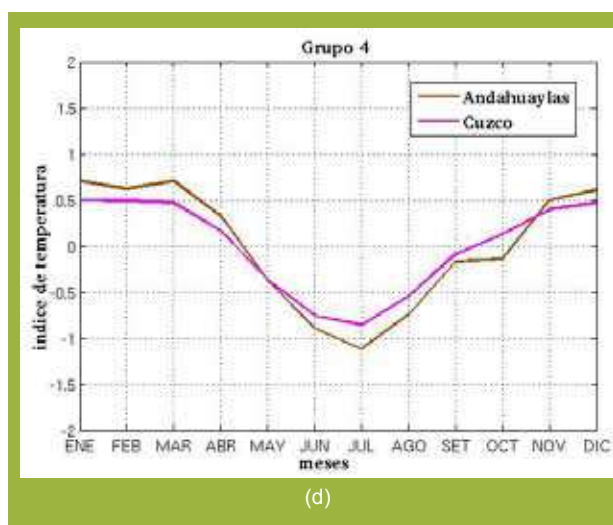
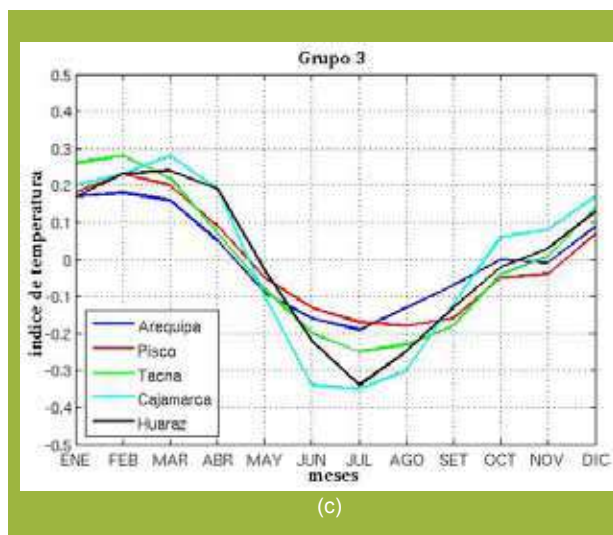
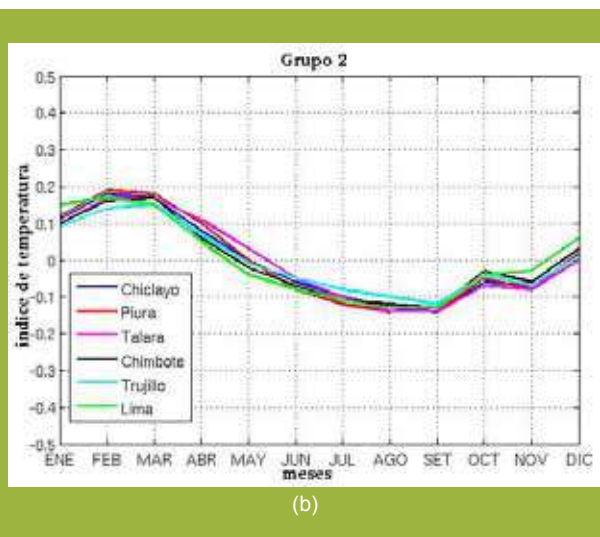
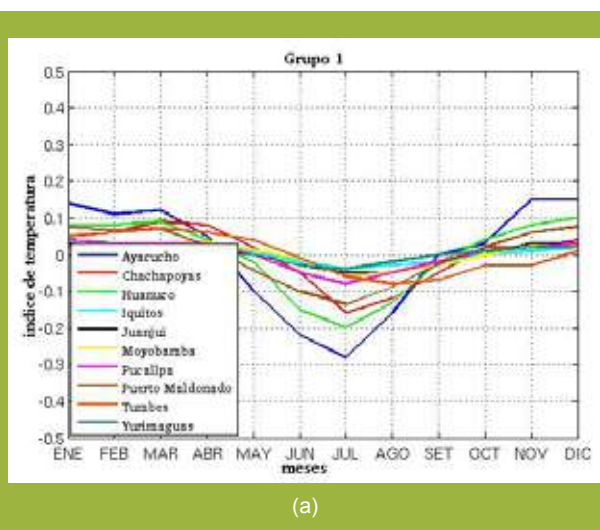


Figura 2. Curvas de índice estacional agrupadas, luego de aplicar el método CAH. Eje "x", el tiempo (meses del año) y en el eje "y" la temperatura en °C.

En la Figura 2, muestra las curvas de índice estacional de temperatura agrupadas según su ciclo estacional, en el Grupo 1 (en su mayoría de estaciones de la cuenca amazónica) el índice de temperatura oscila entre 0,15 y -0,3 esto nos indica que las temperaturas promedio a lo largo de todo el año

varian gradualmente en dichas estaciones (Figura 2.a, Tabla 2). Las estaciones del Grupo 2 (regiones costeras del Perú) presentan mayor similitud en el comportamiento estacional de temperatura, el índice estacional varía entre 0,2 y -0,15, también se observa que la temperatura mínima promedio se encuentra entre agosto y setiembre mientras en los otros grupos se da en el mes de julio (Figura 2.b, Tabla 2). Existe una mayor variación del comportamiento estacional de temperatura en el Grupo 3. El índice estacional de temperatura varía de 0,3 a -0,3 (Figura 2c). Estas estaciones están ubicadas en la sierra y costa sur del Perú (Tabla 2). En la Figura 2.d, se muestra la curva de índice estacional de Andahuaylas y Cuzco (Grupo 4) que tienen un comportamiento muy similar de ciclo estacional entre sí. En el grupo 4 el índice oscila entre 1,5 y -1,2. Juliaca es la estación del Grupo 5. Esta estación no se agrupó con ninguna estación, ya que tiene un rango de índice estacional de 4,5 y -6 (Figura 2e).

#### 4.2 DISTRIBUCIÓN DE FRECUENCIA ACUMULADA DE LA SERIE DE TEMPERATURA MÍNIMA

Para ejemplificar la distribución de la variable de  $T_{min}$ , la Fig. 3 muestra la DFA de Andahuaylas e Iquitos para el periodo JJA. Las curvas de DFA se

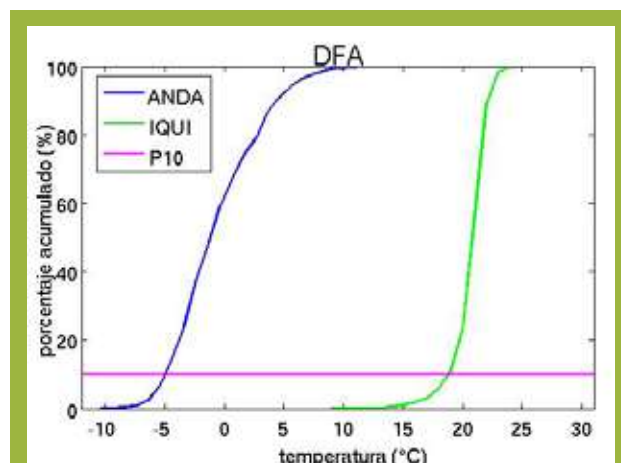


Figura 3. Curva de DFA para Andahuaylas (azul) e Iquitos (verde). En el eje "x", se presenta la temperatura en °C y en el eje "y" presenta el porcentaje acumulado. (serie de  $T_{min}$  correspondiente a los meses de JJA).

efectuaron para todas las estaciones y permitieron obtener el número de observaciones menores al percentil 10 (línea en la Figura 3).

Andahuaylas presenta un P10 de -5 °C y su curva de DFA es más convexa en comparación con Iquitos que presenta un valor de P10 de 19 °C de la serie de  $T_{min}$  de JJA (Tabla 3). Esto nos indica que la distribución de los datos de temperatura mínima en Andahuaylas tienden a variar con un intervalo de

Tabla 3. Caracterización de eventos de temperatura mínima extrema en Andahuaylas vs Iquitos (JJA),  $M_e$ , representa el valor medio y  $\Delta T$  representa la diferencia entre el P10 y P90.

Estación	$M_e$ (°C)	MIN (°C)	MAX (°C)	P10 (°C)	P90 (°C)	$\Delta T$ (°C)
ANDA	-1	-10	13	-5	4,5	14
IQUI	21	9	29	19	22	3

temperatura de  $\Delta T=14^{\circ}\text{C}$ , mientras en Iquitos las observaciones de temperatura varían poco  $\Delta T=3^{\circ}\text{C}$ , este intervalo de temperatura corresponde a la diferencias de P90 y P10 (Tabla 3).

#### 4.3 EVOLUCIÓN INTERANUAL DE LOS EVENTOS DE TEMPERATURA EXTREMA

La Figura 4, muestra histogramas

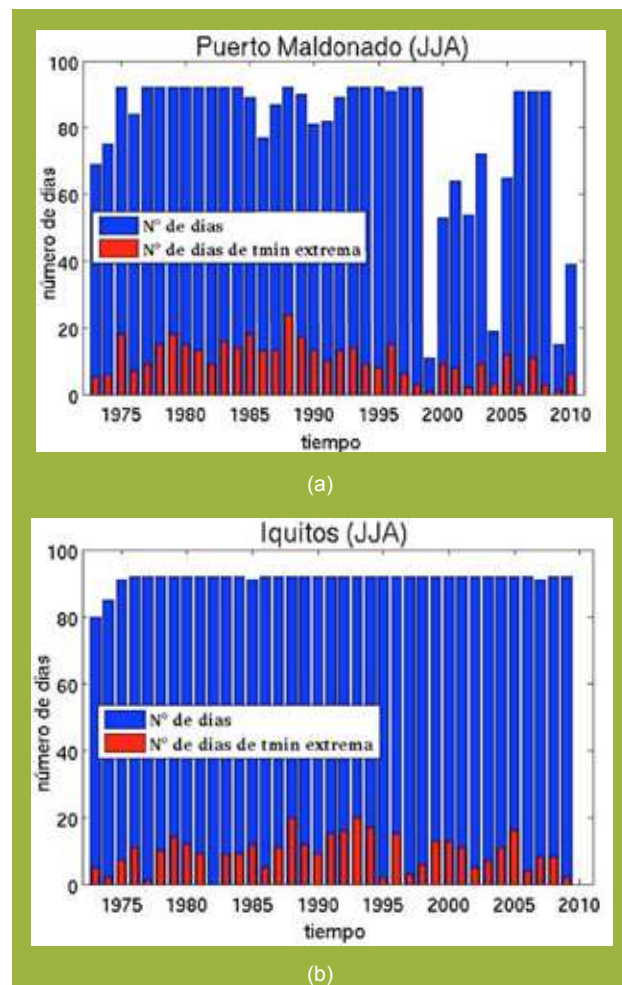


Figura 4. Grafica que muestra el número de días presentes entre JJA (barra azul) y el número de días menores e iguales al P10 (barra roja). Estación de Iquitos arriba y bajo se muestra la estación de Puerto Maldonado.

correspondientes a la región amazónica del Perú, las barras azules muestran el número de días para el periodo JJA de cada año, mientras que las barras rojas representan los días de Tmin extrema, cuyos valores son inferiores al P10.

