

REVISTA



GEOFÍSICA



INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

NÚMERO 61

ENERO-DICIEMBRE 2005

INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

PRESIDENTE Dr. Oscar Aguilar Bulgarelli Costa Rica
VICEPRESIDENTE Dr. Leonel Vivas Jerez Venezuela

SECRETARIO GENERAL
M. Sc. Santiago Borrero Mutis
Colombia

COMISIÓN DE CARTOGRAFÍA

Presidenta:
Cart. Alejandra Coll Escanilla
Vicepresidente:
Crnl. Rodrigo Maturana Nadal
(Chile)

COMISIÓN DE GEOGRAFÍA

Presidente:
Ing. Mario Alberto Reyes Ibarra
Vicepresidente:
Ing. Antonio Hernández Navarro
(México)

COMISIÓN DE HISTORIA

Presidenta:
Dra. Maria Cristina Mineiro Scatamacchia
Vicepresidente:
Dr. Carlos de Almeida Prado Bacellar
(Brasil)

COMISIÓN DE GEOFÍSICA

Presidente:
Dr. Carlos Mendoza
Vicepresidente:
M. Sc. Bruce W. Presgrave
(EUA)

MIEMBROS NACIONALES DE LA COMISIÓN DE GEOFÍSICA

Argentina	Ing. Alejandro Próspero Guiliano
Belice	Mr. Stanislaus Martinez
Bolivia	Dra. Estela Minaya
Brasil	Dr. Sergio Luis Fontes
Chile	Dr. Edgar Kausel Vecchiola
Colombia	Ing. Wilson Quintero
Costa Rica	Dr. Mauricio Mora Fernández
Ecuador	Ing. Fernando Robalino Vargas
El Salvador	Ing. José Antonio Hernández Magaña
Estados Unidos	Bruce W. Presgrave
Guatemala	Sr. Eddy Hardie Sánchez Bennet
Haití	
Honduras	Ing. Manrique Yu Way
México	Dr. José Francisco Valdés Galicia
Nicaragua	M.Sc. Fabio Segura
Panamá	Magis. Eduardo Camacho
Paraguay	Prof. Genaro Coronel
Perú	Dr. Mateo Casaverde Río
Rep. Dominicana	Lic. Juan Payero
Uruguay	Tte. Cnel. Héctor C. Rovera
Venezuela	Ing. Gustavo Malavé

PRESIDENTES DE COMITÉS DE LA COMISIÓN DE GEOFÍSICA

Geomagnetismo y Aeronomía		
Sismología y Vulcanología	Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo	(México)
Oceanografía Física		
Meteorología y Física Atmosférica		
Gravimetría	Dra. Ma. Inés Pastorino	(Argentina)
Geofísica Ambiental	Dr. Manuel Araneda	(Chile)

INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

REVISTA GEOFÍSICA



NÚMERO 61

ENERO-DICIEMBRE 2005

INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
COMISIÓN DE GEOFÍSICA

Presidente: Dr. Carlos Mendoza
Vicepresidente: M. Sc. Bruce W. Presgrave

REVISTA GEOFÍSICA

Publicación fundada en 1974

Indizada en PERIÓDICA

Es distribuida en canje a las instituciones científicas y culturales

La preparación de la *Revista Geofísica* está a cargo del Comité Editorial que preside el Prof. V. Manuel Araneda C. Los miembros del Comité Editorial son:

José Vergara	<i>Meteorología</i>
Tercio Ambrizzi	<i>Climatología</i>
Ana Lilian Martín del Pozo	<i>Vulcanología</i>
Robert Kenneth McConnell	<i>Gravimetría</i>
Aníbal Davanzo	<i>Magnetometría</i>
Carlos Mendoza	<i>Geofísica Aplicada</i>
Carlos Valdés	<i>Sismología</i>
Jaime Urrutia	<i>Paleomagnetismo</i>
María A. Montreal-Gómez	<i>Oceanografía</i>
Juan Diaz Naveas	<i>Geofísica Marina</i>

Los colaboradores de este número fueron: Humberto Fuenzalida, Iris Pereira, Bruce W. Presgrave, Bernardo Malet, José Vergara, Esteban Hernández-Quintero, Julio Moraga, Aníbal Davanzo y Manuel Araneda

Para correspondencia científica y técnica dirigirse a:

Editor de la *Revista Geofísica*

Prof. V. Manuel Araneda C.

SEGMI

San Sebastián 2750, Of. 704, Las Condes

Santiago, Chile

Tel. (56-2) 234-5529 Fax (56-2) 362-0218

Correo electrónico: revgeofisica.ipgh@gmail.com

Canje, venta y distribución de publicaciones, escribir a:

Instituto Panamericano de Geografía e Historia

Secretaría General

Apartado Postal 18879, 11870 México, D.F.

Teléfonos: (5255) 5277-5888, 5277-5791 y 5515-1910

Fax: (5255) 5271-6172

Correo electrónico: secretariageneral@ipgh.org

www.ipgh.org

Las opiniones expresadas así como el contenido y forma en notas, informaciones, reseñas y trabajos publicados en la *Revista Geofísica*, son de la exclusiva responsabilidad de sus respectivos autores. Los originales que aparecen sin firma ni indicación de procedencia, son de la Dirección de la Revista.

Foto portada: Estación gravimétrica, tomada en Argentina durante el proyecto "Gravedad en los Andes del Sur en el segmento 32°-37°, sector argentino y su correlación con rasgos estructurales mayores", patrocinado por el IPGH.

Fotografía: Prof. V. Manuel Araneda C.

Front cover: Bench mark in the project "Southern Andes Gravity, segment 32°-37° S, argentine sector and its correlation with the larger structural features", financed by PAIGH.

Photography: Prof. V. Manuel Araneda C.

D.R. © 2009 Instituto Panamericano de Geografía e Historia.

REVISTA GEOFÍSICA

NÚMERO 61

ENERO-DICIEMBRE 2005

Contenido

Nota Editorial	5
Artículos inéditos	
Variation in Sediment Temperature in the Claromecó Creek Basin Energy Balance of the Sands <i>María Elizabeth Carbone</i> <i>María Cintia Piccolo</i> <i>Gerardo Miguel Eduardo Perillo</i>	7
Estudio espacial del sismo (Mw=6.4) del 20 de noviembre del 2004 en Costa Rica <i>Ronnie Quintero Q.</i> <i>Floribeth Vega S.</i> <i>Juan Segura T.</i> <i>Walter Jiménez U.</i>	19
Monitoreo y vigilancia del volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba (análisis geomorfológico) <i>Rogelio Ramos-Aguilar</i> <i>Patricia Máximo-Romero</i> <i>Yoloxochitl de Jesús González-Castelán</i> <i>Beatriz Adriana Montiel Peralta</i>	33
Identification of Magnetic Anomalies Caused by Cultural Features <i>Marta Orta</i>	47
Corrections of Archaeological Magnetic Anomalies of the El Caño Pre-Columbian Site, Panama <i>Alexis Mojica</i> <i>Nicolas Florsch</i> <i>Juan Morón</i>	59
Estudio gravimétrico preliminar sobre una zona afectada por problemas de subsidencia en la proximidad de El Timbó (Tucumán, Argentina) <i>María Inés Pastorino</i> <i>Guillermo Odstrcil</i> <i>Albert Casas</i>	69
Informes	
Peligro, vulnerabilidad, riesgo y la posibilidad de desastres sísmicos en el Perú <i>Leonidas Ocola</i>	81

Nota Editorial

Después de un análisis de los contenidos de los artículos que se presentan en *Revista Geofísica* la Comisión de Geofísica junto al Editor han decidido que esté compuesta por tres secciones. La primera contendrá artículos inéditos de investigación, la segunda informes originales y la tercera notas técnicas que aporten ideas interesantes para el conocimiento de la geofísica.

Los objetivos planteados pretenden mejorar la calidad de la *Revista Geofísica* y aumentar el interés de los autores.

Manuel Araneda Cabrera
Editor

Variation in Sediment Temperature in the Claromecó Creek Basin Energy Balance of the Sands

María Elizabeth Carbone*

María Cintia Piccolo*

Gerardo Miguel Eduardo Perillo*

Resumen

En este trabajo se describe el comportamiento de la onda térmica de los sedimentos de la playa del estuario del arroyo Claromecó, así como el balance energético del mencionado ecosistema. Las mediciones fueron realizadas en forma continua y simultánea durante siete días de marzo de 1999 con condiciones meteorológicas de buen tiempo. Se analizaron datos de temperatura obtenidos a través de termistores localizados en la arena, a diferentes niveles de profundidad, 0.05, 0.15 y 0.30 m; en el agua a 0.40 m de profundidad y en el aire a 1.9 m sobre la superficie. El intervalo de tiempo de las medidas fue de 10 minutos. Las temperaturas observadas en el sedimento fueron empleadas para calcular el coeficiente de difusividad térmica que resultó con un valor de $0.60 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ para los niveles superiores. La radiación neta resultó de la componente más importante con un valor promedio de 345 W m^{-2} , le sigue en importancia el flujo de calor latente con un valor promedio de 212 W m^{-2} , y el flujo del suelo con un valor promedio de 83 W m^{-2} . Los componentes del balance de energía de las playas del estuario de Claromecó muestran una importante transferencia energética desde la atmósfera hacia los sedimentos.

Palabras clave: *balance energético, sedimentos, estuario.*

* Instituto Argentino de Oceanografía, CC 804 Florida 4000 (8000), Bahía Blanca, Pcia. Buenos Aires, Argentina, correo electrónico: ecarbone@criba.edu.ar

Abstract

The thermal variation of the sediments and the energy balance components are computed for a sandy beach in the Claromeco estuary located in the South-East of the Buenos Aires province Argentina. The study covers a seven days period in March 1999. Soil, air and water temperatures were measured continuously employing thermistors at different heights and depth. An air sensor was installed in a shady, ventiled location 1.9 m above the sand.

Soil temperature sensors were buried at three levels below the sediment surface at a depth of 0.05 m, 0.15 m and 0.30 m. The water sensor was located 0.40 m depth in the water column. The measurement time interval was 10 minutes. Meteorological observation were also obtained from a meteorological station located in the study area.

The thermal diffusivity was calculated by the temperature observed in the sediment. The net means radiation were $0.60 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ for the upper values. The mean net radiation was 345 W m^{-2} . The latent heat fux was 212 W m^{-2} and the soil fux with average value the 83 W m^{-2} .

The net radiation and the latent heat flux resulted the more important components of the balance. The components of the energy balance of the Claromeco estuary show a greater energetic transference from the atmosphere to the sediments.

Keywords: *energy balance, sediments, estuary.*

Introduction

Estuarial ecosystems are affected by human activity. Thus, the importance of studying the physical, chemical and biological characteristics of estuaries. Such studies should include an analysis of marshes, tidal flats, water pollution, coastal management, transport of particulate matter and the dredging of channels. When it comes to analysing the physical and biological aspects of the coastal environment, it is the evaluation of the temperature presented by sediments that is particularly relevant.

Several authors have studied the physical features of the soil from different standpoints. The energy balance of the western intertidal zone of the Hudson Bay was described by Rouse *et al.* (1988). Their considered the patterns which characterise each season. Meanwhile, Fritschen and Ping (1990) applied the energy balance method to assess the different components of certain vegetated areas near Manhattan. Wang (1999) determined the heat flow of the soil by means of a unidimensional equation with constant diffusion. Such an equation may be applied to obtain the energy balance of the land surface based on observations carried out by remote sensors. Some authors have made a theoretical analysis of the irradiation components present in the balance of several environments (e.g. Hatfield, 1988; Camilo, 1989). In general, the study of the energy balance in different ecosystems is

important to determine how solar energy is redistributed locally, creating a singular microclimate. These results enable the analysis of biological diversity in a specific ecosystem.

There is a short-term fluctuation in temperature on the upper layers of estuarial sediment. Such variations result from either the meeting of waters of different temperature during high tide, or changes in atmospheric conditions (Harrison and Phizacklea, 1987). In 1972, Tuller investigated the microclimate variations in the energy balance of the western beaches in Santa Monica, California. This research was performed under clear sky conditions and taking into account the effect of the soil and the sea breeze. The outcome of the investigation showed quick changes in temperature on the surface due to the influence of the marked microclimatic gradient.

The objective of the present study is to analyse the thermal wave of the sands, water and air at Claromecó Beach in the South-East of the Province of Buenos Aires, Argentina. It also deals with the variations in vertical temperature gradients presented by sediments at different depths during a tidal cycle. It includes an evaluation of the heat transfer at the air-water-earth interface on the sand in autumn. At the same time, it seeks to obtain the heat balance of the sediments in order to observe the thermal dynamics of turbulent flows on the beach sand and their interaction with the atmosphere.

Methodology

The study was carried out between March 22nd and March 29th, 1999 in good weather. Sediment temperature was measured at different pre-determined depths to obtain information about possible variations and, at the same time, to collect data about variations in vertical gradients on the tidal flat and the exposure of the sediment to the direct action of the atmosphere.

Sand, air and water temperatures were gauged continually using several thermistors. Whereas one placed 1.9 m above ground measured air temperature, another located 0.40 m under water registered water temperature. Meanwhile, the information concerning the sand was obtained by means of thermistors situated at three different depths- 0.0 m, 0.15 m and 0.30 m (Figure 1).

Measurements were taken at 10 minute intervals. The meteorological information was provided by a weather station set up to that end. An interocean mareograph placed in the Claromecó Creek estuary was used to gather data about the tides. In the meantime, the collected information on sediment temperature and the analysis of soil type enabled the determination of thermal diffusion. This parameter helped determine how out of step the thermal wave is deep in the sediments of the Claromecó Creek Beach.

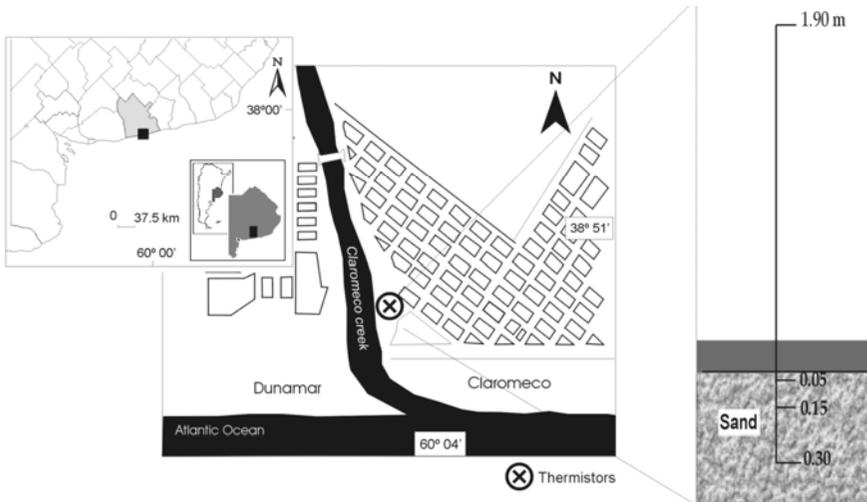


Figure 1. Location map of Claromecó Estuary and base station.

The irradiation components of the heat balance- namely, sensitive heat, soil heat and latent heat were determined by means of aerodynamic mass formulae (Monteih, 1973; Oke, 1978). Incident solar radiation was measured with a pyrometer and long-wave radiation was calculated using a formula (Swinback, 1962). These equations will be introduced later when dealing with each item in particular.

The thermal dynamics presented by the sediments, which favour the thriving of various vegetal and animal species were analysed by determining turbulent flows. The present preliminary study on the thermal properties characterising the sediments of Claromecó Beach, and their interaction with the atmosphere, is essential for the understanding of the behaviour displayed by the different species. Moreover, it will be used in further research to determine the exact composition of this ecosystem.

Study on estuarial sediment temperature

This study was carried out in the inner part of the estuary on an extensive sandy (99.48%) beach which presents outcrops of rock, especially in the East. The temperature of the sand shows a complex wave (Figure 2). On the upper layer- between 0.05 m and 0.15 m deep- there is an important thermal variation due to atmospheric conditions. Temperature drops at this level during the afternoon, and thermal wave amplitude decreases the deeper the layer is. At the time when measurements were taken there was a vertical gradient lower than 1°C and both the maximum and the minimum were delayed at 0.30 m of depth.

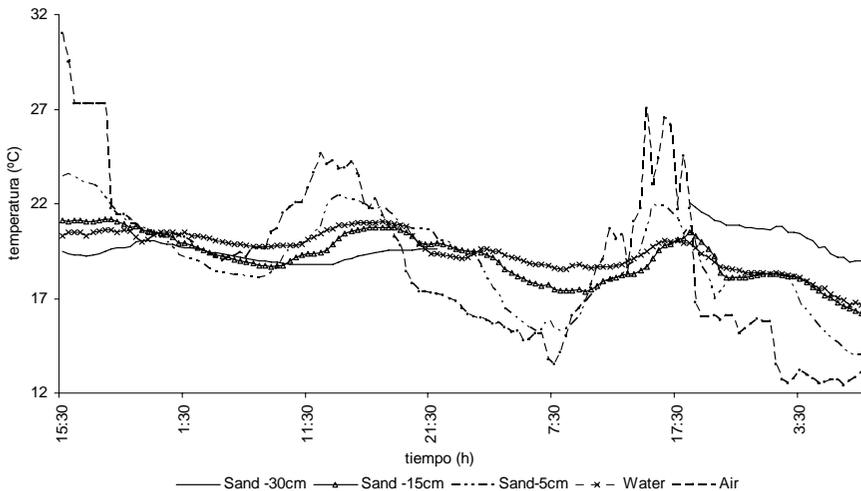


Figure 2. Thermal variation of the sediments in the Claromecó estuary.

The daily fluctuation of the thermal wave was higher at the upper levels. For example, on March 23rd the sediments close to the surface showed temperature variations similar to those of the air. Moreover, there were fluctuations of 3°C at 0.05 m of depth because of temperature changes in the atmosphere.

The cross-section of the first sand layer reveals a higher temperature amplitude at the upper levels than at the lower levels. As to the vertical gradient found in the sediments —particularly at midday when they are exposed to solar radiation— it reached 3.7°C/m. During the hours of daylight, the surface is under the influence of the sun and therefore, susceptible to bigger temperature changes. Meanwhile, during the night sediments become gradually colder due to low-level radiation (Figure 3).

Variations in temperature are very regular in daylight. In fact, whereas the maximums are registered on the plain, which is directly exposed to the sun rays, the minimums are observed during the night. Heat transfer in the sediments involves several mechanisms, which operate simultaneously: molecular conduction, the movement of water and air, evaporation and radiation. Thermal diffusion is related to thermal conductivity, and this —in turn— depends not only on organic matter but on the porosity and humidity of the soil as well (Oke, 1978). This coefficient shows the capacity for heat transfer and will vary according to soil type, time of day and depth. Since thermal diffusion values are difficult to gauge in the area studied, indirect measurements are preferred (Horton and Wierenga, 1983).

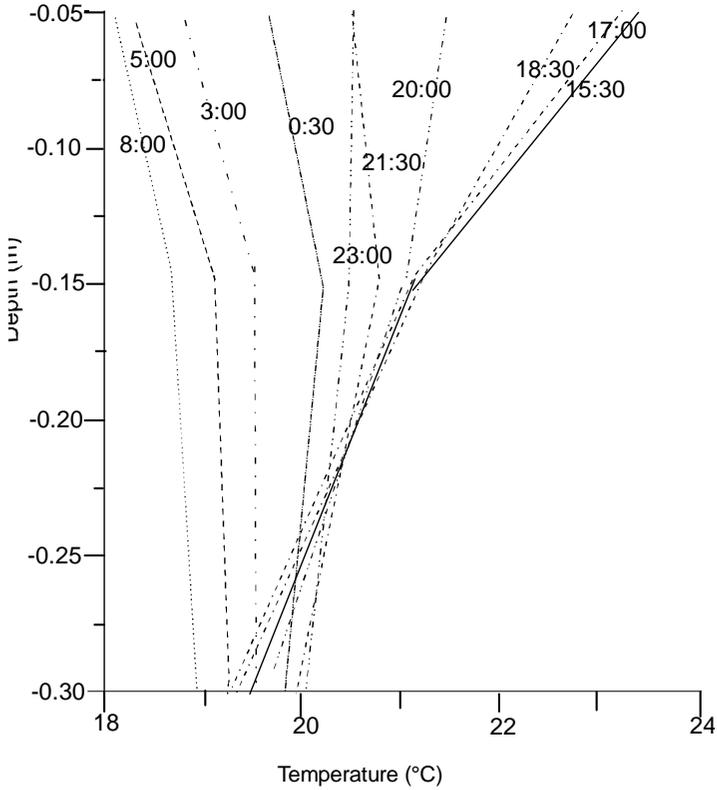


Figure 3. Vertical profiles of temperatures in the sand.

The solution to the thermal conductivity equation for forced oscillation is (Mon-teith, 1973):

$$T_{(z,t)} = \bar{T} + A_{0e}^{-z/D} \sin(\omega t - z / D) \tag{1}$$

Where T is the mean temperature of the sediments, A_{0e} is the temperature range on the surface, ω is the oscillation frequency ($2\pi / P$), P is the thermal wave period (86400 seconds) and D is $(2k/w)^{1/2}$. Thermal diffusion was determined by means of the following formula (Oke, 1978):

$$k = \frac{\pi (\Delta z)^2}{P \left[\ln \left(A_1 / A_2 \right) \right]^2} \tag{2}$$

in which A is thermal wave amplitude of the sediments at z_1 and z_2 deep, Δz is $z_1 - z_2$, A_1 and A_2 are the amplitudes between the upper and lower sedimentary levels. The mean value corresponding to the thermal diffusion measured at the upper levels is $0.46 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ throughout the trial period. Other studies have obtained similar results using the same methodology (Oke, 1978: $0.51 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, Vugts and Zimmerman, 1982: $0.76 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, Harrison and Phizacklea, 1987: $0.47 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). The results in the present study show minimum values of $0.19 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and maximum values of $0.78 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ at depths ranging from 0.05 m to 0.15 m.

At low levels, the temperature range falls and both the maximums and minimums presented are delayed. Such a delay is determined by means of the following equation (Oke, 1978):

$$(t_2 - t_1) = \frac{(z_2 - z_1)(P / \pi ks)}{2} \quad (3)$$

in which t_1 and t_2 represent the time when the crest of the wave reaches the z_1 and z_2 depths. The average delay at 15 cm deep is about 2 hours 20'.

Energy balance of the sediments

The following thermodynamic formulae were applied to calculate the components of the energy balance presented by Claromecó Creek Beach:

$$Q_n = Q_H + Q_G + Q_E \quad (4)$$

Q_n represents the net radiant flow - which is positive when there is excessive radiation, Q_H is the turbulent flow of sensitive heat (which is considered to be positive if it goes straight from the surface to the atmosphere), Q_G is the heat flow in the water or in the sand, Q_E is the latent heat flow produced by evaporation (positive) and condensation (negative). The local advective and storage heat flow was regarded as very small ($= 0$). Net Q_n radiation was not gauged directly. Whereas a pyrometer was used to measure low-level radiation on the spot, long-wave radiation was calculated by means of the following formula (Swinback, 1963):

$$L^*_{(0)} = 0.20\sigma T_a^4 - 171 \quad (5)$$

in which σ is $5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ and T is the air temperature of °K.

During the experiment, the winds reached an average speed of 3.13 m s^{-1} with maximum gusts of 8.9 m s^{-1} . The latent heat flow in the sands was a residual ob-

tained by the heat balance equation (Equation 4). The turbulent transfer of sensitive heat in the soil can be determined using the following equation:

$$Q_H(t) = \rho_a c_{ap} D_h [T_s(t) - T_a(t)] \quad (6)$$

in which ρ_a is the air density (1.2 kg m^{-3}), c_a is the specific air heat under constant pressure ($1.0 \times 10^3 \text{ J Kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), T_s is the temperature on the sand surface, T_a is the air temperature and D_h is the transfer speed (Munn, 1966) in m^2 which results from applying the following formula:

$$Dh(t) = 0.3[1+W(t)]10^{-2} \quad (7)$$

The heat flow presented by the soil is determined by means of the equation below:

$$Q_G = -\lambda \Delta T / \Delta z \quad (8)$$

in which thermal conductivity is divided by the vertical gradient of temperature.

The coefficient $\lambda=k/c$ (thermal conductivity and $c = 1.13$) measures the capacity the soil has to transfer heat. Such a capacity varies according to soil type, time of day and depth of the sediment. While the minus sign indicates the direction of the flow, positive values show the flow is further away from the surface (of the sediment).

Sandy soil with a porosity of over 40% was found where the thermistors had been placed. Its thermal conductivity was $1.83 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. The sign of the thermal flow reaches the surface of the sand approximately within four hours. The maximum and minimum values are registered at 3.30 pm and 11.30 pm, respectively.

The results corresponding to variation in irradiation components on the sands of Claromecó Beach are shown in Figure 4. Net radiation, latent heat flow and soil heat flow present similar trajectories. When the surface of the sediment is dry, due to direct exposure to the sun, the value corresponding to evaporation is 212 Wm^{-2} .

The mean net radiation with 345 W m^{-2} . The net radiation (Figure 5) and the latent heat flux (Figure 6) resulted the more important components of the balance. The ground heat flux (Figure 7) results with a mean value of 83 W m^{-2} , directed into the soil away from the sand surface at 2:30 hs. The amplitude of the sand flux is 59 W m^{-2} .

The evaporation component involves the condensation of dewdrops on the sand. Moreover, when the heat flow increases in the sediments that are not close to the surface, evaporation stops immediately and is replaced by dew - i.e., there is water condensation on the surface. Evaporation will continue if there is an increased influence of direct solar energy. This results from the fact that at 9.30 am air temperature is 2°C higher than that of the sands. It is at this time that solar radiation evaporates moisture from the surface of the sediment and the latent heat flow corresponding to vaporization presents positive values.

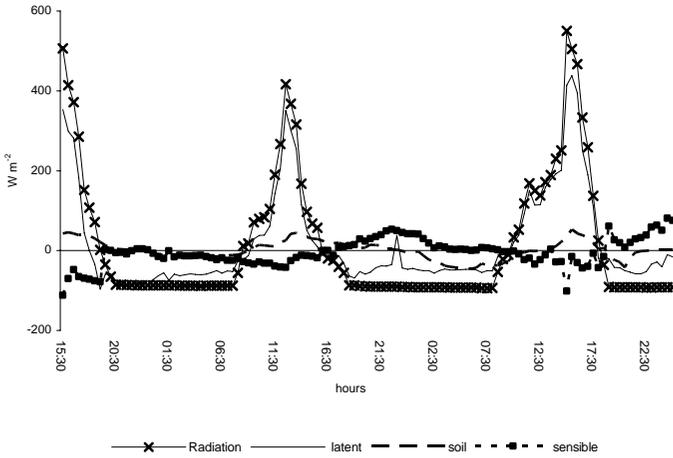


Figure 4. Energy balance of the sediments in the Claromecó beach.

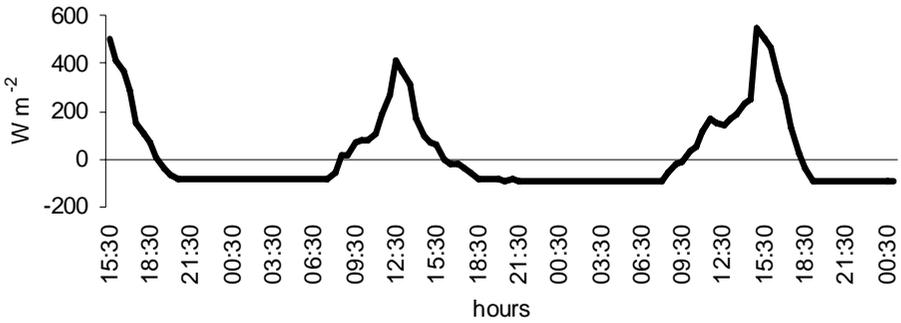


Figure 5. Net radiation flux in the sediments.

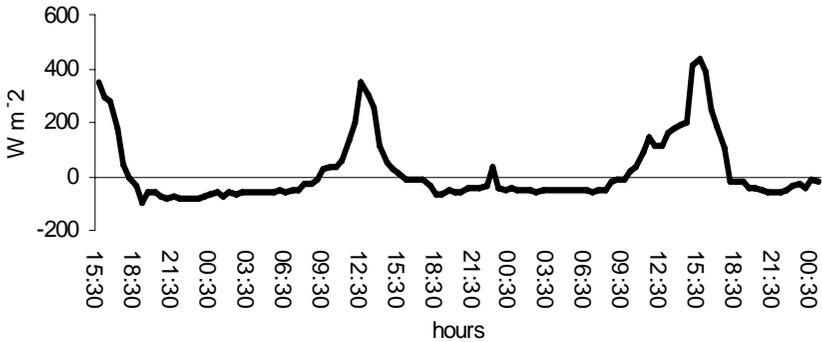


Figure 6. Latent heat flux in the sediments in the Claromecó beach.

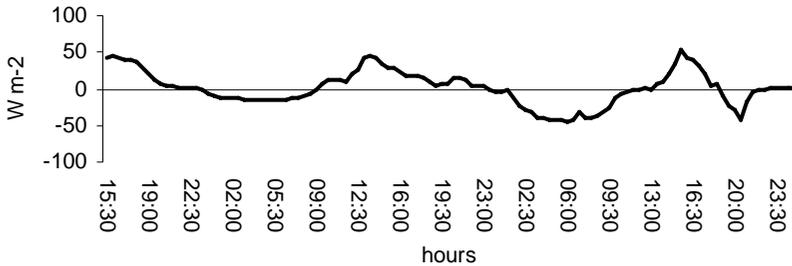


Figure 7. The ground heat flux of the sand.

The latent heat flow associated with the process of condensation shows minimum values of -90 W m^{-2} and -24 W m^{-2} . As regards thermal balance, latent heat is the most significant component since it involves all the mechanisms which operate on the sediments with a dry surface.