Se observa que, Iquitos presenta una mejor continuidad de datos de la serie de Temperatura mínima (JJA), en comparación con Puerto Maldonado que existe una disminución de datos a partir del año 1999, a excepción de los años 2006, 2007 y 2008 que se encuentra completos.

En 1982 en Iquitos no se produjo ningún evento, mientras que en Puerto Maldonado en ese mismo

año se produjeron alrededor de 8 eventos extremos, que resulta también menos del normal. En cambio, en 1988 se observan 20 días fríos extremos en Iquitos y 22 en Puerto Maldonado, lo que resulta la frecuencia más elevada de eventos extremos (Figura 4, Tabla 4).

#### 4.4 VARIABILIDAD INTERANUAL DE TEMPERATURA MÍNIMA

Luego de realizar histogramas que muestren el número de eventos extremos por año en la región de estudio, se procedió a estimar el coeficiente de variabilidad interanual de las series de temperatura mínima (Figura 5) para las estaciones trabajadas.

La Figura 5 muestra que, Juliaca presenta un CV negativo de -1,09; esto es debido a que la temperatura mínima promedio en Juliaca es -3,7 °C; si tomamos el valor absoluto del CV de Juliaca se obtiene 1,09, esto representa que la Tmin en esta región varía considerablemente. En las regiones pertenecientes a la costa y selva peruana, el CV es menor (alrededor de  $0 \leq CV \leq 0,40$ ) esto quiere decir que los valores de la temperatura mínima no varía considerablemente de un año al otro. En las estaciones pertenecientes a la sierra del Perú como Huaraz, Cajamarca y Cuzco presentan un coeficiente de variación mayor entre



Figura 5. Coeficiente de variación de las series de Temperatura mínima (JJA).

$0,63 \leq CV \leq 2$ , esto demuestra que la Tmin tiene más variabilidad a lo largo del tiempo en dichas regiones. Un caso particular ocurre con Andahuaylas que tiene un CV de 14,31, esto quiere decir que en Andahuaylas, la temperatura puede tomar valores altos como bajos, su Tmin es de -10°C y Tmax es de 13°C, y varía entre un intervalo de 23°C.

#### 4.5 ASOCIACIÓN ESPACIAL DE LA VARIABILIDAD INTERANUAL

La Tabla 4 muestra los coeficientes de correlación de Pearson (r) calculados entre la frecuencia interanual de los eventos extremos

de las estaciones correspondiente al Grupo 1 (Tabla 2), ya que estos se encuentran agrupados por su semejanza en su ciclo estacional.

En la tabla 4 se muestra la variabilidad interanual de eventos de temperatura mínima extrema entre las distintas estaciones meteorológicas pertenecientes al Grupo 1 (ver tabla 2). Las correlaciones en "negritas", tiene un nivel de significancia de 0,05 ( $P \leq 0,05$ ), mientras que, las correlaciones "negritas" y "cursivas" tiene un nivel de significancia de 0,01

Tabla 4. Asociación espacial de la variabilidad interanual del número de eventos extremos de temperatura correspondiente al Grupo 1, en negrita valores con significancia  $p \geq 0,05$  y negritas cursivas  $p \geq 0,01$ .

	AYAC	CHAC	HUAN	IQUI	JUAN	MOYO	PUCA	PUMA	TUMB	YURI
AYAC		-0,15	-0,16	-0,09	0,46	0,61	-0,20	0,17	<b>0,57</b>	0,08
CHAC	-0,15		<b>0,83</b>	0,13	0,04	0,50	<b>0,62</b>	0,31	-0,22	<b>0,48</b>
HUAN	-0,16	<b>0,83</b>		-0,10	0,13	<b>0,71</b>	<b>0,66</b>	0,27	0,05	<b>0,56</b>
IQUI	-0,09	0,13	-0,10		-0,33	0,21	0,32	<b>0,51</b>	0,05	0,03
JUAN	0,46	0,04	0,13	-0,33		0,05	0,05	-0,16	<b>0,50</b>	0,41
MOYO	0,61	0,50	<b>0,71</b>	0,21	0,05		0,37	0,04	0,08	<b>0,85</b>
PUCA	-0,20	<b>0,62</b>	<b>0,66</b>	0,32	0,05	0,37		0,28	0,07	-0,04
PUMA	0,17	0,31	0,27	<b>0,51</b>	-0,16	0,04	0,28		0,04	-0,25
TUMB	<b>0,57</b>	-0,22	0,05	0,05	<b>0,50</b>	0,08	0,07	0,04		0,19
YURI	0,08	<b>0,48</b>	<b>0,56</b>	0,03	0,41	<b>0,85</b>	-0,04	-0,25	0,19	

( $P \leq 0,01$ ). Esta prueba de significancia valida las correlaciones lineales que existen entre las distintas estaciones.

Si analizamos, la correlación lineal entre Iquitos y Puerto Maldonado (IQUI vs PUMA) se tiene una correlación de 0,51, esto quiere decir que estas 2 estaciones no están fuertemente correlacionadas o existe una débil dependencia entre ellas, aunque es significativa al  $P \leq 0,01$ . Mientras Moyobamba y Yurimaguas tiene un coeficiente de correlación alto de 0,85 con un nivel significancia de  $P \leq 0,01$ . Otro coeficiente de correlación alto se encuentra entre Huánuco y Chachapoyas con un coeficiente de correlación de 0,83 y  $P \leq 0,01$

El D+0, corresponde al día donde empezó el evento frío en Puerto Maldonado, con una anomalía promedio de  $-6^\circ\text{C}$ , al siguiente día D+1, la temperatura es mínima en Pucallpa con una anomalía de  $-2,5^\circ\text{C}$ . Entre el D+1 y D+2 se produce el evento de temperatura mínima extrema en las demás regiones, como Iquitos, Juanjui y Yurimaguas con anomalías de  $-1,5^\circ\text{C}$  a  $1^\circ\text{C}$  aproximadamente. Estos resultados muestran que las incursiones del aire frío toman en promedio 2 días en propagarse desde el sur (Puerto Maldonado) hasta el norte de la selva peruana (Iquitos).

#### 4.6 ANÁLISIS DE COMPOSICIÓN DE LOS

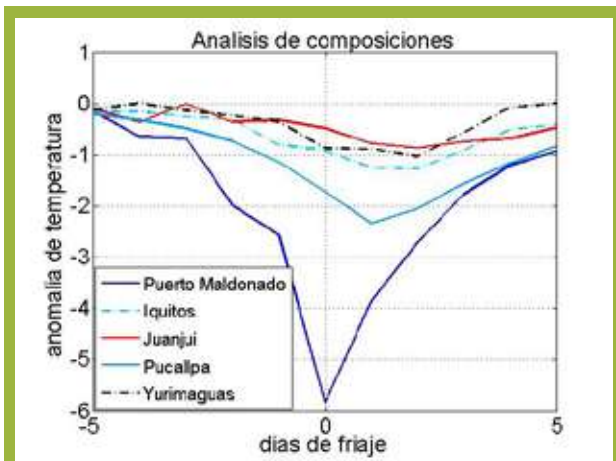


Figura 5. Análisis de composiciones de la selva sur del Perú. En el eje "x" se muestra los días de friaje, en el eje "y" la anomalía de temperatura.

#### EVENTOS EXTREMOS

La Figura 1 muestra el resultado de este análisis de composiciones para 5 estaciones meteorológicas de la selva peruana. La gráfica representa la evolución temporal de los eventos de temperatura mínima extrema (desde D-5 hasta D+5) vs. la anomalía de temperatura.

## 5. DISCUSIÓN

Existe una gran diversidad de temperaturas mínimas en el territorio peruano, las mayores temperaturas se encuentran en la selva baja del Perú. Mientras que, las menores temperaturas se registran en las zonas altoandinas, principalmente en el Altiplano. Estas pueden variar de una T<sub>min</sub> de  $9^\circ\text{C}$  en Iquitos y T<sub>min</sub> de  $-10^\circ\text{C}$  para Juliaca. Dada esta diversidad un estudio de los eventos de temperatura extrema en el Perú, es fundamental. Los coeficientes de variabilidad interanual de las series de temperatura mínima interanual, nos sugieren, que en las regiones correspondientes a la costa y selva del Perú, son más homogéneas o tienen un coeficiente de variación pequeño  $0 \leq CV \leq 0,40$  (Fig. 5). Mientras, en la sierra peruana en su mayoría tiene un coeficiente de variabilidad alto mayor de  $CV \geq 0,3$ . Esto quiere decir, que en las regiones de la selva del Perú la frecuencia de que se produzca un evento de temperatura extrema es homogénea interanualmente. Mientras que en la sierra la frecuencia de que se produzca un evento extremo de temperatura varía interanualmente.

Asimismo, las correlaciones lineales nos indican el grado de dependencia entre el número de eventos extremos de temperatura mínima de una estación a otra. Una fuerte dependencia se encontró entre Moyobamba y Yurimaguas que tienen un coeficiente de correlación alto de 0,85 con un nivel significancia de  $P \leq 0,01$ .

## 6. CONCLUSIONES

El método de CAH, clasificó las estaciones según su ciclo estacional, encontrando 5 clases o grupos de estaciones (Tabla 2), esto fue de gran ayuda para conocer la variabilidad de la temperatura en las diferentes regiones del Perú.

Las observaciones de temperatura mínima se produjeron con mayor uniformidad interanualmente en Iquitos, Puerto Maldonado Pucallpa, etc (regiones de la selva peruana). Estas estaciones presentan coeficientes de variabilidad menores alrededor de  $0 \leq CV \leq 0,27$ . Mientras que los valores de T<sub>min</sub> en las regiones de la sierra sur del Perú se producen con mayor variabilidad a largo del periodo de tiempo analizado, presentando valores de  $0,75 \leq CV \leq 1$ .

En el año 1988 se produjo un gran número de eventos extremos (aprox. 20) en los departamentos de Iquitos y Puerto Maldonado. Mientras que en 1982 no se encontró ningún evento de temperatura extrema.

El análisis de composiciones del friaje en selva sur del Perú, muestra que la incursión de vientos

fríos viajan de sur a norte en la selva peruana, recorriendo 1079,9 km (distancia entre Puerto Maldonado e Iquitos) en 2 días (del D+0 al D+2), lo cual corresponde a una velocidad de desplazamiento de 6,25 m/s.

Este trabajo muestra un primer estudio de la caracterización de los eventos temperatura mínima extremos en el Perú, ya que el conocimiento de este fenómeno brindará mejores herramientas para tener perspectivas de pronóstico de eventos extremos de temperatura y previsión de los impactos sufridos por la población principalmente en la Selva Sur y en los Andes

## 7. TRABAJO FUTURO

Estudiar aquellos casos en el cual estos eventos extremos de Temperatura son relevantes (“estudios de caso”). Esto será posible utilizando los días cero del análisis de composiciones.

Aplicar las Técnicas de sensoramiento remoto, se utilizarán datos de imágenes satelitales del parámetro de LST (temperatura superficial del suelo), para analizar casos relevantes de eventos de temperatura extrema (“estudios de caso”). Los productos ha utilizar son imagenes del sensor MODIS del satélite TERRA, perteneciente a la NOAA, con el fin de analizar sus aportes en el estudios de los eventos extremos de temperatura.

## 8. AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para desarrollar mi tema de tesis.

Al Dr. Jhan Carlo Espinoza y a la Dra. Yamina Silva, por estar a cargo de mi capacitación y asesoramiento con respecto a mi tema de Tesis.

Y a todo el personal del área de clima del IGP, quienes han tenido amabilidad de responder a mis preguntas.

## 9. BIBLIOGRAFÍA

Espinoza J.(2011) Clasificación Ascendente Jerárquica, notas de clase.

Norte F. A. (2007). Análisis de una ola de calor extrema en la Región subtropical de América del sur. Revista Brasileira de Meteorología, v.22, n.3, 373-386.

Fernández F.G. Manual de Climatología Aplicada, Editorial, SINTESIS, S. A. Vallehermoso, 34. 28015, Madrid.

Flores, S. (2001). Análisis de los Friajes en la Amazonía peruana durante el mes de julio del 2000. Compendio de trabajos de investigación realizados por estudiantes durante el año 2000: prácticas pre-profesionales. Instituto Geofísico del Perú, 2, 21-30

IPCC (2001) Glosario de términos utilizados en el Tercer Informe de Evaluación del IPCC.

Marengo, JA. (1983). Estudio agroclimático en la zona de Jenaro Herrera (Requena - Loreto) y climático en la selva baja norte del Perú. Universidad Agraria La Molina. Tesis para optar el título de Ingeniero meteorólogo, 380pp.

Quispe N. (2006). Caracterización de eventos fríos en la selva sur del Perú. Boletín de Lima. <http://ibcperu.org/doc/isis/12869.pdf>.

# ESTIMACIÓN DEL RIESGO DE LA POBLACIÓN INFANTIL DE LORETO DEBIDO A CAMBIOS BRUSCOS EN LA TEMPERATURA DEL AIRE

## RISK ESTIMATION OF THE LORETO'S CHILD POPULATION DUE TO SUDDEN CHANGES IN AIR TEMPERATURE

**José Eduardo Vásquez Alzamora**  
Pontificia Universidad Católica del Perú  
Facultad de Letras y Ciencias Humanas  
Especialidad de Geografía y Medio Ambiente  
josé.vásquez@pucp.pe

Asesor: Yamina Silva Vidal, Ph D.

Área de de Variabilidad y Cambio Climático

### Resumen

El presente trabajo tiene como objetivo estimar el riesgo de la población infantil menor a 5 años de 7 distritos de la provincia de Maynas, (región Loreto), en Iquitos, Belén, Punchana, San Juan Bautista, Indiana, Mazán y Napo, ante los cambios bruscos de la temperatura del aire, fenómeno conocido como friaje, que puede llevar al aumento de los casos de Infecciones respiratorias agudas (IRA). La investigación se divide en dos partes: la primera, que consiste en la identificación y caracterización de la amenaza (que viene a ser el friaje) y la segunda, donde se analiza la vulnerabilidad de la población desde el punto de vista social y sanitario. Los resultados obtenidos hasta el momento nos muestran que no existe una relación fuerte entre la variable temperatura y el comportamiento de la morbilidad de las enfermedades respiratorias. Asimismo, tenemos que para el caso de la vulnerabilidad,

### Abstract

The objective of this study is to estimate the risk of the child population of less than 5 years in 7 districts of the province of Maynas (Loreto region), which are Iquitos, Belén, Punchana, San Juan Bautista, Indiana, Mazán y Napo, due to sudden changes in air temperature, phenomenon known as friaje, that can rise to acute respiratory diseases (ARI). The research is divided into two parts: the first one, which is about the identification and characterization of the hazard ( "friaje") and the second one, is characterization the populations vulnerability is analyzed from a social and health point of view. The results obtained so far show us that there is no strong relation between temperature variables and the morbidity behavior of the respiratory diseases. We found that the vulnerability in the rural districts (Indiana, Napo and Mazán) present more lack of basic services and other elements related to standard of living of



los distritos más rurales (Indiana, Napo y Mazán) presentan mayores falencias en cuanto a los servicios básicos y otros elementos relacionados a la calidad de vida de la población, aspectos que pueden influir en la incidencia de IRAs y otras enfermedades respiratorias.

**Palabras clave:** IRA, friaje, selva, población infantil, riesgo, vulnerabilidad, Loreto.

the population, aspects that could influence in the incidence of ARIs and other respiratory diseases.

**Keywords:** ARI, friaje, child population, risk, vulnerability, Loreto.

## 1. INTRODUCCIÓN

La selva peruana se caracteriza por tener temperaturas cálidas durante todo el año. No obstante, existen breves periodos de tiempo en los cuales la temperatura cae abruptamente y estos descensos de temperatura pueden ser de hasta 15°C. Este fenómeno es conocido regionalmente como “friaje”, que es básicamente la incursión de una masa de aire frío proveniente de las zonas polares (Quispe, 2003).

Las infecciones respiratorias agudas (IRA) son afecciones que se presentan en el tracto respiratorio y que por lo general afectan más a los niños menores de 5 años, siendo éste el grupo etáreo más vulnerable, OMS). Existen diferentes tipos de IRA, entre los que encontramos neumonías, SOB (síndrome de obstrucción bronquial, entre los que se encuentra el asma) y otros de menor gravedad (gripe, amigdalitis, etc.).

Existen estudios previos donde se analiza la relación existente entre variables meteorológicas los casos de IRA. Aguinaga et. al (2003) analizaron la relación entre las variables meteorológicas y el número de casos de IRA en la provincia del Callao para el año 2001, encontrándose una fuerte relación entre ambas variables.

Es en este punto donde entra el concepto de riesgo, el cual, según el Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI, 2006) y el Ministerio de Salud (2011) es la probabilidad de ocurrencia de efectos perjudiciales o pérdidas esperadas (material y/o humana) resultado de las interacciones de las amenazas naturales y las condiciones de vulnerabilidad. En tal sentido, la amenaza es la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno natural potencialmente dañino, que puede afectar a determinada población humana, y la vulnerabilidad se refiere al grado de exposición de una población frente a la ocurrencia de alguna amenaza.

## 2. ZONA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra en la región Loreto y lo constituye siete distritos de la provincia de Maynas, que son Iquitos, Belén, Punchana, San Juan Bautista, Indiana, Mazán y Napo y podemos apreciar en la Figura 1.

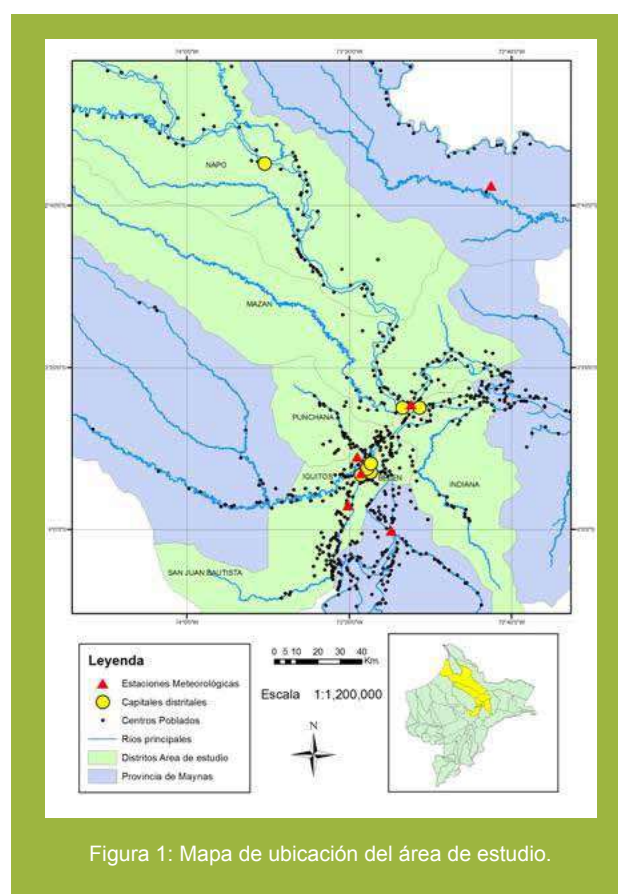


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio.

## 3 DATOS

Los datos con los que se ha trabajado para el presente estudio son de tres tipos: datos meteorológicos, datos provenientes de los puestos de salud con información de la morbilidad de IRAs, neumonías y SOB, y datos de carácter social que se dispone a nivel distrital.

Los datos meteorológicos corresponden al periodo comprendido entre los años 2000 y 2010,

y son valores diarios de la temperatura máxima, temperatura mínima, precipitación y humedad relativa. Las estaciones de las que se obtuvo esta información se especifican en la Tabla 1.

mínima, rango térmico diario, precipitación y humedad relativa, y también valores máximos y/o mínimos de algunas de las variables mencionadas. Una vez hallados estos valores, se construyen gráficos y se

Tabla 2. Relación de estaciones meteorológicas.

Estación	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Distrito	Provincia
Tamshiyacu	4°00'12"	73°09'39"	94	Fernando Lores	Maynas
Amazonas	3°42'00"	73°18'00"	120	Iquitos	Maynas
El Estrecho	2°35'01"	72°45'01"	144	Putumayo	Maynas
Puerto Almendra	3°46'01"	73°17'01"	109	San Juan Bautista	Maynas
Moralillo	3°53'59"	73°20'17"	109	San Juan Bautista	Maynas
Mazán	3°29'06"	73°04'47"	95	Mazán	Maynas

Los datos de morbilidad de IRAs, neumonías y SOB fueron recopilados y compilados de los diferentes puestos de salud presentes en los distritos que forman parte de nuestra zona de estudio, los cuales se obtuvo a nivel semanal (según el calendario epidemiológico de cada año). Asimismo, también se cuenta con la relación de puestos de salud que se ubican en nuestra área de estudio, así como la categoría a la que pertenece cada uno de ellos (a mayor categoría, mayor equipamiento y mayor cantidad de recursos humanos).

Finalmente, los datos con información social provienen de los censos de población del INEI de los años 2005 y 2007, así como el mapa de pobreza publicado por FONCODES (2006).

## 4. METODOLOGÍA

La presente investigación está dividida en tres partes, siguiendo las directivas propuestas por el INDECI a través del Manual de Estimación del Riesgo (2006): Identificación y caracterización de la amenaza (frijes), análisis de la vulnerabilidad (sanitaria y social) y estimación del riesgo, que viene a ser la conjunción de las variables anteriores (amenaza y vulnerabilidad).

### 4.1 IDENTIFICACIÓN DE LOS DISTRITOS CON MAYORES ÍNDICES DE IRAS, NEUMONÍAS Y SOB.

Para este punto, se tomó toda la región Loreto y se introdujeron los datos de índices de morbilidad de las enfermedades respiratorias a nivel distrital en el software ArcGIS.