The components of the energy balance of the Claromeco estuary show a greater energetic transference from the atmosphere to the sediments, the heat transfer between the soil – water and air was significant, and the soil heat flux the sensible heat flux result the secondary component of the sand energetic balance.

Conclusions

Sediment temperature on Claromec6 Beach is affected by direct insolation and atmospheric conditions. Thermal stratification was significant in the area studied, and the most important exchange of energy between soil and water took place around 5.30 pm. The layers which are closer to the surface are the ones which presented a marked difference in temperature.

The thermal wave amplitude on the sand is higher on the upper layers (0.05 m-0.15 m) than at 0.30 m deep. It is sinusoidal and shows a diurnal maximum and a nocturnal minimum for the set of data collected in good atmospheric conditions on the first day.

Concerning the turbulent heat flow, the balance of the sand reveals that net radiation and latent heat flow were the most important components, and that there was a greater energy transfer from the atmosphere to the sediments. The irradiation component of the latent heat flow plays a key role in the redistribution of energy on the sand, 190 W m^{-2} being the mean Q_E value on the sand surface. On the second and third day, the influence of the wind not only contributed to an increased heat transfer from the water to the sediment but to a greater evaporation as well.

References

- Camilo, P., 1989. Estimating soil surface temperatures from profile temperature and flux measurements, USA, *Soil Science*, vol. 148, no. 4, 233-243.
- Fritschen, L. J. and Ping Q., 1990. Net Radiation, Sensible and Latent Heat Flux Densities on Slopes Computed by the Energy Balance Method Boundary-Layer, *Meteorology* 53:163-171.
- Harrison, S. J., and Phizacklea, A. P., 1987. Vertical temperature gradients in muddy intertidal sediments in the Forth estuary, Scotland *Limnol., Oceanogr*, 32, pp. 954-963.
- Hatfield, J. L., 1988. *Research Priorities in ET: Envolving Methods*, American Society of Agricultural Engineers Michigan, vol. 31, pp. 490-495.
- Horton, R. and Wierenga P. J., 1983. Estimating the soil heat flux from observations of soil temperature near the surface, *Soil Sci. Soc. Am J.*, 47:14-20.
- Monteith, J. L., 1973. *Principles of Environmental Physics*, Edward Ar. Publishers, 236 pp.
- Munn, R. E., 1966. *Descriptive Micrometeorology*, Academic Press, New York, 245.
- Oke, T. W., 1978. *Boundary Layer Climates*, Methuen & Co. Ltd., London, 372 pp.
- Rouse W. R., Hardill, S. and Silis A. 1988. Energy Balance of the Intertidal Zone of Western Hudson Bay, *Atmosphere-Ocean Canadian*, 27:346-366.
- Swinbank, W. C., 1962. Longwave radiation from clear skies, *Quarterly J. Royal Meteorol. Soc.*, 89, pp. 339-348.
- Tuller S. E., 1972. Energy balance microclimatic variations on a coastal Beach, *Tellus* 24:260-270.
- Vugts H. F. and Zimmerman Neth. J. F. T., 1982. *The heat balance of a tidal flat area Journal of Sea Res.* 19:1-14.
- Wang, J., 1999. Ground heat flux estimated from soil temperature, *Journal of Hydrological*, vol. 3:216-235.

Estudio espacial del sismo (Mw=6.4) del 20 de noviembre del 2004 en Costa Rica

Ronnie Quintero Q.^{*}
Floribeth Vega S.^{**}
Juan Segura T.^{***}
Walter Jiménez U.^{****}

Abstract

The Costa Rica seismic network OVSICORI-UNA located a Mw=6.4 (Harvard CMT) earthquake that occurred on November 20, 2004 at 08:07 UTC. The seismic event was located in the central Pacific part of Costa Rica with a focal depth of 25 km and about 100 km inland from the Middle America trench. The seismic event occurred in the deepest part of the crust, with aftershocks distributed to the surface. The seismic activity was relocated using a double difference technique and a probabilistic non-linear global search method. The local fault delineated by the seismic sequences is part of the fault system that delineates the boundary between the Caribbean plate and Panama Block.

Keywords: *Costa Rica, principal seismic, replic, continental, CMT.*

Resumen

La red sismológica del OVSICORI-UNA ubicada en Costa Rica, localizó un sismo de magnitud Mw=6.4 (Harvard CMT), que ocurrió el 20 de noviembre del 2004 a las 08:07 UTC. El sismo fue localizado en el Pacífico Central de Costa Rica, con una profundidad de 25 km y a 100 km de la Fosa Mesoamericana. El sismo ocurrió en la parte más profunda de la corteza y con réplicas distribuidas hacia la superficie.

* Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Apartado Postal 2346-3000, Heredia, Costa Rica, correo electrónico: rquinter@una.ac.cr

** *Ibidem*, correo electrónico: fvega@una.ac.cr

*** *Ibidem*, correo electrónico: jsegura@una.ac.cr

**** *Ibidem*, correo electrónico: wjimen@una.ac.cr

La actividad sísmica fue relocalizada usando la técnica de la doble diferencia y un método probabilístico de búsqueda global no-lineal. La falla delimitada por la secuencia sísmica es parte de un sistema de fallas que marcan el límite Oeste entre la placa Caribe y el Bloque de Panamá.

Palabras claves: *Costa Rica, sismo principal, réplicas, continental, CMT.*

Introducción

En Costa Rica la mayoría de los sismos son producto de la interacción de 4 placas tectónicas, estas placas son: la placa Coco, la placa Caribe, el Bloque de Panamá y la placa Nazca. La mayoría de sismos que se dan en las afueras de la costa del Pacífico central de Costa Rica son producto de la colisión y subducción de la placa del Coco por debajo de la placa Caribe y Bloque de Panamá. Los sismos de subducción en esta parte del país se encuentran a 100 km de la Fosa Mesoamericana y tienen de 40 a 60 km de profundidad (Protti *et al.*, 1994; Guendel & Protti, 2001; Husen *et al.*, 2003). El sismo del 20 de noviembre del 2004 a las 08:07 UTC con magnitud $M_w=6.4$ (Harvard CMT, <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>) ocurrido cerca de la ciudad de Parrita, Costa Rica, fue sentido en todo el territorio nacional y produjo daños estructurales. El sismo ocurrió en una falla normal en la parte cortical a 25 km de profundidad y una distancia de 100 km de la Fosa Mesoamericana. Las réplicas asociadas a este sismo se encuentran entre 10 y 30 km de profundidad.

El sismo del 20 de noviembre del 2004 a las 08:07 (hora UTC) fue sentido fuertemente en la zona epicentral, causando rupturas superficiales, licuefacción local y daños en casas y edificios pequeños. Con base en el análisis, documentación y observación en el campo, se pudo constatar que el evento tuvo una intensidad en la escala Modificada de Mercalli (VII) en Parrita y Damas, (V-VI) en Jacó y Quepos, (IV-V) en Puntarenas y el Valle Central del país. La mayoría de los daños ocurrieron en Parrita y Damas, donde la carretera que une a estas dos comunidades se vio afectada, pero sin causar interrupción del paso vehicular. También se reportaron daños en la zona de los Santos, ubicada 30 km NE de la zona epicentral. En años anteriores al 2004, la sismicidad continental de la zona se concentró al Oeste y noreste del sismo del 20 de noviembre del 2004 y de sus réplicas. El Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica de la Universidad Nacional (OVSICORI-UNA) registró 177 sismos corticales entre abril de 1984 y octubre del 2004, en el área cercana al epicentro del sismo del 20 de noviembre del 2004 (08:07 UTC). En este trabajo analizaremos la sismicidad cortical continental registrada por el OVSICORI-UNA en un área cercana al sismo del 20 de noviembre del 2004 ($M_w=6.4$).

Datos y método de estudio

El conjunto de datos usados en este trabajo está confinado al área 9.3-9.8 grados latitud Norte y 84.0-84.6 grados longitud Oeste y en un rango de profundidad de 0 a 30 km y abarcan el período entre el mes de abril de 1984 hasta el mes de diciembre 2004.

Los datos usados en esta investigación han sido recogidos por la red sismográfica del OVSICORI-UNA y analizados en su totalidad por los autores.

La mayoría de las estaciones de esta red sismográfica opera en forma analógica; y es hasta 1992 que comienza a funcionar un sistema paralelo de registro digital, SEISLOG (Havskov, J. and Utheim, T., 1992) que entró a operar con un muestreo de 50 Hz. En el 2003 el sistema de registro digital SEISLOG es cambiado por el sistema Earthworm y se comienza a usar un muestreo de 100 Hz.

Los sismómetros de la red son Rangers SS-1 (1 HZ), componente vertical. Para el evento del 20 de noviembre del 2004 y sus réplicas se contaba con cinco estaciones digitales GURALP CMG-6TD (muestreo de 100 Hz) y una estación con STS2 (muestreo de 40 Hz). La estación STS2 está ubicada en Juntas de Abangares (JTS), donde también se encuentra una estación STS1. Las estaciones están distribuidas dentro de Costa Rica, pero, con una concentración en la parte central del país (Figura 1).

Todos los datos de las estaciones analógicas y digitales son recogidos por el sistema Earthworm, usándose aquí un sistema de disparo, para luego analizar los datos usando el paquete de análisis SEISAN (Lienert, B. and Havskov, J., 1995; Havskov, J., 1997). Para la localización del evento principal se utilizaron 10 estaciones con datos de acelerógrafos, estando el acelerógrafo más cercano a la fuente a una distancia epicentral de 12 km y mostrando una aceleración moderada en la componente transversal de 231 cm/s^2 en la estación de QPS (Figura 2). Los datos de los acelerógrafos fueron proporcionados por el Laboratorio de Ingeniería Sísmica de la Universidad de Costa Rica (LIS-UCR) (<http://www.fing.ucr.ac.cr/~lis>).

La estación sísmica convencional más cercana del OVSICORI-UNA que registró el sismo del 20/11/2004 se encuentra a una distancia de 17 km del epicentro. La Figura 3, nos muestra algunas formas de onda para este evento sísmico.

Para la secuencia sísmica de noviembre del 2004, se localizaron un total de 536 eventos durante todo el mes de noviembre, con un rango de profundidad de 0 a 30 km (Figura 4).

También, se hace un análisis de los sismos de la zona con profundidades menores a 30 km y que ocurrieron antes de noviembre del 2004 y localizados por el OVSICORI-UNA, en total 177 sismos corticales que ocurrieron antes de noviembre del 2004 fueron escogidos.

Los eventos que ocurrieron durante la secuencia sísmica de noviembre del 2004 son relocalizados usando un método de localización global no-lineal (Lomax *et al.*, 2000), el cual permite el uso de un modelo tridimensional de velocidad para la región en estudio. En nuestro caso usamos un modelo de velocidad tridimensional obtenido para Costa Rica (Husen *et al.*, 2003). La solución obtenida usando este método de localización provee una descripción de la incertidumbre de la solución espacial.

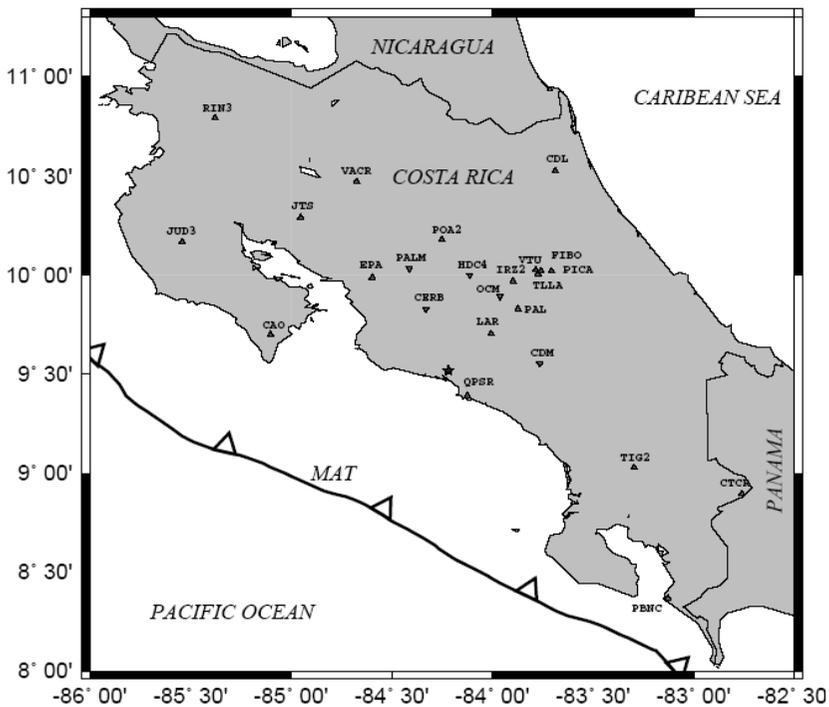


Figura 1. En este mapa se muestran las estaciones usadas en este estudio; las cuales están indicadas por triángulos rellenos. El epicentro del sismo del 20/11/2004 ($M_w=6.4$) está indicado por una estrella y localizado cerca de la estación QPSR. MAT=Fosa de América central (MAT por sus siglas en inglés). Las estaciones GURALP CMG-6TD son HDC4, PLMA, OCM, CERB y CDM están indicadas por triángulos invertidos. La estación JTS pertenece a la corporación IRIS y es administrada por el OVSICORI-UNA, esta estación cuenta con instrumentos STS-1 y STS-2, con muestreo de 20 y 40 HZ, respectivamente. La estación más cercana al epicentro es QPSR, ubicada 17 km al Sur-Este. Para la localización del evento principal se utilizaron 10 registros de acelerómetros.

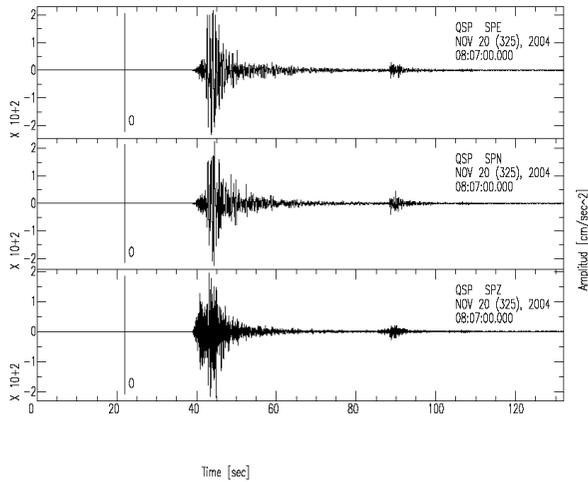


Figura 2. Aceleración registrada por el acelerógrafo de QPS, ubicado a 12 km del epicentro del sismo del 20/11/2004. Se indica con O el tiempo de origen del sismo. Las componentes de arriba hacia abajo son: EW, NS y vertical. Las estaciones de LIS-UCR solo se utilizaron en la localización del sismo principal. Estas estaciones son: QSP, ISD, FRA, PCL, CDN, SLG, RAL, HTO, ECA y ALJ. La mayoría están ubicadas en la parte central del país.