### 4.2 CARACTERIZACIÓN DE LA AMENAZA: RELACIÓN ENTRE VARIABLES METEOROLÓGICAS Y VARIABLES DE MORBILIDAD DE IRAS, NEUMONÍAS Y SOB

En esta parte se calculan los promedios semanales de las variables de temperatura máxima, temperatura

calculan los coeficientes de correlación de Pearson entre las diferentes variables meteorológicas (por estación) y las variables de morbilidad de IRAs, neumonías y SOB. Posteriormente se pretende cuantificar esta amenaza (los friajes) a nivel distrital.

## 4.3 ANÁLISIS DE LA VULNERABILIDAD

Para esta parte se presentan los datos recopilados a nivel distrital y, de forma preliminar, se analizan en su conjunto, para poder explicar cómo se encuentra la población de la zona mediante las cifras que se pudo obtener. Posteriormente se pretende cuantificar a nivel distrital la vulnerabilidad tanto del tipo social y sanitaria y llevarla a un modelo de riesgo donde se logre relacionar con la amenaza (aspecto climático).

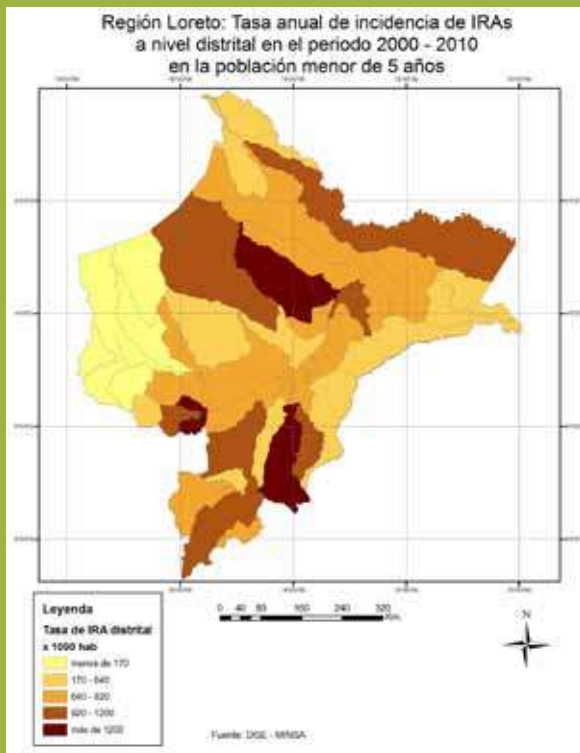
## 5. RESULTADOS PRELIMINARES

### 5.1 IDENTIFICACIÓN DE LOS DISTRITOS CON MAYORES ÍNDICES DE IRAS, NEUMONÍAS Y SOB

Luego de haber ingresado al software los datos de índices de las diferentes enfermedades respiratorias, los mapas resultantes se presentan en la Figura 2.

Según los mapas que podemos apreciar, tenemos que para el caso de las IRAs los distritos con tasa mayor de incidencia son Santa Cruz (provincia de Alto Amazonas), Alto Tapiche (provincia de Requena), Alto Nanay, Punchana e Iquitos (provincia de Maynas), todos ellos con una tasa superior a 1200 por cada mil habitantes (menores de 5 años). En el caso de neumonías los distritos con más alta tasa de incidencia son Napo, Iquitos y Alto Nanay (provincia de Maynas), Yaquerana y Alto Tapiche (provincia de Requena), y presentan una tasa superior a 40 por cada mil habitantes menores de 5 años. Finalmente, para los SOB los distritos con mayor tasa de incidencia son Punchana e Iquitos (provincia de Maynas), Yaquerana (provincia de Requena) y Yurimaguas (provincia de Alto Amazonas), con una

a)



c)

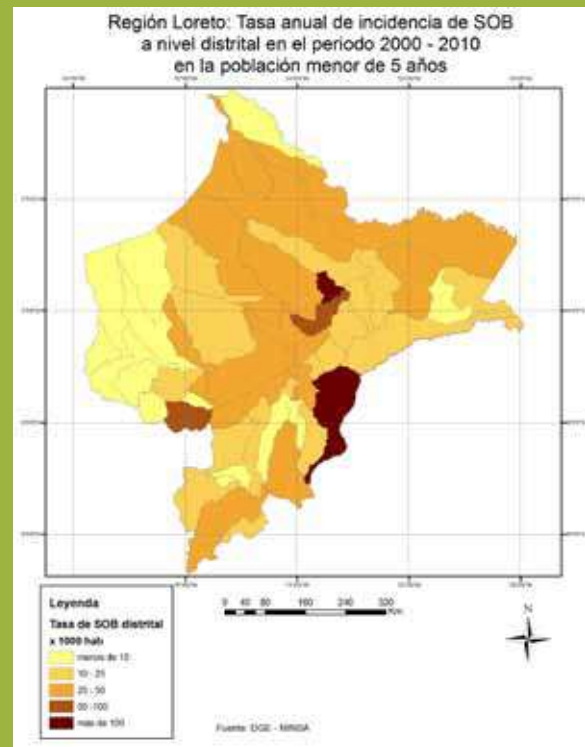
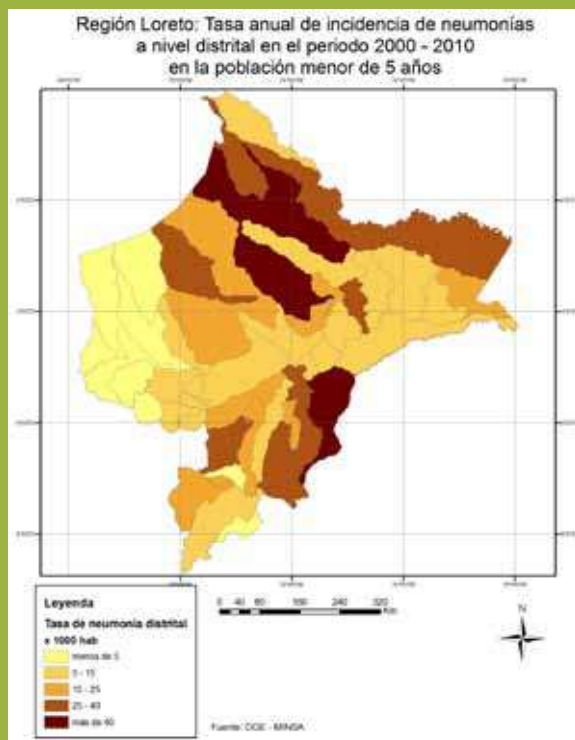


Figura 2. Mapas de Loreto a nivel distrital que muestran las tasas de incidencia de IRAs (a), neumonías (b) y SOB (c).

b)



tasa superior a 50 por cada mil habitantes menores de 5 años. Podemos notar que el distrito de Iquitos (junto con Punchana y Napo) son algunos de los que tienen un índice bastante elevado en comparación al resto y que, al ser los dos primeros bastante poblados, tiene una importancia mayor ahondar el estudio en los mencionados distritos, conjuntamente con otros distritos cercanos.

## 5.2 CARACTERIZACIÓN DE LA AMENAZA Y RELACIÓN ENTRE LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS Y VARIABLES DE MORBILIDAD DE IRAS, NEUMONÍAS Y SOB

Para esta parte hemos escogido el análisis realizado de la data de dos de las 6 estaciones trabajadas, Puerto Almendra y Mazán.

En la Figura 3 presentan los gráficos obtenidos de la temperatura mínima (T. min) y rango térmico (RT) a nivel semanal durante el periodo 2000-2010 versus la morbilidad de IRAs para toda la zona de estudio.

Como podemos apreciar, la relación existente entre ambas variables (meteorológica y de salud) no resulta evidente (se maneja como hipótesis que cuando disminuye la temperatura aumenta el número de casos de IRA), ya que en muchos periodos el comportamiento de las mismas parece



Figura 3. Gráficos que muestran la relación entre el comportamiento de la temperatura mínima (y del rango térmico) a nivel semanal versus la morbilidad de IRAs a nivel de los siete distritos que comprende el área de estudio, para el periodo 2000-2010.

que fuera independiente uno del otro, aunque existen pequeños periodos donde sí se presenta cierta relación importante (como por ejemplo alrededor de la semana 170, que correspondería al año 2003). Esto puede deberse a diversos factores, ya sea debido a la calidad de los datos, o a que puedan existir otros elementos presentes que no estén considerados en esta parte, tales como aspectos sociales o económicos.

### 5.3 COEFICIENTES DE CORRELACIÓN DE PEARSON

Para esta parte, se ha calculado el coeficiente de

correlación de Pearson entre las diferentes variables meteorológicas y la variable de morbilidad de IRAs, neumonías y SOB. En la Tablas 2 y 3 se presenta esta información para las estaciones de Puerto Almendra y Mazán para las diferentes variables de temperatura. Cuando al costado de cada coeficiente se presente un asterisco, nos muestra que el valor obtenido tiene una significancia de 0,05 y cuando se presenten dos asteriscos, la significancia será de 0,01.

Como podemos ver, los coeficientes hallados son relativamente bajos y los valores más altos los encontramos cuando se relacionan las variables

Tabla 2. Coeficientes de correlación de Pearson para las variables de temperatura y salud en Puerto Almendra siete distritos que comprende el área de estudio, para el periodo 2000-2010.

Variable	IRA Semanal	Neumonía Semanal	SOB Semanal
Promedio semanal de la temperatura máxima	,117**	-,109**	,034
Promedio semanal de la temperatura mínima	,162**	-,141**	,178**
Promedio semanal del Rango térmico diario (RTD)	.003	-.010	-,091*
Valor mínimo semanal de la temp. máxima	,084*	-,104*	.039
Valor mínimo semanal de la temp. mínima	,105*	-,152**	,132**
Valor mínimo semanal del RTD	.017	-.029	-.054
Valor máximo semanal del RTD	-.006	-.016	-,116**
Promedio semanal de la temperatura media diaria	,164**	-,148**	,113**

Tabla3. Coeficientes de correlación de Pearson para las variables de temperatura y salud en Mazan .

Variáble	IRA Semanal	Neumonía Semanal	SOB Semanal
Promedio semanal de la temperatura máxima	.023	-,221**	-.043
Promedio semanal de la temperatura mínima	-,130**	-.025	-.083
Promedio semanal del Rango térmico diario (RTD)	,146**	-,218**	.031
Valor mínimo semanal de la temp. máxima	-.032	-,202**	-.057
Valor mínimo semanal de la temp. mínima	-,107*	-.006	-.065
Valor mínimo semanal del RTD	.034	-,207**	-.002
Valor máximo semanal del RTD	,154**	-.061	.055
Promedio semanal de la temperatura media diaria	-.035	-,165**	-.062

Tabla 4. Algunos índices de carácter social de medición de la pobreza.

Distrito	Vulnerabilidad Social					
	Tasa de desnutrición	% de la población sin:			Tasa analfab. Mujeres	% niños de 0-12 años
		agua	Desague/letrina	electricidad		
Iquitos	28,60	13,65	9,70	10,43	2,36	24,98
Indiana	41,10	95,33	46,45	86,24	12,41	37,08
Mazan	48,90	85,06	64,76	86,01	17,48	38,94
Napo	46,00	94,38	63,15	79,41	16,25	42,16
Punchena	35,00	38,64	20,64	24,46	4,38	30,32
Belén	40,70	40,74	37,70	36,59	4,82	31,02
San Juan Bautista	40,70	73,81	36,52	30,89	4,48	31,50

Fuente: INEI (2007), FONCODES (2006)

Tabla 5. Data de incidencia de las enfermedades respiratorias y capacidad resolutoria que presentan los distritos de la zona de estudio.

Distrito	Vulnerabilidad Sanitaria			
	Tasa IRA (X 1000)	Tasa Neumonía (X 1000)	Tasa SOB (X 1000)	Capacidad Resolutiva
Iquitos	1436,33	54,56	196,38	I-3
Indiana	1079,20	28,82	18,56	I-3
Mazan	868,37	11,31	12,32	I-3
Napo	752,66	62,98	48,83	I-4
Punchana	1450,57	23,24	251,79	III-1
Belén	1052,14	20,55	89,39	II-2
San Juan Bautista	916,28	18,91	71,48	I-4

Fuente: MINSA, 2011

meteorológicas (especialmente de la estación Mazán) con la data de neumonía, donde se alcanzan valores de hasta 0,221 con significancia de 0,01. Ello indica que la asociación entre ambas de variables resulta ser baja, por lo que podemos afirmar que no existe una relación definida entre las variables de temperatura y la morbilidad de las diferentes enfermedades respiratorias.

## 5.4 ANÁLISIS DE LA VULNERABILIDAD

Para la parte social se recopiló la información necesaria sobre algunos indicadores que puedan ayudarnos a analizar la vulnerabilidad existente en nuestra zona de estudio.

### 5.4.1 VULNERABILIDAD SOCIAL

En cuanto a la vulnerabilidad social los datos obtenidos fueron los que se muestran en la Tabla 4:

Como podemos ver a través de estas cifras, tenemos algunos distritos que tienen serias falencias en cuanto a los servicios básicos. Los distritos con mayores índices de carencias de servicios básicos y con tasas de analfabetismo en mujeres y tasa de desnutrición en niños más altas son los distritos de Indiana, Napo y Mazán, los cuales son predominantemente rurales y se encuentran relativamente alejados del centro urbano de Iquitos.

### 5.4.2 VULNERABILIDAD SANITARIA

Para el caso de la vulnerabilidad sanitaria se calculó la tasa de incidencia de IRAs, neumonía y SOB a nivel distrital para el periodo de estudio 2000-2011, el cual se muestra en la figura 7. De igual manera, gracias al MINSA, se pudo recopilar la información de los establecimientos de salud que se encuentran en nuestra zona de estudio, para conocer la capacidad resolutive en cuanto a salud por distrito (capacidad resolutive: tipo de establecimiento de salud).

Para el caso de la vulnerabilidad sanitaria, los distritos con mayor incidencia de IRA y SOB son los que conforman la ciudad de Iquitos y sus alrededores (Iquitos, Punchana, Belén, San Juan Bautista) mientras que para el caso de neumonías son los distritos de Napo e Iquitos. Cabe agregar que, en cuanto a la capacidad resolutive (tipo de establecimiento de salud) todos los distritos cuentan con al menos un puesto de salud con médico presente (esto corresponde a los centros de salud I-3).

## 6. DISCUSIÓN

Es preciso señalar que para algunas estaciones meteorológicas, la calidad de la data no es muy buena, no se tiene disponible o existen vacíos recurrentes.

También, para el caso de la data proporcionada por la DIRESA Loreto, presenta ciertas inconsistencias debido a que se presentan semanas donde no se tiene registro o donde el comportamiento del mismo resulta ser muy extraño (por ejemplo, en una semana se tiene 50 casos, en la siguiente 0 y en la subsiguiente 75 casos). Esto sin duda dificulta el análisis pero lamentablemente es la información que se tiene.

Finalmente, cabe señalar que toda esta información será verificada mediante un trabajo de campo en la zona de estudio que se realizará posteriormente, y donde se contará con mayor

información cualitativa.

## 7. CONCLUSIONES PRELIMINARES

De acuerdo al análisis realizado, podemos afirmar que no existe una relación fuerte entre el comportamiento de las temperaturas y la morbilidad de IRAs, neumonías y SOB, a pesar que puede llegar a ser el factor desencadenante en ciertos casos.

El comportamiento de las diferentes enfermedades respiratorias a lo largo del año resulta ser irregular en la mayor parte del periodo de tiempo analizado, por lo que no presenta un patrón definido.

Con respecto a la parte social, tenemos que la diferencia entre los distritos predominantemente rurales y urbanos es bastante marcada en cuanto a la disposición de servicios básicos y otros índices de calidad de vida, que de cierta manera puede llegar a influir en la incidencia de las enfermedades respiratorias.

## 8. RECOMENDACIONES

Se recomienda que, en la medida de lo posible, las estadísticas del Ministerio de Salud sean compiladas no sólo por semana epidemiológica, sino también en forma diaria, ya que eso aportaría nuevos elementos para el análisis del presente estudio y otros relacionados con epidemiología.

## 9. AGRADECIMIENTOS

Al Instituto Geofísico del Perú por brindarme las facilidades para A la Dra. Yamina Silva por su apoyo como asesora y su aporte en valioso en la presente investigación.

Al Dr. Fidel Villena por su apoyo y asesoría en aspectos de salud pública y epidemiología

## 10. BIBLIOGRAFÍA

Aguinaga M., C. Gutiérrez y G. Lazo, (2003). Relación entre variables climáticas y casos de infección respiratoria aguda en la provincia del Callao - 2001. Revista Peruana de Epidemiología. Vol. 11(1). Lima.

INDECI (2006). Manual básico para la estimación del riesgo. Lima.

MINSA (2011). Plan de contingencia contra la temporada de frío 2011. Lima

Quispe, N. & Avalos, G. (2003). Condiciones sinópticas de la incursión de una masa de aire frío en Sudamérica: caso julio 2000 y su impacto en la selva peruana. Lima, SENAMHI.

# ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD DE LA COBERTURA NUBOSA EN LA COSTA DE ICA A TRAVÉS DEL PROCESAMIENTO DE IMÁGENES DEL GOES

## VARIABILITY OF THE CLOUDS COVERT IN THE COAST OF ICA IN PERU USING GOES IMAGES

**LIZ ROCÍO ROSALES TRUJILLO**

Université de Versailles Saint Quentin en Yvelines  
Estudiante de maestría en Ciencias del Ambiente  
lizrosales3@gmail.com

Asesor: Yamina Silva Vidal, Ph. D.

Área de Variabilidad y Cambio Climático

### Resumen

A través del programa Vocal Rex, Perú participa en estudios meteorológicos al sur del litoral peruano, en busca de entender los procesos físicos en la costa peruana y comprender porqué Ica presenta constantemente cielos despejados a diferencia del resto de la costa peruana.

En este sentido, en busca de conocer y visualizar mejor la variación de la nubosidad frente a la costa de Ica, analizaremos las imágenes de GOES (por sus siglas en inglés, Geostationary Operational Environmental Satellite), a través del estudio del ciclo diurno de la nubosidad en el periodo del proyecto Vocal REX. Veremos la variabilidad en tiempo y espacio de la cobertura nubosa en el mar y determinaremos el área de la zona despejada de nubes. Para el procesamiento digital de imágenes utilizaremos el software MATLAB. Los resultados del procedimiento de imágenes en canal visible durante 15 días muestran la disipación y disminución de la zona cubierta de nubes, obtenemos así, una aproximación del área de zona despejada. Finalmente, comparamos los

### Abstract

We analyze GOES images, through the study of the diurnal cycle of coastal clearing during the period of VOCAL Rex project. We analyze the variability in time and space of the cloudy zone over the sea and we determinate the area of the coastal clearing. For the image processing we use Matlab. Results in visible channel images show the dissipation of cloudy sky area during the diurnal cycle with 15 days images data. We get an approximation of the coastal clearing area and we compare the image processing results with the top clouds temperature obtained from the infrared data images in the same period.

**Keywords:** Peruvian coast, cloud cover. Goes images, coastal clearing.



resultados de procesamiento de imágenes visible con la temperatura de tope de nubes del canal infrarrojo en el mismo periodo.

**Palabras clave:** costa peruana, cobertura nubosa, imágenes GOES, zona costera despejada.

## 1. INTRODUCCIÓN

Desde el año 2005 se han realizado estudios atmosféricos alrededor de la costa oeste de América del Sur y el océano Pacífico, a través del programa VAMOS Ocean-Cloud-Land-Atmosphere Study (VOCALS) con participación de diferentes países sudamericanos. La importancia para Perú incurre en el mejor entendimiento de los procesos del ecosistema marítimo peruano. Es así que a través del proyecto Vocals Rex, el IGP se participó en observaciones meteorológicas al sur del litoral peruano.

El programa VOCALS realizó campañas en Chile y Perú a cargo del programa VOCALS Rex, llevado a cabo entre octubre y noviembre del 2008, que consistió en una campaña observacional intensiva. El IGP estuvo a cargo del estudio atmosférico, a través del lanzamiento de 132 radiosondas desde el BIP José Olaya, del IMARPE en una campaña crucero oceanográfico en octubre del 2008 frente a la costa central y sur del Perú. A diferencia de VOCALS, Vocals Rex tiene una zona de trabajo de 10-30°S y 90-65° W. La participación de Perú consta en el análisis de los datos de radiosondeos que se encuentran en la fase final del control de calidad y de corrección de errores, haciendo un estudio observacional y de modelado numérico (IGP, 2010).

## 2. PROCESAMIENTO DIGITAL DE IMÁGENES SATELITALES

### 2.1 GOES, SATÉLITES GEOESTACIONARIOS

La misión del GOES provee observaciones frecuentes y repetidas que son necesarias para detectar, seguir y predecir los sistemas de tiempo severo. El satélite circula la Tierra en una órbita geosincrónica, es decir orbitan el plano ecuatorial de la Tierra a la velocidad correspondiente a la de la rotación de la Tierra. Por su ubicación a 35,800 km sobre la superficie de la Tierra, los satélites GOES pueden tener una vista del disco completo de la Tierra. Es así que proveen información importante sobre las condiciones climáticas severas como tornados, huracanes, inundaciones, etc. (extraído de NOAA).

En general se utilizan dos satélites meteorológicos en órbita geoestacionaria sobre el Ecuador, para proveer la cobertura necesaria de día y de noche

sobre un continente completo y océanos. Un satélite es GOES Este o GOES-12 en posición 75° W y el Ecuador y GOES Oeste o GOES-11 en posición a 135° W y el Ecuador. La extensión total abarcada es de 20° W a 165° E. En este trabajo, utilizamos los datos proporcionados por el GOES Este, para visualizar imágenes de Sud América y el Océano Pacífico.