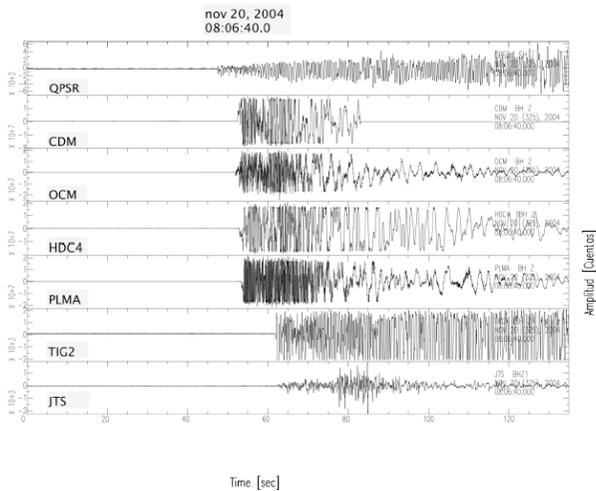


Figura 3. Forma de ondas de siete estaciones de la red permanente del OVSICORI-UNA que registraron el sismo del 20/11/2004. Se muestran las estaciones de componente vertical QPSR, CDM, OCM, HDC4, PLMA, TIG2 y JTS. En total, 33 estaciones registraron el sismo. El inicio del registro es 08 h: 06': 40.0".

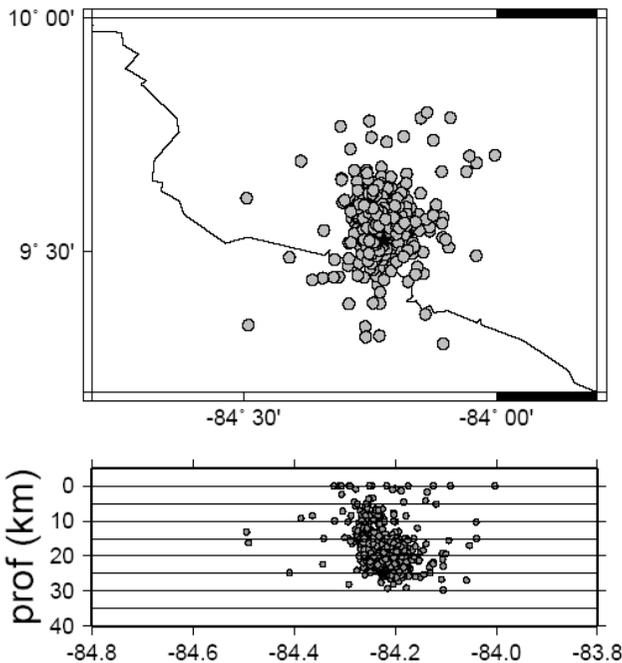


Figura 4. Sismicidad correspondiente al mes de noviembre del 2004, registrada por el OVSI-CORI-UNA. En total se registraron 536 eventos sísmicos para este mes y están indicados por círculos rellenos. El sismo principal está indicado por una estrella de color negro. Estos sismos fueron localizados usando el programa HYPOCENTER. En la parte de abajo se muestra una proyección de la profundidad de los sismos a lo largo del eje EW. Aquí, se nota que los sismos ocurren principalmente a una profundidad de 20 km y el sismo principal se origina en la parte más profunda de la corteza con réplicas migrando hacia la superficie.

Los eventos relocalizados usando esta técnica fueron seleccionados del total de 536 sismos localizados usando un gap menor o igual a 180 grados y un residuo menor o igual a 0.5 sec, en total seleccionamos 208 eventos sísmicos con estas características.

Realizamos una tercera relocalización, usando la técnica de la doble diferencia (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Esta relocalización se dividió en dos grupos. El primero con los eventos antes de noviembre del 2004, que se usaron en su totalidad y los de noviembre del 2004. Los sismos del segundo grupo fueron seleccionados con gap menor o igual a 180 grados, residuo menor o igual a 0.5 sec y que hayan sido registrados por la estación QPSR; los sismos con estas características suman un total de 52.

Resultados

Utilizamos el método de la doble diferencia (Waldhauser and Ellsworth, 2000) en la relocalización de los sismos que ocurrieron antes de noviembre del 2004, el cual es un método de localización relativo. Este método se basa en la consideración de que la distancia hypocentral entre dos sismos localizados en una misma estación es pequeña comparada con la distancia eventos sísmico – estación y la heterogeneidad de la velocidad; entonces el camino del rayo entre la fuente sísmica y una estación común es similar a lo largo del rayo. De aquí, la diferencia en el tiempo de propagación para dos eventos registrados en una misma estación puede ser atribuida a la variación espacial entre los eventos. HYPODD usa un modelo unidimensional para calcular los tiempos de propagación de las ondas de la fuente a la estación, o sea no necesitamos del conocimiento de un modelo de velocidad tridimensional ni un conocimiento bien definido del modelo de velocidad unidimensional.

En esta relocalización usamos las ondas S y una razón de Poisson $V_p/V_s=1.78$; usamos un modelo de velocidad unidimensional obtenido por Quintero & Kissling (2001), para Costa Rica. La localización rutinaria nos muestra una sismicidad en toda el área de estudio, concentrándose al Oeste y noreste de donde ocurrió el sismo de noviembre. La relocalización nos muestra dos clusters (Figura 5), el primer grupo con 63 sismos que están al Oeste de la zona de estudio, muestran un alineamiento con sentido NE; el segundo grupo consta de 26 sismos ubicados al noreste del sismo del 20 de noviembre y de sus réplicas; la relocalización no produce un alineamiento bien definido. El alineamiento observado sería una falla perteneciente al sistema de fallas que atraviesan el centro de Costa Rica y que representa el límite entre el Bloque de Panamá y la placa Caribe.

En la relocalización de la secuencia sísmica de noviembre del 2004, usamos primero un método probabilístico no lineal (Lomax *et al.*, 2000); las localizaciones obtenidas con este método no cambian radicalmente comparado al método de doble diferencia y a la localización rutinaria usando SEISAN; lo único que se nota es un pequeño desplazamiento de los epicentros hacia el Sur, indicándonos que las localizaciones son consistentes no importando el método utilizado (Figura 6).

Usando la técnica de la doble diferencia Waldhauser and Ellsworth (2000) y el programa HYPODD, procedimos a relocalizar los sismos que fueron registrados por ocho estaciones incluyendo QPSR y con un gap ≤ 180 , en total tenemos 52 sismos; que son localizados primeramente usando el programa HYPOCENTER. El programa HYPODD determina la localización relativa dentro de grupos o clusters. Los parámetros de este programa fueron ajustados usando eventos sintéticos a los cuales se les incorporó ruido aleatorio. La Figura 8 nos muestra la relocalización para los sismos seleccionados. Por su profundidad seleccionada de menos de 30 km y ubicación, esta actividad sísmica es el resultado de la ruptura en una falla local

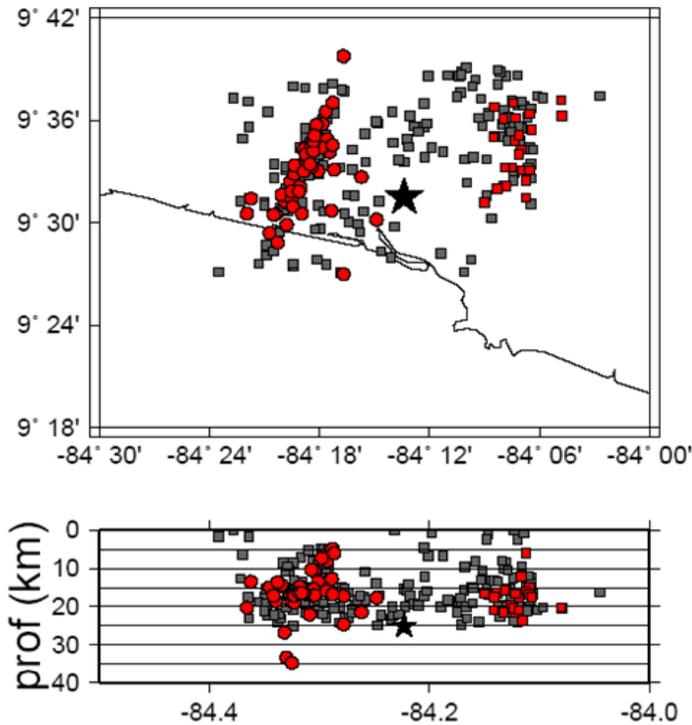


Figura 5. Se muestran los epicentros en color negro para los sismos continentales registrados por el OVSICORI-UNA antes de noviembre del 2004. Se registraron 177 sismos desde abril de 1984 hasta octubre del 2004. Estos sismos tienen magnitud entre 2.0 y 3.0 y residuo menor o igual a 0.4 sec y una profundidad máxima de 24 km, por lo que se localizan dentro de la placa continental. Usando el método de la doble diferencia podemos encontrar dos agrupaciones de sismos, las cuales están indicadas por círculos y cuadrados rellenos en rojo. La sismicidad de noviembre del 2004 no se muestra en esta figura, sólo se muestra con una estrella el epicentro del evento principal del 20/11/2004 ($M_w=6.4$). Los dos grupos encontrados se encuentran al Oeste (primer grupo) y al Noreste (segundo grupo) del sismo principal. El primer grupo encontrado consiste de 47 eventos con profundidad entre 27 y 5 km, y el segundo grupo consiste de 22 eventos con profundidad entre los 24 y 5 km. Los otros eventos registrados no fueron agrupados a ningún otro grupo. En la parte de abajo se muestra la proyección hypocentral a lo largo del eje EW. Las localizaciones mostradas en cuadrado negro fueron obtenidas usando HYPOCENTER y las mostradas por círculos y cuadrados en rojo se obtuvieron usando HYPODD. La proyección del sismo principal se muestra por una estrella de color negro.

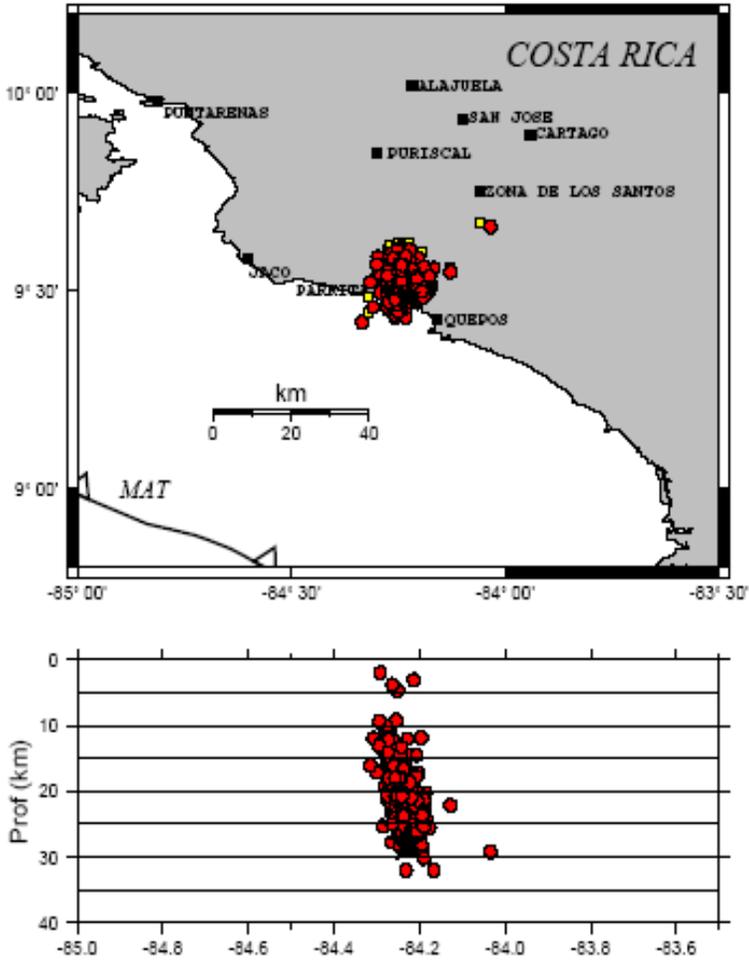


Figura 6. Mapa mostrando con círculos rojos los sismos de todo el mes de noviembre del 2004 que fueron relocalizados usando un método probabilístico de búsqueda no-lineal global y un modelo de velocidad tridimensional. Además se muestra la localización del evento principal usando el método de Lomax *et al.* (2000). En amarillo y por cuadrados están representados los sismos localizados rutinariamente usando HYPOCENTER. Las ciudades principales donde se sintió el sismo del 20/11/2004 están representadas por un cuadrado negro con sus respectivos nombres. En la parte de abajo se muestra un perfil de profundidad proyectado sobre el eje EW, para los sismos relocalizados usando el método de Lomax *et al.* (2000). El sismo principal se muestra por una estrella en color negro.

Costa Rica (Nov/20/04) Earthquake Mw=6.2

OT: 2004 11 20 08:07:22.1854 Lat: 9.484 Long: -84.228 Depth: 27.87km RMS: 0.20s

PDF scatter sample

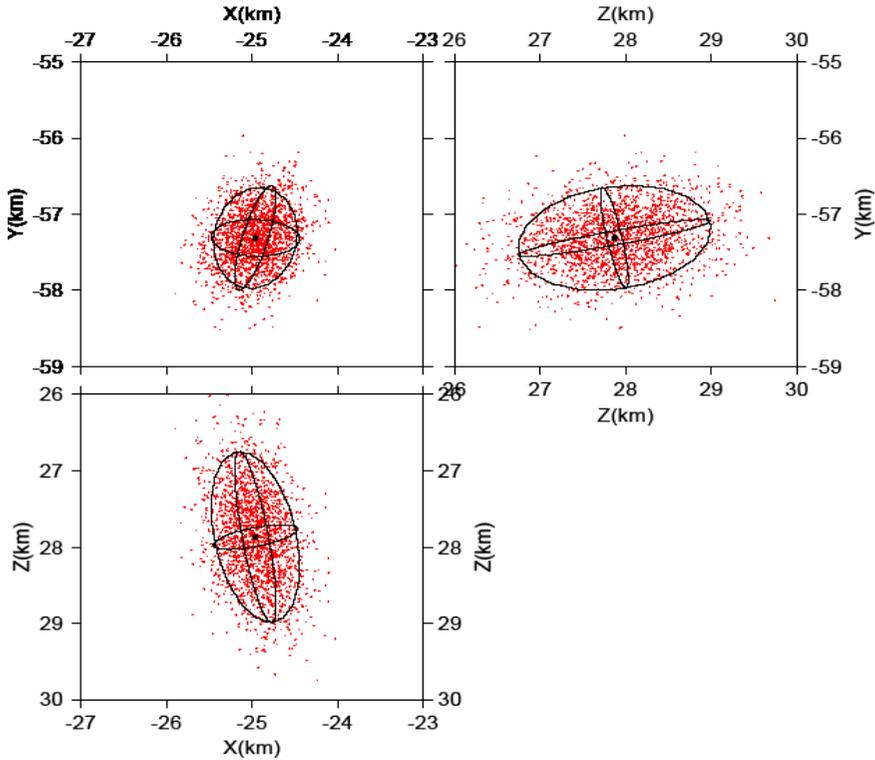


Figura 7. Se muestra la localización del evento del 20/11/2004 usando el método de búsqueda Oct-Tree de Lomax *et al.* (2000) con un modelo de velocidad tridimensional de la onda. Por medio de puntos rojos se muestra el gráfico de la función posterior de densidad. La elipse representa el 68% del elipsoide de confianza. El método de Lomax *et al.* (2000) nos da una mejor descripción de los errores de localización comparado a la localización tradicional usando HYPOCENTER. Con un punto negro se representa el probable hypocentro para el sismo principal. La profundidad del evento principal presenta más incertidumbre que los errores horizontales, pero siendo pequeña y alrededor de ± 1 km desde el hypocentro.