Con los satélites GOES podemos observar en los canales del espectro visible (VIS) como en infrarrojo (IR). Los nuevos satélites GOES (a partir del GOES-8) poseen un radiómetro con cinco canales.

### 2.2 IMÁGENES EN CANAL VISIBLE

Las imágenes de luz visible ofrecen, en general, la mayor resolución espacial. Durante la noche, no se pueden obtener imágenes VIS a partir de satélites meteorológicos estándar. Las imágenes visibles muestran el tope de nubes en blanco, observable durante las horas de día. Así, la nieve aparece blanca y puede ser confundida con las nubes (las nubes se mueven pero la nieve es estática), mientras que la superficie cubierta disminuye durante el deshielo. En una presentación normal las nubes aparecen blancas o gris claro.

### 2.3 IMÁGENES EN CANAL INFRARROJAS

La banda IR más común para los satélites meteorológicos está ubicada en la ventana de los 10 – 12,5  $\mu\text{m}$ . En esta ventana la atmósfera terrestre es relativamente transparente a la radiación emitida por la superficie del planeta. Las imágenes IR indican la temperatura de las superficies radiantes. Las nubes aparecen en general, más blancas que la superficie del planeta debido a su menor temperatura

## 3. ZONA DE ESTUDIO

### 3.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA

La región Ica se ubica al sur de la ciudad de Lima, en la costa central del Perú. Su superficie es de 21 327,83 km<sup>2</sup> y tiene 720 691 habitantes. Ica, su ciudad más importante se encuentra a 406 msnm y es limítrofe con el océano Pacífico al oeste (Figura 1). Las alturas mínima y máxima están en las ciudades de Paracas y San Pedro de Huacarpansa, a 2 msnm y a 3796 msnm, respectivamente (Mincetur, 2009).



Figura 1. Ubicación geográfica de Ica. (Imágenes de Google Earth)

### 3.2 CONDICIONES CLIMÁTICAS EN ICA

El clima es cálido, desértico y sin lluvias en la costa, con una temperatura promedio de 23°C. Específicamente, el clima es templado - cálido en las Yungas, templado de altitud en las Quechuas, templado frío en las Sunis y sectores de Puna que pertenecen a su territorio. Es así que la temperatura anual máxima es de 20,4° C en octubre y la mínima es de 11,5° C en junio. En cuanto a su topografía, su relieve es poco accidentado, con pequeñas elevaciones de terreno que limitan extensas pampas y tablazos desérticos de arenas y rocas. Los vientos predominantes llegan del sudeste (Mincetur, 2009) y (ENFEN, 2003).

### 4. METODOLOGÍA

La metodología está basada en la aplicación del análisis numérico utilizando el software Matlab para el procesamiento digital de 362 imágenes satelitales del GOES Este (cada 30 minutos) en el canal visible con una resolución de 4 km, imágenes correspondientes a los 15 primeros días de octubre del 2008. De esta manera, para visualizar la variabilidad de la nubosidad y de la zona despejada en la zona frente a Ica, calcularemos primero el ciclo diurno de la nubosidad, y posteriormente, el área de

la zona de cielo despejado de cada hora.

Utilizamos también 628 imágenes del canal infrarrojo o imágenes IR4. Calculamos el ciclo diurno de temperatura para establecer correlaciones de referencia con los resultados anteriores.

Se presenta el proceso de la metodología mediante el esquema de la Figura 2:

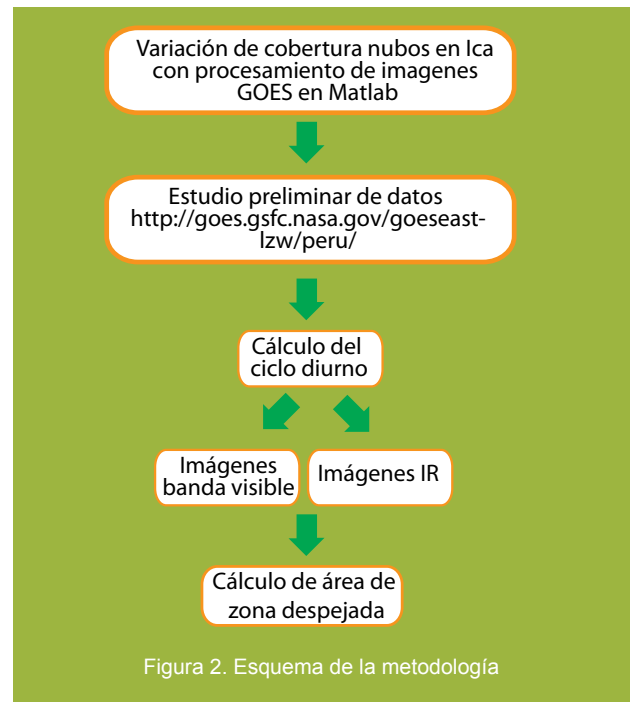


Figura 2. Esquema de la metodología

## 5. PROCESAMIENTO DE IMÁGENES

### 5.1. ESTUDIO PRELIMINAR DE DATOS

Se trabaja con 362 imágenes obtenidas del satélite GOES 12 cada 30 minutos de los días 01 al 15 de octubre de 2008.

Inicialmente se pensó trabajar con imágenes del canal visible ya posicionadas en la zona frente a Ica y que mostraban su posición en latitud y longitud, además de visualizarse en ellas la línea de costa. Sin embargo, esta representación no coincidía con las líneas de la costa de mapas del Perú georeferenciadas

Siendo necesario obtener imágenes en la posición geográfica correcta, pues es nuestro objetivo calcular el área de la zona despejada. Se decidió trabajar con las imágenes (sin ningún procesamiento) disponibles

en la página web del GOES (<http://goes.gsfc.nasa.gov/goeseast-lzw/peru/>). De esta manera, se identificó y delimitó la zona de estudio en las imágenes que muestran la zona de América del Sur y el océano Pacífico. Se escogieron los siguientes puntos, que determinan la zona de interés:

xini=470; % Numero de pixel inicial en x

xfin=630; % Numero de pixel final en x

yini=655; % Numero de pixel inicial en y

yfin=797; % Numero de pixel final en y

Asimismo colocamos a nuestra data las matrices de latitud y longitud disponibles. La posición de inicio

de coordenadas es, para todas las imágenes:

11,2299°S, 79,8653° W

16,6336°S, 80,0036° W

## 5.2. CÁLCULO DEL CICLO DIURNO

Para estudiar toda la data de imágenes, realizamos el análisis a través del promedio de todas las imágenes en la misma hora y así, se calculó el ciclo diario. De esta manera obtenemos 11 imágenes de cada hora desde las 06h15 hasta las 17h15 resultado del promedio de 15 días.

El método aplicado en Matlab consiste en hallar el promedio de las matrices para cada hora. Primero, creamos una matriz de ceros del mismo tamaño de la zona ya definida, para luego sumar esta matriz con las matrices de datos de cada hora, para luego dividir la matriz resultante entre el número total de imágenes para la misma hora de los 15 días.

Para que el procesamiento sea sólo en la zona del mar, debemos crear una matriz “máscara” sobre el continente. Tendremos así valores ceros “0” en esta zona de la matriz, visualizando en color negro el continente como se muestran en la Figura 3.

Aplicamos así la matriz máscara “mask2” a “suma2”, que es la matriz de promedio obtenida anteriormente.

Procedemos en Matlab de la siguiente manera:

```
suma(1:ny2,1:nx2)=0; %Matriz de ceros
```

```
suma=suma+double(data2);%bucle de la suma de matrice
```

```
suma2=suma/length(nombre);%promedio de
```

```
matriz entre cada hora
```

```
%Aplicacion de la máscara:
```

```
suma2(find(double(mask2)<1))=NaN;
```

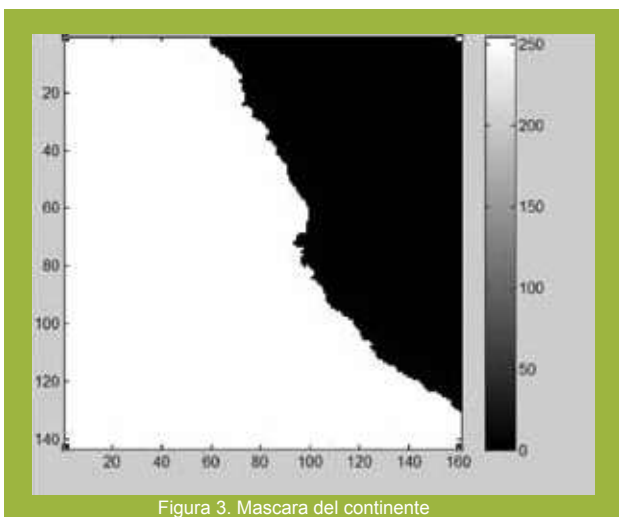


Figura 3. Máscara del continente

Debemos tener en cuenta, que para la aplicación de los diferentes comandos se realiza un bucle general que da lectura a las imágenes según su las horas escogidas, como se muestra a continuación.

```
for it=12:14
    lista=['lista' num2str(it) '15.txt'];
    nombre=textread(lista,'%s');
end
```

Para trabajar en un mismo rango de valores en todas las matrices de imágenes, realizamos una regresión lineal según los valores máximo y mínimo que queremos. Hallamos la pendiente “m” y despejamos “b” con una relación de tres simple para obtener la matriz de datos ajustado al nuevo rango de “b” obtenido, ver Figura 4.

```
%Rango (de gager b)/regresion lineal, hallar b
maxorig=max(max(sumaorig));
minorig=min(min(sumaorig));
maxfin=90;
minfin=10;
m=(maxfin-minfin)/(maxorig-minorig);
data20=m*(sumaorig-minorig)+minfin;
suma2=data20;
```

## 5.3 REPRESENTACIÓN DE LA ZONA DESPEJADA

La zona despejada o sin nubosidad es fácil de visualizar, está representada por valores de pixel interiores, sin embargo necesitamos determinar lo más exacto posible esta zona para saber cual es, aproximadamente, el área despejada.