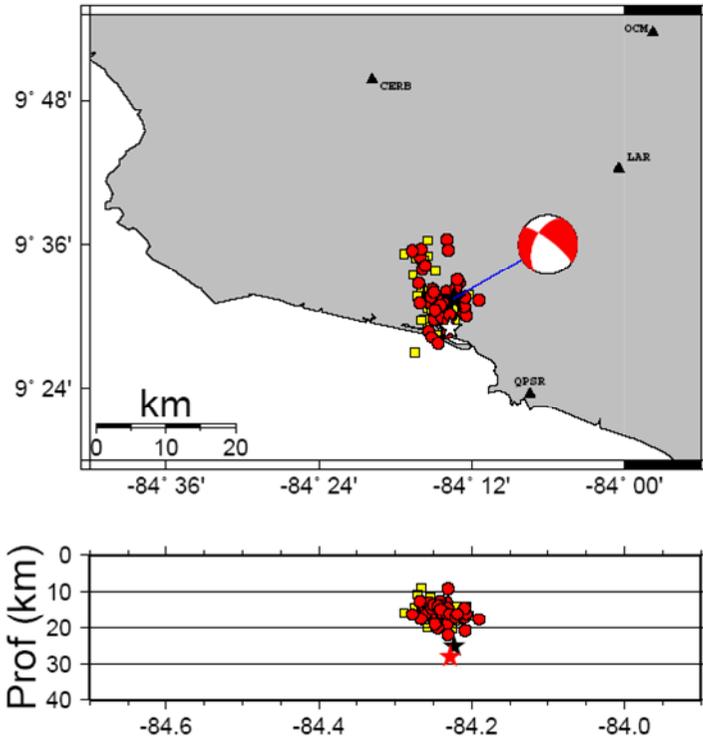
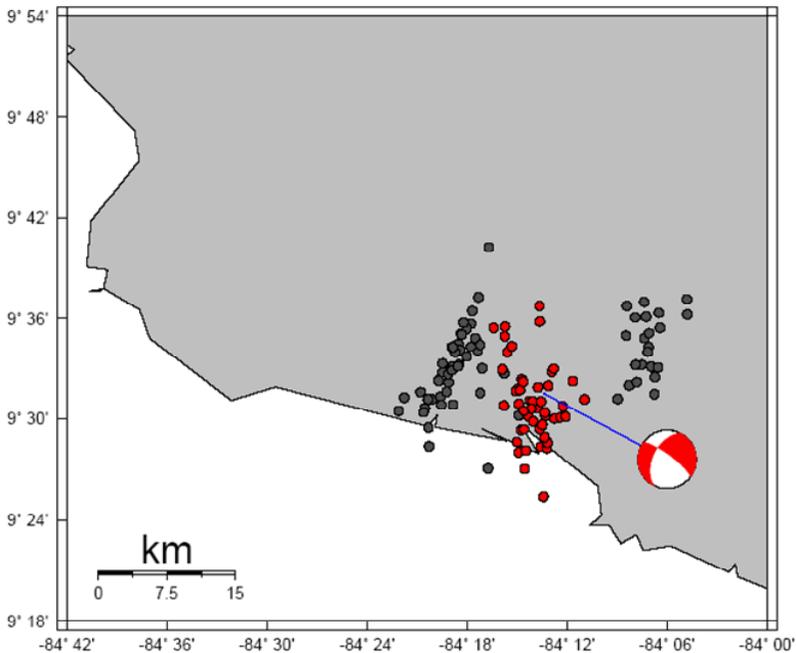


Figura 8. Localización de la secuencia sísmica de noviembre del 2004 en la parte continental de la parte central del Pacífico de Costa Rica. Con círculos rojos están los sismos relocalizados usando el método de la doble diferencia de Waldhauser and Ellsworth (2000). Los sismos se escogieron con $\text{gap} \leq 180$ grados y residuo menor o igual a 0.5 sec y que los eventos hayan sido registrados por la estación sismográfica QPSR, perteneciente a la red del OVSICORI-UNA. Con amarillo se representan las localizaciones originales hechas usando el programa HYPOCENTER. Con una estrella en color negro se representa el epicentro del sismo principal, localización obtenida usando HYPOCENTER y en blanco el epicentro obtenido usando HYPODD. Las estaciones más cercanas a la zona epicentral están representadas por triángulos en negro. En la parte de debajo de la figura se muestra el perfil de profundidad proyectado a lo largo del eje EW. En amarillos están las localizaciones realizadas usando HYPOCENTER y en rojo las localizaciones obtenidas usando HYPODD. Con una estrella negra y roja se muestra la profundidad obtenida para el sismo principal, la cual se obtuvo usando HYPOCENTER y HYPODD, respectivamente. La proyección del sismo principal en el perfil, nos muestra que este ocurre en la parte más profunda de la corteza.



GMT 2005 Jun 2 12:00:30

Figura 9. Usando el método de la doble diferencia se identificaron tres cluster en el área de estudio para la sismicidad registrada por el OVSICORI-UNA a partir de la instalación de la red sísmica en 1984. Estos eventos ocurrieron en la parte continental y a profundidades menores a 30 km. La secuencia sísmica más reciente está representada por círculos rojos. Se presenta el mecanismo focal dado por Harvard CMT.

ubicada en la parte continental. Los sismos de subducción para esta zona epicentral tienen profundidades entre los 40 y 60 km, descartándose que los sismos asociados al evento del 20 de noviembre del 2004, sea un sismo de subducción.

El evento principal junto con algunas réplicas registradas y relocalizadas nos muestra un cierto patrón orientado hacia el NW; lo cual puede indicar de acuerdo al tensor de momento CMT Harvard (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>), que el sismo del 20 de noviembre del 2004 ocurrió en una falla local con orientación NNW-SSE, con un ángulo de buzamiento de 77 grados hacia el NW. El sismo ocurrió en la parte más profunda de la zona sísmogénica y sus réplicas tuvieron una migración hacia la parte superior de la corteza. Los diferentes métodos de localización muestran una tendencia de los sismos asociados al evento del 20 de noviembre del 2004 con un alineamiento NW.

Conclusiones

La región del Pacífico Central de Costa Rica en su parte continental, ha experimentado actividad sísmica mucho antes del sismo del 20 de noviembre del 2004, teniendo registros desde el momento mismo que se instala la red sismográfica de OVSICORI-UNA, en el año 1984, pero con una frecuencia mayor durante los años de 1994 y 1995. La sismicidad muestra un alineamiento para los sismos antes de noviembre del 2004, indicándonos un fallamiento con sentido NE que pertenecen al sistema de fallas que delimitan el límite entre la placa Caribe y el Bloque de Panamá. En general los eventos en la zona antes del 2004, fueron de magnitud pequeña ($M_c \leq 3.0$), con una frecuencia de nueve sismos por año. El mecanismo focal (CMT Harvard) del evento del 20 de noviembre del 2004 nos indican dos posibles fallas una de ellas indica que el sismo está asociado a una falla normal con una pequeña componente de cizalla, con rumbo NNW, buzando al NE.

En general tenemos que los sismos registrados y localizados por la red sismográfica del OVSICORI, desde 1984, nos muestra alineamientos con dirección NNE para los eventos que ocurrieron antes de noviembre del 2004 en el área de estudio y esta nueva secuencia que indica una posible falla con rumbo NNW, esta zona forma parte del límite oeste del Bloque de Panamá, zona que se conoce como el cinturón deformado del centro de Costa Rica. En la zona se identificaron tres clusters de eventos que por sus hypocentros indican que se dan en la parte continental y son superficiales, ocurriendo cerca de zonas pobladas como es el caso de Damas, Parrita y Quepos, los agrupamientos de los sismos nos indican diferentes fallas en la zona. El método de localización de la doble diferencia evidencia el alineamiento de unos de estos grupos en forma clara, la cual esta localizada al oeste del sismo del 20 de noviembre del 2004 (Figura 9).

Agradecimientos

Este trabajo se logró usando todos los datos y equipo del OVSICORI-UNA, Universidad Nacional, Costa Rica. Los datos sísmicos colectados antes de noviembre del 2004 ha sido esfuerzo y colaboración del equipo de personas del OVSICORI-UNA, sin el cual esta contribución no hubiera sido posible. Las figuras fueron generadas usando el software GMT (Wessel and Smith, 1991, 1995). Nuestro agradecimiento al Laboratorio de Ingeniería Sísmica de la Universidad de Costa Rica (LIS-UCR) por permitirnos utilizar sus datos de acelerógrafos. Agradecemos a los referís por su notable aporte a la mejoría de este artículo.

Referencias

- Güendel, F., Protti, M., 2001. Actividad sísmica frente a las costas de Quepos Pacífico Central, Costa Rica, *Boletín Vulcanología, Sismología y Tectónica*, vol. XX, núm. XX, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional.
- Havskov, J., and Utheim, T., 1992. SEISLOG and SEISAN: A complete system for seismic data acquisition and analysis, *Cahier du Centre Europeen de Geodynamique et Seismologie*, 5, 67-74.
- Havskov, J., 1997. The SEISAN earthquake analysis software for the IBM PC and SUN version 6.0 manual, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, 236 pp.
- Husen, S., Quintero, R., Kissling, E., and Hacker, B., 2003. Subduction zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modeling, *Geophys. J. Int.*, 155, 11-32.
- Lienert, B. R., and Havskov, J., 1995. A Computer Program for Locating Earthquakes both Locally and Globally, *Seism. Res. Let.* 66 (5), 26-36.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., and Thierry-Berge, C., 2000, Probabilistic earthquake location in 3-D and layered models. Advances in Seismic Event Location, pp. 101-134, eds Thurber, C. H. and Rabinowitz, N., Kluwer, Dordrecht.
- Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional, <http://www.ovsicori.una.ac.cr>.
- Protti, M., Güendel, F., McNally, K., 1994. The geometry of the Wadati-Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: Results from a high-resolution local seismographic network, *Phys. Earth Planet. Int.*, 84, 271-287.
- Quintero, R., and Kissling, E., 2001. An improved P-wave velocity reference model for Costa Rica, *Geofis. Int.*, 40, 3-19.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1991. Free software helps map and display data, *EOS* 72, 441, 445-446.
- , 1995. New version of the Generic Mapping Tools released, *EOS* 76, 329.
- Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L., 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1353-1368.

Monitoreo y vigilancia del volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba (análisis geomorfológico)

Rogelio Ramos-Aguilar*

Patricia Máximo-Romero**

Yoloxochitl de Jesús González-Castelán***

Beatriz Adriana Montiel Peralta***

Abstract

A study was realized geomorphologic to determine glaciological and geohidrological characteristics of Citlaltépetl.

There were in use photogrametrical couples of the region study and it was digitized by the program SURFER.

Key words: *Geomorphologic, Photogrammetry, Geohidrological.*

Resumen

Se realizó un estudio geomorfológico a través de fotogrametría aérea para determinar las características geohidrológicas y glaciológicas del volcán Citlaltépetl.

Se utilizaron pares fotogramétricos de la región de estudio y se digitalizó por medio del programa SURFER.

Palabras clave: *Geomorfológico, fotogrametría, geohidrológico.*

Introducción

El volcán Citlaltépetl es un estratovolcán cuaternario que se encuentra rodeado por una gran cantidad de estructuras volcánicas recientes tales como conos de escoria, cráteres de explosión, domos riolíticos y calderas. Este vulcanismo descansa sobre un basamento de rocas calcáreas del Mesozoico intensamente plegadas y falladas.

* Jefe de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (BUAP), Av. San Claudio y 18 Sur, C.U., Puebla, Pue., correo electrónico: rogelio.ramos@fi.buap.mx

** Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (BUAP).

*** Becarios adscritos a Ciencias de la Tierra, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (BUAP).

Es el volcán más alto de México, cuya altura alcanza los 5,747 metros. Los glaciares son masas de hielo formadas por la acumulación prolongada de nieve y su transformación en hielo, pueden alcanzar miles de metros de espesor y longitudes entre algunos cientos de metros y varios kilómetros. En el año de 1960, el volcán Citlaltépetl tenía cinco glaciares, de los cuales sólo se analiza el principal.

Existen varias hipótesis que tienen como objetivo explicar el deshielo de los glaciares, pero la principal es la que establece como evidencia el cambio climático reciente, que se acentúa en las montañas de los trópicos. El retroceso acelerado de los glaciares de montaña en casi todo el mundo, incluyendo México y otras zonas tropicales es una prueba tangible del calentamiento global que empezó en el siglo XX y que se ha venido incrementando en el siglo actual (Kaser 1999).

La hipótesis de que el glaciar del volcán Citlaltépetl ha disminuido se basa en la comparación a simple vista de una serie de fotos del año 1980 con las tomadas durante los años 1990 y 2000.

Los glaciares mexicanos tienen particular importancia por ser los únicos situados a nivel mundial en la latitud 19° Norte.

En este trabajo se determinó la estructura geomorfológica del volcán y se calculó el área y el perímetro del glaciar. Se utilizaron seis fotografías aéreas y una fotografía ortogonal, y se digitalizó la zona de estudio a través de una representación de coordenadas UTM obtenidas de una carta topográfica, se creó una base de datos para interpolar y extrapolar. Además, a través de estereoscopia se identificó la topografía de la zona de estudio.

Desarrollo

Se realizaron varias prospecciones del lugar para identificar las zonas de estudio geomorfológico, características del clima (régimen de vientos), definición cartográfica de la zona y obtención de sus coordenadas geográficas.

Para obtener las características geomorfológicas del volcán Citlaltépetl se realizó un estudio fotogramétrico y de fotointerpretación.

El estudio se realizó en tres etapas:

1. Reconocimiento e identificación (foto lectura).
2. Análisis, clasificación y evaluación (foto análisis).
3. Deducción e inducción (foto interpretación).

Para poder llevar a cabo el estudio fotogramétrico se formaron pares con las fotografías aéreas y una ortofoto donde no sólo se representa la zona de estudio sino también los alrededores, esto se hace con el objetivo de tener mayor información de la región.

El traslape de las fotos se hizo con un estereoscopio, en el que la visión del relieve real se logra mediante la visión simultánea de los objetos desde dos ángulos

distintos, que corresponden a cada ojo y a su coordinación mental. La doble visión permite apreciar distancias, espesores, profundidades, etc., es decir, todas las magnitudes tridimensionales.