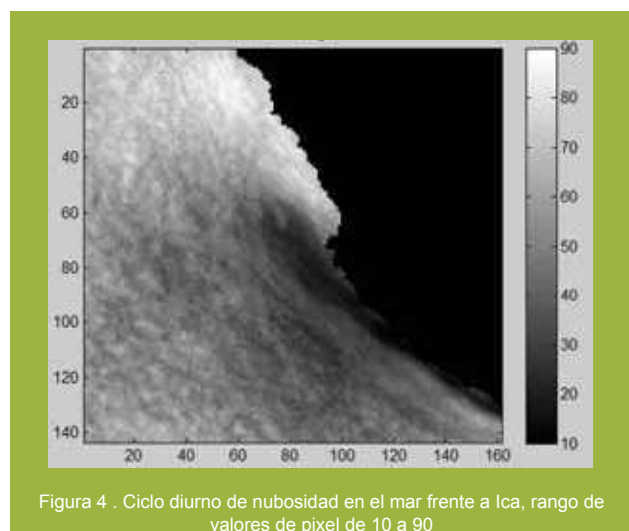


Figura 4 . Ciclo diario de nubosidad en el mar frente a Ica, rango de valores de pixel de 10 a 90

Empezamos con la delimitación de la zona despejada según su variación en el tiempo. Identificamos la zona despejada y le damos el valor mínimo “cero” o negro, escogiendo para ello los pixeles menores o iguales a 30. De la misma manera, la zona con nubosidad tendrá el valor máximo o

blanco, es decir, los valores de pixel mayores a 30 se les designan el valor "255". De esta manera tenemos la matriz de zona despejada con mayor contraste, la cual ayudará a identificar esta zona con mayor facilidad.

```
suma2(find(suma2<=30))=0;
suma2(find(suma2>30))=255;
```

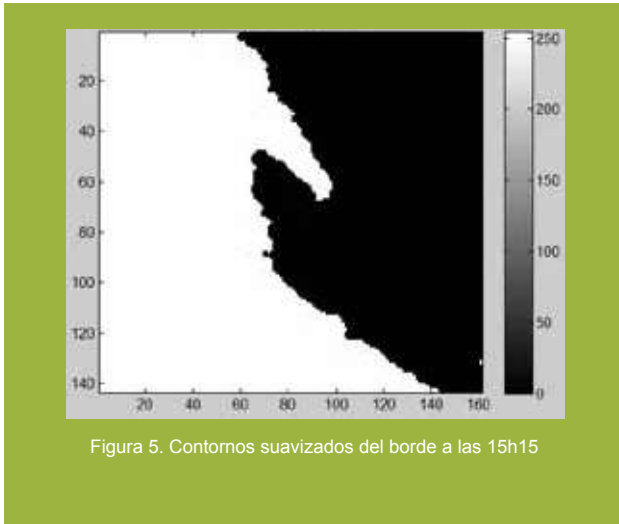


Figura 5. Contornos suavizados del borde a las 15h15

#### 5.4 SUAVIZADO DE CONTORNOS

Para obtener los contornos suavizados, es decir, que se distinga con mayor facilidad los pixeles del contorno de la zona despejada en blanco de los otros pixeles, realizamos un promedio de cada sub matriz de 3x3 en la imagen, que designará un valor para el blanco o negro para cada sub matriz, según resulte mayor a 5 la suma de la matriz de "unos". En este caso los pixeles son de color blanco o 255, de lo contrario sino los pixeles son negros o "0". De esta manera veremos una imagen con contornos que representen mejor la zona de blancos (Figura 5).

#### 5.5 GRADIENTE PARA HALLAR CONTORNO

El método de la gradiente consiste en encontrar contornos según la intensidad de la imagen. El resultado es otra imagen del mismo tamaño pero con 1's donde la función encuentra contornos y "0"s en los otros lados. Con contornos de tipo Prewitt, vemos los contornos en los puntos donde la gradiente de la imagen es máxima. Obtenemos así los respectivos contornos de las zonas despejadas de valor de pixel igual a 100 y en todo el resto de la imagen pixeles con valor no numérico o NaN.

```
[BW,thresh,gv,gh] = edge(data10,'prewitt');
f1=sqrt(gv.^2+gh.^2);
sumaorig(find(f1>95))=100;
f1(find(f1>95))=100;
f1(find(f1<95))=NaN;
```

Recordando el criterio inicial, en el cual creamos la matriz "contornos" con valores igual a cero. Para la visualización de la imagen final "contornos", decimos que si NaN de la matriz contornos es igual a 1, entonces contornos es igual a NaN o ceros matrices de contorno.

```
contornos(find(isnan(contornos)==1))=NaN;
```

Asimismo, se realizan los bucles para hallar el área y el gradiente a las 9 imágenes.

#### 5.6 CÁLCULO DEL ÁREA DE CIELO DESPEJADO

El método consiste en dar valores de "1" a cada pixel de la zona despejada (que tienen valores igual a "0" designados anteriormente). Asimismo, se da un valor no numérico o NaN al resto de pixeles mayores a "1" o fuera de la zona despejada. Se suma los pixeles de valor "1" y se multiplica el resultado por la distancia equivalente de un pixel en tierra, que es 4km. Para obtener el área de la zona despejada multiplicamos por 16km<sup>2</sup>.

```
area2=suma2;
area2=double(area2);
area2(find(area2<1))=1;
area2(find(area2>1))=NaN;
area2=nansum(nansum(area2));
areatodas(it-11)=area2*16
```



Figura 6. Variación del área de la zona despejada desde las 6h15 hasta las 15h15

Observamos un valor mínimo de área despejada de 2608 km<sup>2</sup> a las 6h15 y máximo de 43184 km<sup>2</sup> a las 15h00. Lo que quiere decir que la nubosidad disminuye y se disipa de manera constante durante todo el día, como observamos en la (Figura 6). Asimismo, vemos el aumento del área de la zona despejada entre las 10h15 y las 12h15, es decir menor cobertura de nubes en esas horas de la mañana.

#### 5.7 CICLO DIURNO DE IMÁGENES INFRARROJAS

Se calculó el ciclo diario de temperatura de las 628 imágenes IR4. Para ello, se utiliza el mismo método descrito anteriormente para el cálculo del ciclo diario de la nubosidad. Se reemplazan los nombres de variables al script realizado anteriormente y se obtienen 12 imágenes, promedio de 11 horas, desde las 6h15 a las 17h15. De hecho las imágenes infrarrojas permiten procesar información durante las 24 horas, además estas ofrecen mayor cantidad de imágenes a diferencia de las del canal visible. Recordamos la fórmula de conversión de datos de infrarrojo a temperatura (Weinreb, Johnson, Han, July 2010):

$$\text{For } 163\text{K} \leq T \leq 242\text{K}, \quad X_a = 418 - T.$$

$$\text{For } 242\text{K} \leq T \leq 330\text{K}, \quad X_a = 660 - 2T.$$

### 5.8 POSIBLES ERRORES

Se emplearon algunas aproximaciones para escoger los valores de pixel en los comandos del script en Matlab. Según el criterio del analizador, las aproximaciones pueden variar, en este caso empleamos aproximaciones para establecer el rango de pixeles para la representación de imágenes y se escogió límites de colores que distinguían principalmente, las zonas despejadas de otras.

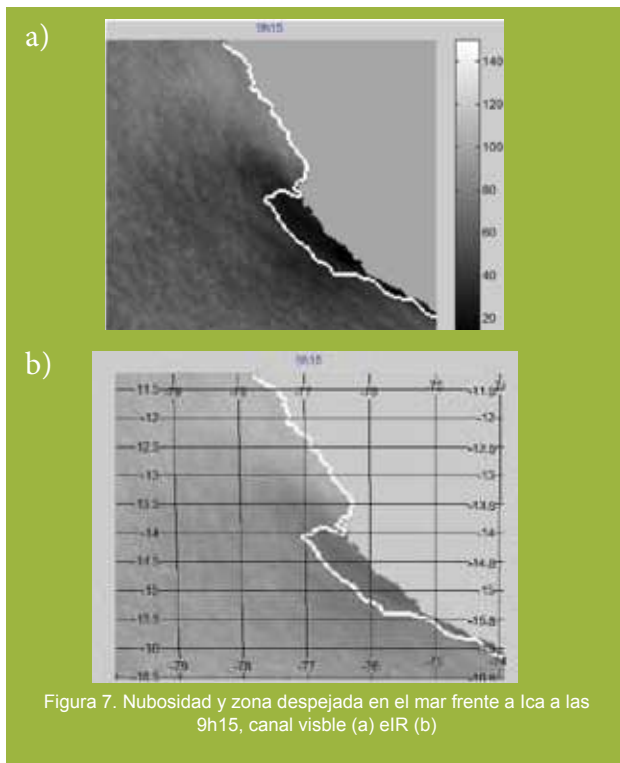


Figura 7. Nubosidad y zona despejada en el mar frente a Ica a las 9h15, canal visible (a) e IR (b)

## 6. RESULTADOS

El procesamiento digital de imágenes en Matlab permite visualizar la variación en el tiempo de la

zona despejada en el mar frente a la costa de Ica. Esta variación es representada por los valores bajos de pixeles con valor mínimo en 20. Esta zona se encuentra dentro del contorno (Figura 7).

De las imágenes de banda visible, observamos primeramente, el aumento constante de la zona despejada en mar frente a la costa de Ica en el transcurso del día, desde las 6h15 hasta las 17h15. Esta zona despejada presenta una variación con dirección predominante al noroeste en las primeras horas de la mañana hasta las 14h15 y se extiende más hacia el oeste hasta las 17h15; es decir, la distribución de las nubes bajas de la zona (estratocúmulos) disminuye alejándose de la costa de forma constante durante el día hasta las 17h15 (Figura 8)

Si analizamos la representación de valores de pixeles, observamos que la zona cubierta de nubes (colores claros) es vista durante todo el ciclo diario, lo cual se debe a la Corriente Peruana o de Humboldt y el afloramiento, que determina la inversión térmica y genera así las nubes estratos. Como lo habíamos descrito antes, en Ica y la costa sur del Perú el clima es templado cálido, además de ser muy húmedo y con pocas precipitaciones en invierno, pero presenta una densa masa de nubes, tal como se observa en las imágenes de ciclo diario de la nubosidad.

De hecho, diferentes autores han estudiado el efecto de la corriente de Humboldt y el afloramiento en la costa sur de Perú y Chile. En resumen, sabemos que la corriente de Humboldt es una de los causantes del enfriamiento de la costa y la inversión térmica que no permite la ascensión del aire y formar nubes bajas tipo stratocúmulos sin lluvias significativas, lo que genera zonas áridas y desierto en plena región tropical.

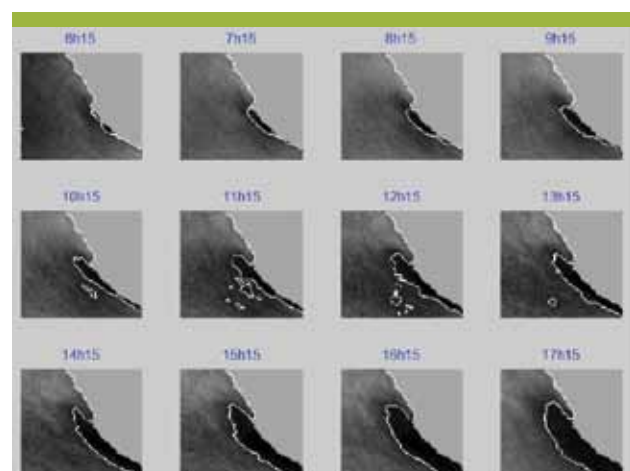


Figura 8. Variación de la nubosidad y zona despejada en el mar frente a Ica desde las 6h15 hasta las 17h15

Los resultados de las imágenes infrarrojo desde las 05h15 hasta las 17h15, nos dan otra hipótesis a discutir. Observamos valores de temperaturas

máximas de 40°C a las 5h15 y mínimas de 7°C a las 11h15 (Figura 9) de la mañana. La temperatura de tope de nubes de 40°C parece ser muy alta, sin embargo, si analizamos el efecto de la inversión térmica (que se produce principalmente en tempranas horas de la mañana) podríamos suponer la razón de los altos valores de temperatura. Durante el transcurso del día, la temperatura disminuye significativamente, a 6h15 a 30°C, la siguiente hora a 12°C a las 8 h 15 a 10°, hasta llegar hasta los 7°C a las 11 h 15. Luego empieza a aumentar la temperatura (Figura 9).