Las fotografías aéreas se orientan correctamente disponiéndolas en el mismo orden en que fueron tomadas y según el criterio adoptado para los mapas, con el Norte situado hacia arriba. Sin embargo, orientadas de este modo, la visión individual de una fotografía en el hemisferio Norte tiene el inconveniente de dar la sensación de que el relieve está invertido, lo cual se denomina *efecto pseudoscópico*. Para tener una impresión correcta del relieve y prescindiendo del hemisferio considerado, las fotografías se orientan de manera que las sombras se sitúan entre el observador y el objeto que las proyecta.

Al colocar el visor estereoscópico se visualiza la línea que une los centros de las lentes paralela a la dirección de vuelo.

El esparcimiento de las fotos se va cambiando conservando el paralelismo, hasta alcanzar un nítido modelo estereoscópico, donde se puede pasar de la simple vista en 2D a una panorámica en 3D en la que se puede observar con detalle los accidentes del terreno, los sinclinales y los anticlinales.

Es importante hacer una correcta manipulación de las fotografías aéreas. Cada fotografía aérea cuenta con marcas fijas que se encuentran en el recuadro, y en el centro de cada lado del mismo hay una muesca y una pequeña flecha que sirven para facilitar la localización del centro geométrico de la fotografía. El marco que rodea a la imagen tiene fotografías de instrumentos (nivel esférico, altímetro y reloj secundario) y la rotulación de la distancia focal de la cámara.

En la zona de estudio los cerros están entre barrancas, y por su altura, no es fácil determinar en la fotografía, si se trata de una barranca o son dos cerros juntos, así que la identificación se hace por la forma que tienen.

En las fotografías aéreas en blanco y negro es difícil identificar la hidrografía. Por lo tanto, para identificarla se hizo uso de las fotografías aéreas apoyadas en la carta topográfica.

Determinación del área y del perímetro del glaciar

Por medio de una ortofoto y utilizando el programa ArcView se determinó un sector superior caracterizado por la acumulación neta de nieve y hielo, y un sector inferior donde el clima es menos frío en el que predomina la ablación, es decir, la pérdida de masa por fusión y sublimación; con una temperatura media de verano de 0°.

Cuando el clima se torna más frío y/o aumenta la precipitación en forma de nieve, la zona de acumulación se expande ladera abajo. Cuando la temperatura regional aumenta y/o disminuye la precipitación sólida, la línea de equilibrio asciende en altitud y el frente del glaciar se desplaza hacia cotas cada vez más altas, lo cual se denomina retroceso glaciar (Figura 1).



Figura 1. La línea de equilibrio asciende en altitud y el frente del glaciar se desplaza hacia cotas más altas. El color más claro indica la mayor altura del glaciar.

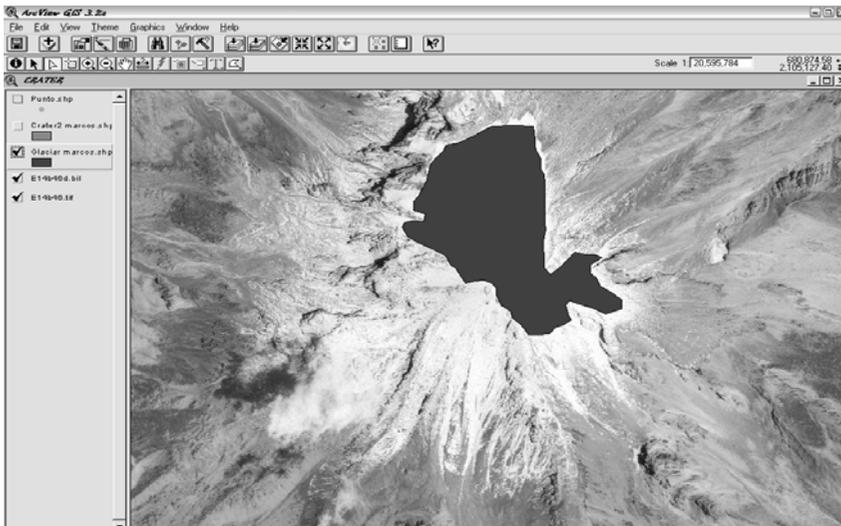


Figura 2. El área del cráter mide 0.1501 km².

El área y el perímetro del glaciar y del cráter se calcularon a través de una ortofoto y el programa ArcView. Se trazaron dos polígonos, uno para definir el glaciar y otro para definir el cráter; estos polígonos se colocaron sobre la ortofoto para verificar el tamaño. El programa ArcView, a través de los polígonos respectivos, calculó el área y el perímetro de cada uno de ellos (Figura 2). Se hizo el trazo de una serie de polígonos en la ortofoto y se procesó esta información en el programa ArcView, siendo la precisión en el promedio de los resultados del 98% (Figura 3).

Estudio Geomorfológico por medio de estereoscopia

El área de estudio está representada en la fotografía a una escala de 1:75000 que corresponde a 150,075 km².

Es un volcán de tipo cinerítico y formación poligenética. La constitución del edificio volcánico o cono geológico es de tipo andesita, augita y obsidiana.

En las faldas del volcán hay roca caliza, basalto y arenisca de grano grueso. Se determinaron cinco fallas (barrancas) importantes (Figura 4).

Se calcularon las dimensiones del cráter cuya forma es elíptica, siendo la longitud del eje mayor de 478 m, la del menor 400 m y una profundidad de 300 m; el cono tiene una forma simétrica con pendientes pronunciadas que alcanzan los 40°. Existen escasas señales de actividad moderna como exhalaciones débiles de SO₂ y depósitos de azufre en las paredes del cráter por lo que se considera como un volcán activo en estado de quietud. La colada de lava se encuentra perfectamente definida (Figura 5).

El perfil de la colada se calculó con distanciómetros y se comparó con fotos ortogonales, cuya longitud es de 3 km y una altura de 25 m; el relieve geológico presenta formaciones de anticlinales y sinclinales (Figura 6).

El suelo está formado por arenisca de grano grueso y rocas ígneas extrusivas, principalmente lapilli, andesita y basaltos.

Para determinar las estructuras geológicas se utilizó una ortofoto y una carta topográfica digital del Citlaltépetl; se analizó la información digital de datos hidrográficos, hidrológicos y edafológicos y se observaron grandes estructuras que fueron formadas por emisiones alternadas de productos piroclásticos y derrames lávicos. Se localizan rasgos fisurales y numerosos conos desarrollados en sus laderas (Figura 7).

Además, para estimar el área del glaciar, se compararon imágenes de hace 28 años contra imágenes actuales, y se observó que presenta una reducción del 50%. Se determinó que el glaciar en época de nevadas llega a tener 9 km² (Figura 8).

Hidrología

En esta zona se originan las cuencas de Jamapa, Papaloapan y Oriental, numerosas corrientes descienden del deshielo del volcán hasta Ciudad Serdán, Tehuacán, Orizaba, Córdoba y Boca del Río.

Es importante la localización de los cauces, ya que al existir un deshielo debido a una actividad volcánica o por causas del calentamiento global, el agua se encausaría hacia los canales antes mencionados. La pendiente calculada en promedio es de 40 grados, por lo que un lahar descendería rápidamente (Figura 9).

El análisis fotogramétrico permitió zonificar las siguientes características (Figura 10). Del lado sureste la zonificación determinó lo señalado en la Figura 11.

Resultados

El aumento de la temperatura parece ser la causa dominante, aunque no la única, del retroceso del glaciar en el volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba. No hay duda de que el glaciar continuará contrayéndose en un escenario de calentamiento global, aún cuando la precipitación también aumentase localmente.

Además se encontró magnetita del último periodo eruptivo importante (1867) cerca de una roca madre, cuya línea de dirección corresponde a las fallas encontradas en dirección Norte-Sur.

Los cambios observados en la estructura volcánica y del glaciar se relacionan con la actividad magmática y los constantes cambios térmicos y eólicos ocasionados por el cambio climático en los últimos 20 años, lo que ha dado lugar a la topografía existente en la zona.

A través de un estudio fotogramétrico se calcularon las deformaciones o alteraciones micrométricas en la constitución geológica del volcán. Se verificó la escala y se marcó un punto inicial en un punto arbitrario de la ortofoto, que coincidió con la carta topográfica digital. Esto permitió comprobar que la información obtenida del estudio es correcta.

El procesamiento de los datos se hizo con los programas SURFER y ArcView, lo que permitió crear modelos de la topografía de la zona de estudio en 2D y 3D, y manipular de forma más dinámica la carta topográfica digital.

Utilizando el ArcView se procesó la ortofoto para obtener el perímetro y área del cráter y del glaciar; primero se procedió a ejecutar la vista de la carta topográfica desde el programa SURFER, para obtener las coordenadas que sirvieron para delimitar el área de estudio. Las coordenadas forman una base de datos que servirá como referencia para estudios posteriores.

El modelo se formó con 826 coordenadas geodésicas como se observa en la Figura 12.

Se empalmaron los datos importando la carta topográfica del SURFER al ArcView, para verificar que coincidieran. La ortofoto se abrió en el ArcView, haciendo que quedara delante de la carta topográfica a una misma escala (Figura 13).

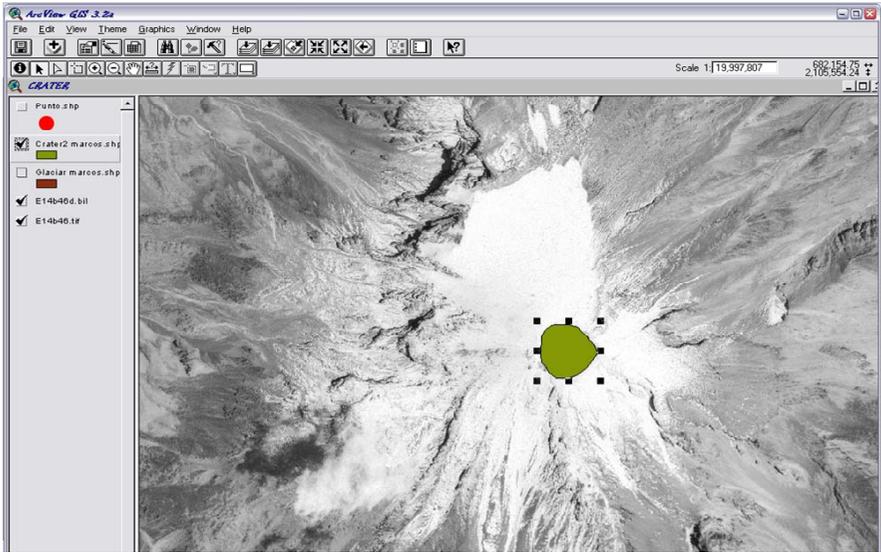


Figura 3. El resultado del programa al terminar el trazo del polígono indica que el perímetro es de 0.3003 km y el área de 0.6004 km².

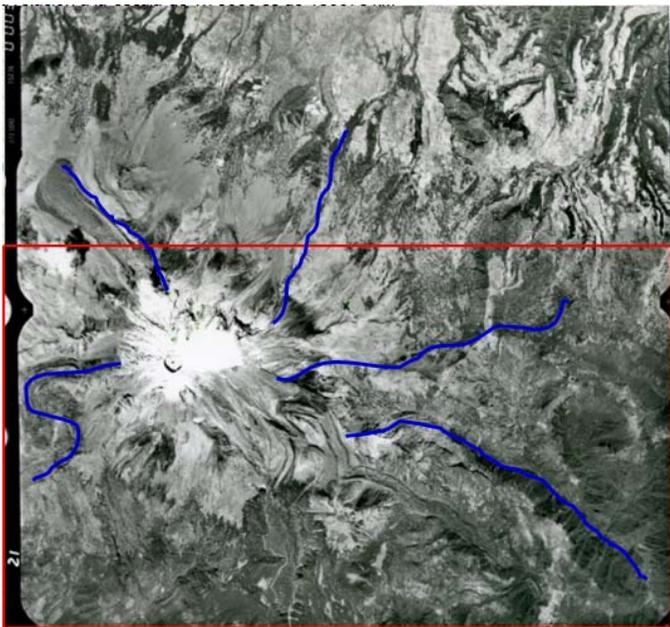


Figura 4. Localización por estereoscopia de cinco barrancas con longitud promedio de 15 km.

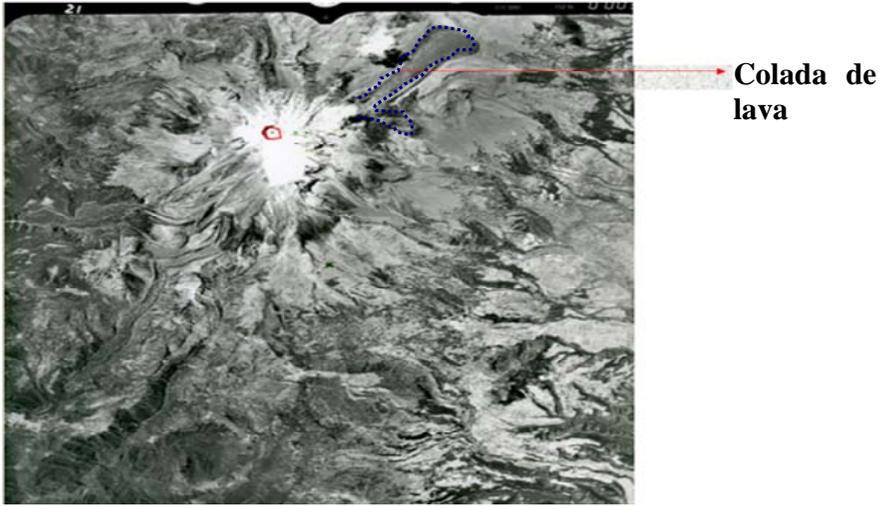


Figura 5. El cráter (color rojo) y la colada de lava (línea punteada) se señalan.

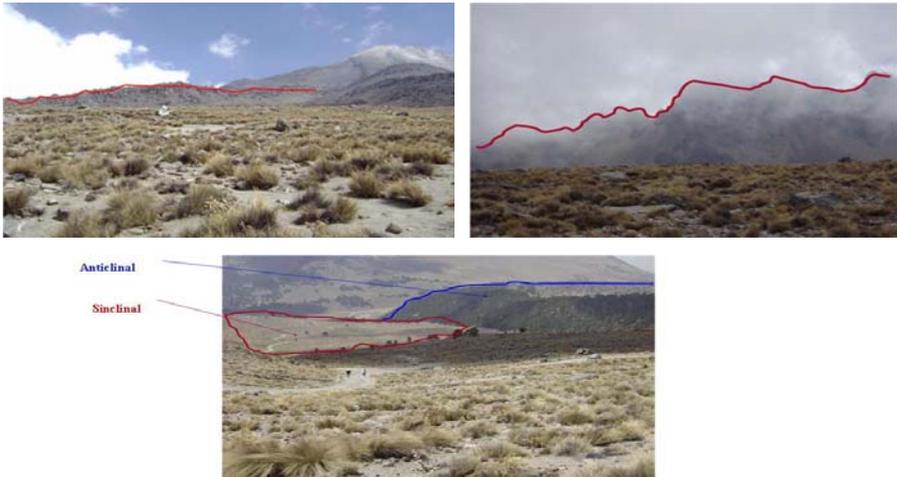


Figura 6. La geodinámica de la zona ha formado pliegues anticlinales en el perfil del lado Oeste de la colada de lava, con una longitud de 3 km y una altura de 25 m.

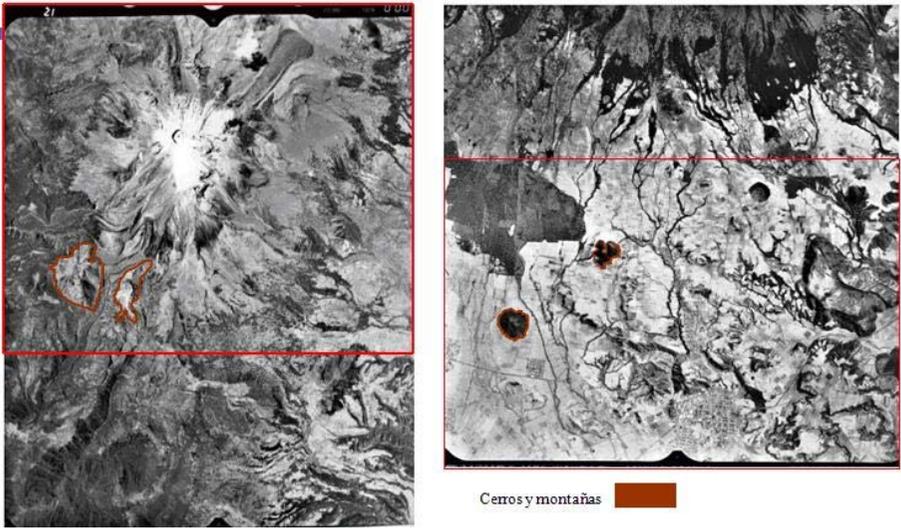


Figura 7. Identificación de estructuras geológicas de la zona de estudio volcánica.

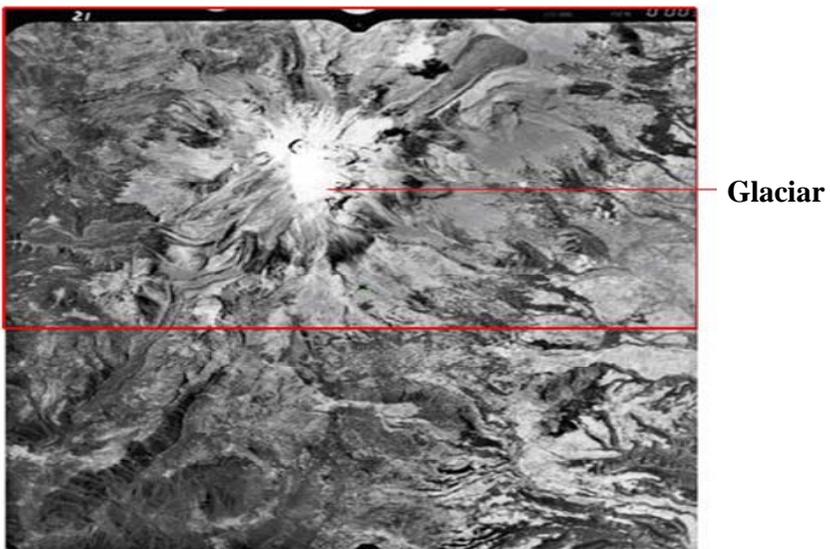


Figura 8. Área del glaciar del volcán.

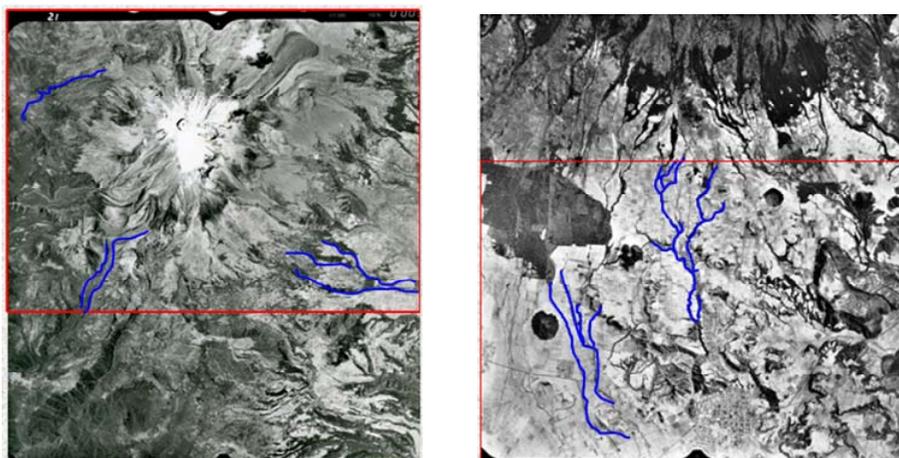


Figura 9. En color azul se señalan los cauces más importantes, cuya longitud y altura promedio es de 15 km y 20 m respectivamente.

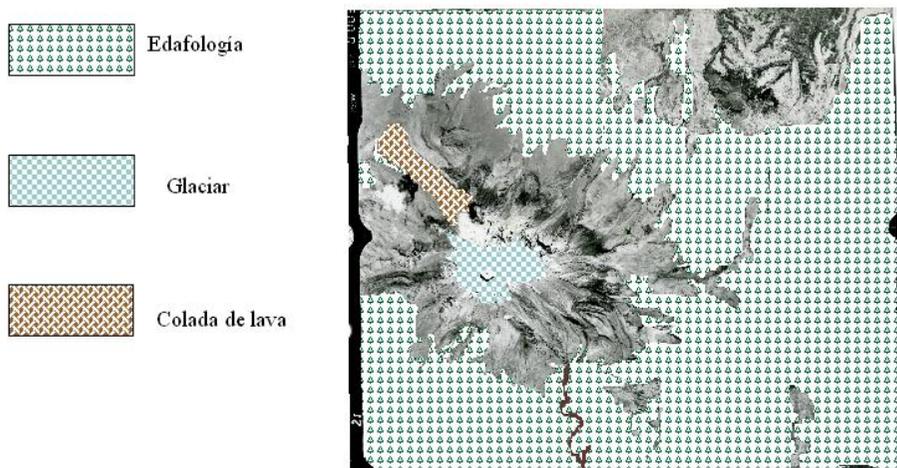


Figura 10. Zonificación obtenido del análisis fotogramétrico.

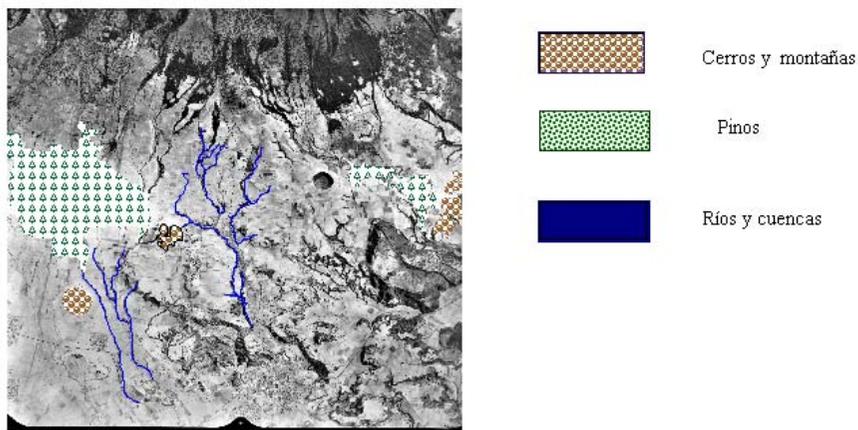


Figura 11. Zonificación obtenido del análisis fotogramétrico.

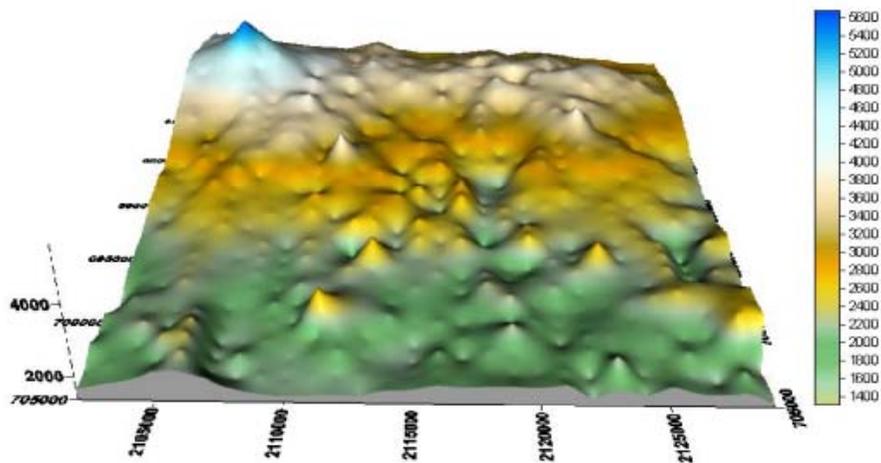


Figura 12. Digitalización del volcán.

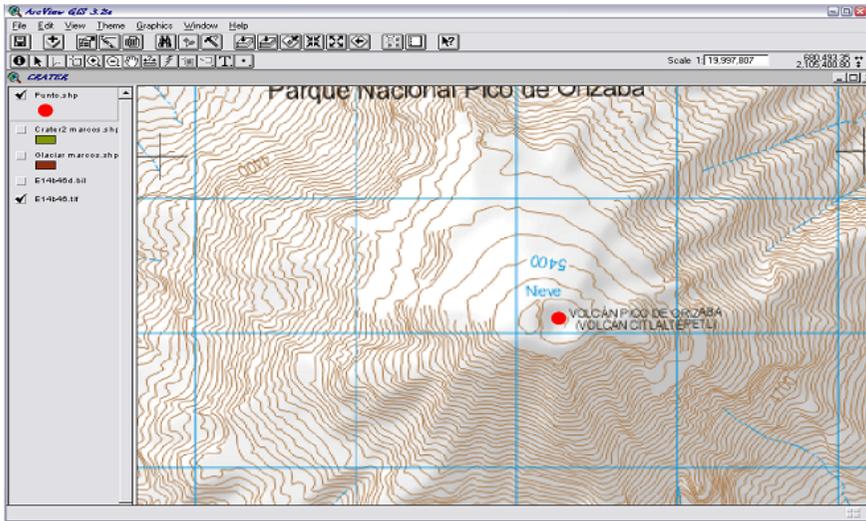


Figura 13. Empalme de la ortofoto con el sistema digital utilizando Arcview.

Con el apoyo del Instituto Tecnológico de Ciudad Serdán, se instaló una cámara tipo VIVOTEK que monitorea al volcán las 24 horas del día (para ver la imagen en tiempo real del volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba consultar la página: <http://www.buap.mx/investigacion/tierra>).

Integrantes del monitoreo

Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (BUAP)

Rogelio Ramos-Aguilar (Facultad de Ingeniería), Patricia Máximo Romero (FI), Yahilyre Flores Rodríguez (FI), Yoloxochitl de Jesús González Castelán (FI), Beatriz Adriana Montiel Peralta (FI), Daniel Ávila Jacobo (FI), Leonardo Cumplido Pantle (FI), José Isaac Perea Arias (FCFM), Arturo Rodríguez Marcos (FI).

Secretaría de Gobernación (SEGOB)

Miguel Ángel Martínez Pérez (Director General de Protección Civil), Ramón Peña Merche (Director de Plan Operativo Popocatepetl), Alejandro Rivera Domínguez (Estación Terrena de Satélites).

Referencias

- Dóniz, J., 2002. *El volcanismo basáltico de la dorsal de Pedro Gil en Tenerife*, Universidad La Laguna, España, pp. 101-114.
- Godman, P., 2001. *Principles of Geographical Information Systems For Land Resources*, Springer, USA.
- Huerta, A., Ramos, R., 2003. *Ciencias Atmosféricas*, UTP, México, pp. 122-132.
- Juárez, A., Gay, C. Flores, Y., 2005. *Impact of the Popocatepetl's volcanic activity on the air quality of Puebla City*, México, Atmósfera, pp. 57-69.
- Leick, A., 2004. *GPS satellite surveying*, USA, pp. 413-424.
- Ramos, R. *et al.*, 2005. “Aplicación de imágenes satelitales para determinar el clima y la radiación solar en el estado de Puebla y la geohidrología de su zona norte”, *Ciencia Ergo Sum*, México.
- Ternryd, C., 1985. *Topografía y fotogrametría en la práctica moderna*, CECSA, México.
- Schenk, T., 2002. *Fotogrametría digital*, ICC, España.
[http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/epoca04/5703/\(6\)Macias.pdf](http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/epoca04/5703/(6)Macias.pdf)
[http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/epoca04/5703/\(3\)Nieto.pdf](http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/epoca04/5703/(3)Nieto.pdf)
<http://www.leon.gob.mx/seguridad/proteccion/archivos/biblioteca/geologicos/volcanes.pdf>
<http://www.um.es/dp-geografia/papeles/n35/07%20Doniz%20101-114.pdf>
<http://www.crid.or.cr/digitalizacion/pdf/spa/doc16159/doc16159-2c.pdf>
- Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 2005. Tomo LVII, núm. 3, pp. 379-424, “Geología e historia eruptiva de los grandes volcanes activos de México”, José Luis Macías.
- Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 2005. Tomo LVII, núm. 3, 285-318, “La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica”, Ángel Francisco Nieto-Samaniego, Susana Alicia Alainz-Álvarez, Antoni Camprubí Cano.

Identification of Magnetic Anomalies Caused by Cultural Features

Marta Orta*

Resumen

La Geofísica de Superficie ha encontrado considerables aplicaciones en los últimos años, extendiendo sus estudios hacia trabajos de ingeniería, arqueología, hidrología, e incluso, ayudando al diseño de otros levantamientos geofísicos que, por su complejidad, pudieran ser mas costosos si no se contara con una herramienta para discriminar elementos culturales que pudieran interferir en el buen desenvolvimiento del estudio ó, en el peor de los casos, producir daños sobre obras de ingeniería creadas con anterioridad. Tal situación se manifiesta en las explosiones sísmicas en terrenos que posean ductos soterrados de cualquier naturaleza (acueductos, gasoductos, líneas eléctricas, etc.).

Generalmente este tipo de estudio se ha venido realizando con métodos electromagnéticos. Sin embargo, la introducción de nuevas técnicas tanto en la fabricación de equipos geofísicos y sistemas de levantamiento como en el desarrollo de nuevos algoritmos para el procesamiento de datos, han demostrado la ventaja de utilizar levantamientos de Gradiente Magnético para este objetivo, siendo cuatro veces menos costoso que los levantamientos Electromagnéticos.

El presente trabajo muestra el procedimiento utilizado para la detección de anomalías culturales a partir de un Levantamiento Aeromagnético de Gradiente Vertical de alta precisión.

Palabras Claves: *Geofísica de superficie, Levantamientos de Gradiente Magnético, Gradiente Vertical, Anomalías Culturales, Levantamientos Aeroeofísicos.*

* 144 Cormorant Crescent Vaughan, Ontario Canada, L4H 2K4, e-mail: marta@ortatech.com

Abstract

Near-surface Geophysics has recently found considerable applications, including engineering, archeology, hydrology, environmental and other more complex geophysical surveys. The fact of having a powerful tool to accurately locate and remove cultural elements, which could interfere the results or even attempt previous engineering work such as seismic explosions over terrain with underground pipelines of any nature (water, gas, power-line, etc.), represents a cost saving, enhanced safety and higher quality of the application.