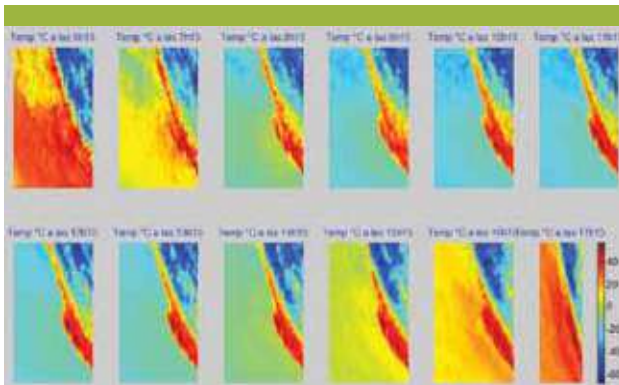


Figura 9. Variación del ciclo diario de la temperatura frente a Ica desde las 6h15 hasta las 17h15

Analizamos a continuación dos imágenes a las 14h15 (Figura 10), solo para ver la relación existente entre el visible e infrarrojo. La imagen en canal visible muestra una amplia zona despejada propicia a expandirse y crecer en dirección noroeste, lo que se visualiza en la imagen infrarrojo que tendría una temperatura aproximada de 0°C, que representa principalmente la temperatura superficial del mar, la misma que se observa fuera de la zona despejada, lo que indica que la nubes bajas se disiparían aun mas en las próximas horas o que la zona despejada puede ser en realidad mucho más amplia de lo que se observa.

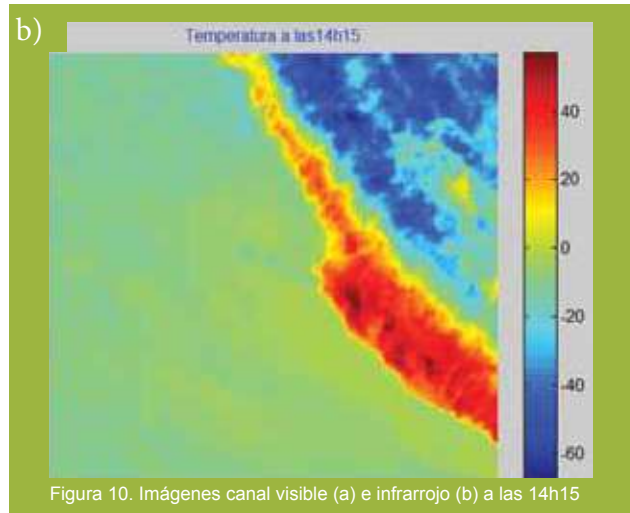
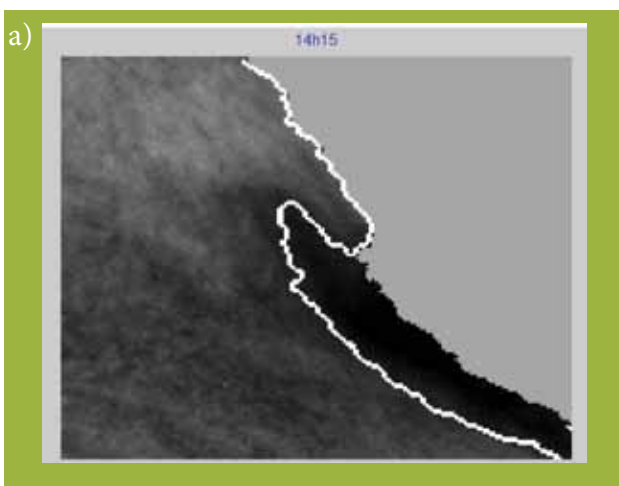


Figura 10. Imágenes canal visible (a) e infrarrojo (b) a las 14h15

Debemos tener en cuenta, para todos los resultados anteriormente discutidos, que no hemos considerado en el procesamiento digital de imágenes los factores físicos como temperatura superficial del mar, velocidades y direcciones de viento, etc., que podrían modificar los resultados según la relación que, pudiera haber entre ellos.

## 7. CONCLUSIONES

En la costa frente a Ica se observa una variabilidad de la cobertura nubosa que genera una zona despejada visible fácilmente. Visualizada mejor en los meses de invierno, esta zona despejada no es vista en el resto de la costa peruana y es ello el interés de este estudio.

Utilizando información disponible en imágenes del satélite GOES y haciendo uso del procesamiento digital de las mismas, hemos realizado el estudio de la variación de la cobertura nubosa en la costa iqueña del Perú, que representa un estudio alternativo para evaluar a futuro los parámetros físico atmosféricos de la zona y la interacción entre ellos, lo que ayudará a tener más información sobre la influencia de estos parámetros u otros en la variabilidad de la cobertura nubosa en esta zona.

## 8. AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento sincero a la Dra. Yamina Silva por brindarme la oportunidad de conocer la investigación científica que se realiza en Perú. Así mismo agradezco al Mag. Kobi Mosquera por su asesoría constante en procesamiento digital de imágenes. Agradezco también a todas las personas del Instituto que me brindaron su apoyo e hicieron muy agradable mi estadía.

## 9. GLOSARIO

**Ciclón o centro de baja presión:** Región donde la presión atmosférica es relativamente más baja en comparación a la observada en regiones vecinas.

Como resultado de la convergencia del flujo hacia la zona de baja presión el aire asciende sobre la zona ciclónica, lo cual favorece el desarrollo de nubosidad, y en general de condiciones de mal tiempo. Por efecto de la rotación de la Tierra, en la zona de un ciclón el aire se mueve alrededor del núcleo de mínima presión, en el sentido de los punteros del reloj en el Hemisferio Sur, y en dirección contraria en el Hemisferio Norte.

**Convección:** Se refiere a los movimientos turbulentos que ocurren en el interior de un fluido produciendo mezcla y transporte de sus propiedades. En meteorología se utiliza generalmente para referirse a los movimientos verticales que involucran transporte de energía y vapor de agua.

**Convergencia:** Movimiento horizontal en donde el aire se “concentra” en una región determinada y debido a la conservación de la masa produce ascenso de aire. Debido al roce del viento con la superficie de la tierra, al interior de un ciclón existe convergencia.

**Corriente Peruana:** Corriente oceánica fría que se mueve hacia el Norte a lo largo de la costa de Chile y Perú activada por el régimen de viento predominante en el borde oriental del anticiclón subtropical del Pacífico, que se caracteriza por una componente desde el sur.

**Cúmulos:** Una de las tres categorías en que suelen clasificarse las nubes. Es una nube que se produce debido al ascenso de aire en su interior. Tiene una base plana y oscura y en su parte superior semeja a una coliflor. La base de los cúmulos se ubica a unos 1000 metros sobre el suelo, y su altura es variable. Cuando estas nubes son pequeñas y separadas se les asocia con buen tiempo (cumulus humilis). Al calentarse la superficie de la tierra por efecto de la radiación solar, el ascenso de aire húmedo hace que estas nubes se desarrollen verticalmente para transformarse en cumulonimbos que son las clásicas nubes tormentosas desde donde caen fuertes chaparrones, granizo y ocurren descargas eléctricas.

**Inversión térmica:** Se habla de inversión térmica cada vez que la temperatura aumenta con la altura. En este caso la estabilidad atmosférica es intensa y la inversión térmica inhibe los movimientos verticales.

**Stratus:** Uno de tres géneros de nubes básicas (las otras son cirrus y cumulus). Es también uno de dos tipos de nubes bajas. Es una nube con apariencia de sábana sin elementos individuales y es, quizás, la más común de las nubes bajas. Gruesa y gris, se le distingue por sus capas bajas, uniformes y rara vez se eleva a más de 1.5 km sobre la superficie de la tierra. Un velo de estratos puede darle al cielo una apariencia nublada. Puede originar la formación de neblina si llega a tocar la tierra. Aunque puede

producir llovizna o nieve, muy rara vez produce precipitaciones fuertes. Las nubes que producen precipitaciones fuertes pueden estar ubicadas sobre de una capa de estratos. Su nombre viene del latín y significa “capa”.

## 10. REFERENCIAS

ENFEN, 2008 Comité Multisectorial Encargado del Estudio Nacional Del Fenómeno “El Niño”, Informe Técnico, Setiembre 2008.

CONAMA. Capítulo III: Principales Ecosistemas Naturales de la V Región y su Estado.

European community Directorate General XII.

Fog as a new water resource for the sustainable development of the ecosystem of the Peruvian and Chilean coastal desert.

Mathworks: <http://www.mathworks.com/>

Michael P. Weinreb, Joy X. Johnson, and Dejiang Han, NOAA NESDIS Office of Satellite Operations, July 2010: <http://www.oso.noaa.gov/goes/goes-calibration/gvar-conversion.htm>

MINCETUR. Información de Regiones del Perú del Ministerio de Comercio Exterior y Turismo: <http://www.mincetur.gob.pe/newweb/Portals/0/ICA.pdf>

NOAA satélite and information service: <http://noaasis.noaa.gov/NOAASIS/ml/genlsatl.html>

Rafael C. González, Tratamiento de imágenes, Addison-Wesley Iberoamericana.

Ricardo C. Muñoz and Rosa A. Zamora. The Coastal Boundary Layer at the Eastern Margin of the Southeast Pacific (23.4°S, 70.4°W): Cloudiness-Conditioned Climatology

Proyecto VOCALS, Instituto Geofísico del Perú: <http://www.met.igp.gob.pe/proyectos/vocals/>

Rubinos ediciones, Ocho regiones naturales del Perú.

<http://www.oso.noaa.gov/goes/index.htm>

<http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/http://www.comet.ucar.edu/nsflab/web/satellite/224.htm>

<http://www.mincetur.gob.pe/newweb/portals/0/ICA.pdf>

<http://www.bcrp.gob.pe/docs/Sucursales/Huancayo/Ica-Characterizacion.pdf>



**Áreas  
de investigación  
del IGP**

- ▶ **Sismología**
- ▶ **Vulcanología**
- ▶ **Magnetismo Terrestre**
- ▶ **Geodesia Espacial y Peligro Geofísico**
- ▶ **Variabilidad y Cambio Climático**
- ▶ **Aeronomía**
- ▶ **Astronomía**

**Calle Badajoz N° 169 - Urb. Mayorazgo, 4ta. Etapa. Ate.  
Apartado Postal N° 3747 - Lima 3**

**[www.igp.gob.com](http://www.igp.gob.com)**