This type of study has been generally performed using electromagnetic methods. However, the introduction of new techniques both in geophysical instrumentation and survey systems, as well as new algorithms development for data processing, prove the use of Magnetic Gradient surveys to achieve this objective, been four times less expensive than electromagnetic surveys.

The purpose of this paper is to present a new procedure of detection of cultural anomalies using a high-resolution Airborne Vertical Gradient survey.

Keywords: Near-surface geophysics, Magnetic Gradient survey, Vertical gradient, Cultural anomalies, Airborne geophysical survey.

Introduction

Airborne Magnetic Vertical Gradient surveys have always been taking an important roll both in Oil & Gas and Mineral Exploration, showing a superior mapping and exploration tool. Recently, Near-surface Geophysics is using the gradient measurement to address its applications.

The gradient measurement automatically removes the regional gradient of the earth's magnetic field and diurnal variations from the data, therefore, the resolution of the local near-surface components is increased. Anomalies produced by near-surface features are emphasized with respect to those resulting from more deeply buried rock formations.

“These may include large metal buildings, pipelines and oil well casings, for example. When the survey relies on detecting and interpreting low order (e.g., 1nT) signatures, due to supra-basement or basement structures, then these cultural features may seriously distort such signatures, and create an erroneous interpretation” (Seigel and McConnell, 1998).

The purpose of this paper is to identify the nature of these features. It will provide a useful tool for a quality interpretation of the resulting data.

Theory

Previous studies related to body magnetic behaviors and acquisition techniques of the measured gradient have already demonstrated the accurate response of the measured gradient by showing the magnetization changes of near-surface bodies. See Hood, 1989 for more details.

The following relation is established to identify the presence of pipes, well heads and other cultural interference in the acquisition process of the measured gradient data.

Given a selected anomaly:

$$FACTOR = RALT * \left(\frac{\delta\Delta T}{\delta\Delta Z} \right)_{max-min} / (\Delta T)_{max-min} \tag{1}$$

Where:

RALT : Flight height

$\frac{\delta\Delta T}{\delta\Delta Z}$: Measured Gradient amplitude

ΔT : Total Field amplitude

FACTOR varies from 1 to 3 depending on the source that is producing the anomaly. The following assumptions are valid.

A **Pipeline**, which is considered a body horizontally extended, mostly produces a magnetic effect represented by a dipole at the position where it is crossed, such as:

$$T \propto 1/R \tag{2}$$

Where:

R: Distance between the point of measurement and the target.

Thereby, FACTOR = 1 identifies the presence of a pipeline.

The strength and character of the signature of a pipeline can change along the length of the pipeline and is dependent upon the direction and level of cathodic protection applied.

The magnetic effect of a long (vertical) string of an oil **well casing** may be represented by a single pole at the top end of the casing, expressed as:

$$T \propto 1/R^2 \quad (3)$$

Thereby, FACTOR = 2 identifies the presence of a well casing.

A “bulls-eye” type circular anomaly is observed if the survey line is flown over the top of the well head.

Other metal sources with limited dimensions, called as **body**, could represent whether another cultural component or a geological body. It produces a magnetic effect expressed as:

$$T \propto 1/R^3 \quad (4)$$

Thereby, FACTOR = 3 identifies the presence of such bodies.

The following legend is used to graphically represent the mentioned FACTOR through this paper.

■	Pipeline	(FACTOR = 1)
●	Well Head	(FACTOR = 2)
▲	Body	(FACTOR = 3)

Data Acquisition

Data used in this paper was acquired from the High-Resolution Fixed-wing Magnetic Vertical Gradient survey carried out by Scintrex Limited in North Dakota on March 1996. See Figure 1.



Figure 1. Scintrex high, sensitivity magnetic vertical gradient system.

Survey specifications:

Mean terrain clearance:	90 m above ground level (300 feet AGL)
Traverse line spacing:	250 m (820 feet)
Control line spacing:	7800 m (25,590 feet)
Traverse line direction:	N55°E

The acquisition system has two (2) high-resolution magnetic sensors vertically separated and rigidly installed in an airfoil, commonly called “stinger”, attached to the tail of the aircraft.

Type:	Two (2) Scintrex CS-2 cesium magnetometer sensors.
Vertical separation:	2.22 m
Sensitivity:	0.001 nT (1 pT)
Sample interval:	10 readings / second.

Real-time compensation software Scintrex MEP-2110 is utilized to reduce noise of various magnetic elements, at 0.001 nT resolution, 10 times per second.

GPS controlled NovAtel real-time navigation system is utilized to provide accurate positional information. Including 12 channel receivers installed in the aircraft and base station, this system is capable of providing accuracy of ± 5 meters. Flight lines are monitored, video recorded and differentially corrected afterward.

Radar altimeter with 15 cm resolution and sample interval of 10 readings per second is utilized to register and control flight altitude.

Calibration tests and compensation flights were performed according to survey requirements.

For a more adequate spatial resolution, in order to detect a magnetic source in an airborne vertical magnetic gradient survey, it should be flown at line spacing equal to the distance between the sensor and the top of the magnetic source (Reid, 1980). Unfortunately, the optimal parameters were not used during this test survey. Hence, to avoid the risk of aliasing, only cultural features intersected by the survey line or located ± 45 meters on each side of the survey line, will be detected.

Data Processing

Geosoft OASIS-Montaj is the data processing system employed together with Scintrex proprietary software developed for the applications of new processing techniques, as the case of this paper.

A procedure applied to the geophysical channels involved in the calculation of the FACTOR is presented as follows.

Total Field

Data quality check was accomplished by computing the fourth difference. This technique permits tracking the performance of the magnetometer sensors as well as the noise levels.

As the purpose of this paper is to identify small anomalies even in the order of less than 1nT, it is important not to apply any filter to the raw magnetic data. Manual editing was limited to the occasional elimination of single reading spikes. Gaps created by the elimination of these spikes were filled using an Akima spline interpolation procedure.

A lag correction is applied to account for physical delays (distance between sensors and GPS antenna) and electronic delays (time taken to record the value in the data acquisition system). A value of 0.8 seconds was used. A heading correction is applied to remove DC offsets in the magnetometer data due to aircraft orientation.

Data taken from the lower sensor is utilized to compute the total field amplitude.

Measured Vertical Gradient

As previously mentioned, an advantage of measuring the vertical gradient is the ability to automatically remove the regional gradient of the earth’s magnetic field and diurnal variations from the data. However, one of the most impressive advantages of the vertical gradient technique compared to total field measurements is its ability to separate the anomalies produced by two adjacent causative bodies due to the fact that vertical gradient anomalies are narrower than their associated total field anomalies. As shown in Figure 2.

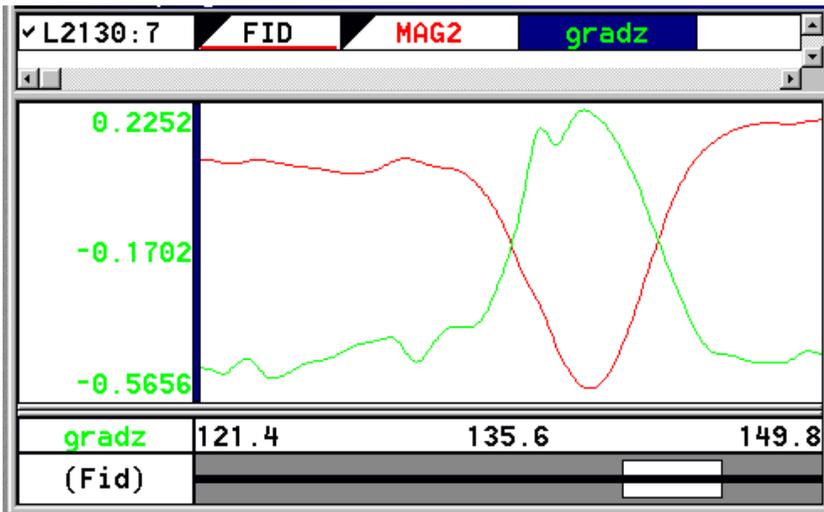


Figure 2. Measured Vertical Gradient (green) showing anomalies narrower than the total field (red) allowing the separation of anomalies produced by two adjacent causative bodies.

Measured Vertical Gradient data (GradZ) depend on the parameters and configuration of the sensors in the aircraft. Using the raw compensated magnetic data, GradZ is obtained by subtracting the lower sensor readings from the upper sensor readings and dividing it by the sensor separation (2.2 meters).

$$\text{GradZ} = (\text{Total Field}_{\text{lower sensor}} - \text{Total Field}_{\text{upper sensor}}) / \text{sensor separation} \tag{5}$$

Ex: 2.22 m

A lag correction of 0.8 seconds is then applied. A band-pass filter is then applied. A certain amount of care must be exercised when preparing a gradient filter because significant resolution will be lost if the filter is too severe. Depending on the aircraft speed of 70 m/sec and the survey altitude of 91.4 m, a short wavelength cutoff value of 1 fiducial and a long wavelength cutoff value of 512 fiducials were respectively applied.

Radar Altimeter

Radar altimeter data should have no spikes produced by any equipment failure or interference. A non-linear filter is applied if it is necessary. In order to avoid removing any real information, a 1.5 second-fiducial filter width with 5% of tolerance is recommended. As radar altimeter data is recorded in feet, if the sensor separation is in meters, the radar altimeter should also be converted into meters.

Analytic Signal

The Analytic Signal will guide the process in recognizing anomalies which will be automatically picked by showing the appropriate Zero Level and the shape of the magnetic field data. It would be applied to the total magnetic field data previously discussed.

“For instance, the main advantage of using the maximum amplitude of the Analytic Signal to determine the location of the structural boundaries is that the result is independent of the earth’s magnetic field parameters and of the direction of source magnetization. Such an invariable characteristic is advantageous in magnetic interpretation, especially when the contribution from remanent and induced magnetizations can not be distinguished.” (Shu-Kun *et al.*, 1996).

$$|A(x,y)| = \sqrt{\left| \frac{dT}{dx} \right|^2 + \left(\frac{dT}{dy} \right)^2 + \left(\frac{dT}{dz} \right)^2} \tag{6}$$

Where,

- A(x,y): represents the amplitude of the analytic signal at (x,y)
- T: is the observed magnetic field at (x,y)
- dT/dx: represents the horizontal longitudinal gradient, along the survey line
- dT/dy: represents the horizontal transverse gradient
- dT/dz: represents the vertical gradient

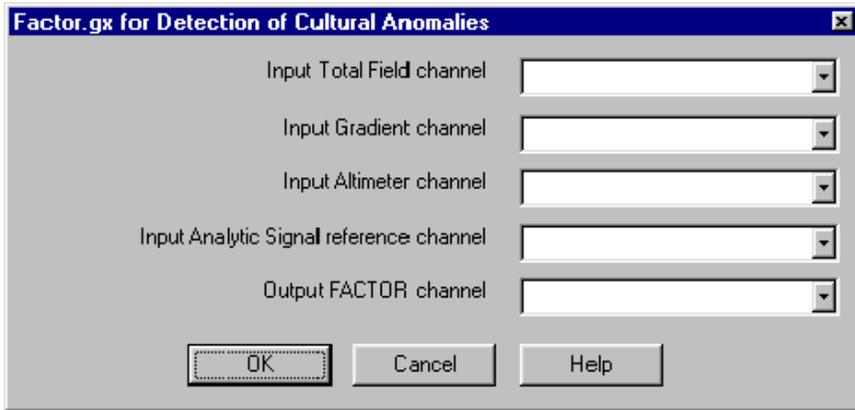


Figure 3. Factor.gx runs in Geosoft Oasis/Montaj.

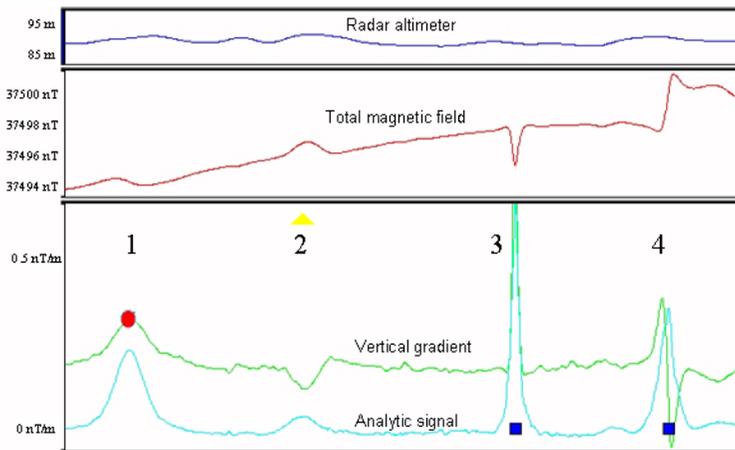


Figure 4. Multi-parameter graphic profiles showing a correlation between the Analytic Signal (cyan) and the Measured Vertical Gradient (green, in the lower panel), the Magnetic Field (red, in the middle panel), the Radar Altimeter (blue, in the upper panel) and the cultural anomalies detected by FACTOR (see legend).

The Analytic Signal can be calculated applying the formula directly into a data-base. In such case dT/dz will be substituted by the measured vertical gradient data, channel GradZ. Taken into account the advantage of measuring the vertical gradient, mentioned above, this solution represents a better approach to the algorithm. The Horizontal gradients dT/dx and dT/dy could be then calculated using the convolution filter FILTER.GX.

A low-pass filter is recommended to apply over the calculated analytic signal, in order to avoid picking the same point in the selection process.

Software Overview

The software, developed by Scintrex Limited, was written as a Geosoft eXecu-table function (GX) to run under Oasis/Montaj. FACTOR.GX applies the formula described as (1), assigning values of 1, 2 and 3 as it identifies and classifies the magnetic sources. Figure 3 shows the interface of FACTOR.GX.

FACTOR values are calculated as a function of the measured vertical gradient, the total magnetic field and the sensor height. The ability of the Analytic Signal of showing the center of the body in its maximum amplitude is used to identify the potential target and classify its source.

Profile views are generated showing the location of the classified sources relative to the flight lines. Figure 4 shows a sample of the procedure mentioned above.

Figure 4 shows multi-parameter graphic profiles taken from one of the flight line of the High-Resolution Fixed-wing Magnetic Vertical Gradient survey previously described. Note the aircraft performance by maintaining a flight altitude of 90 ± 2 meters. The Total Magnetic field exposes variations from detected cultural components. The measured Vertical Gradient confirms its accuracy by enhancing the effect of shallow micro-magnetic anomalies produced by the mentioned components. Note how the Analytic Signal is mapping the center of each component in its maximum amplitude.

The procedure described in this paper detected several cultural components such as the well head mentioned as 1, an unknown body mentioned as 2, and two pipelines as 3 and 4. As noted from the profile shape, pipelines behave different. It could be due to several causes, including the direction that the survey line is intersecting the pipeline, the material used in the construction of the pipeline, the presence of cathodic protection, and the contribution from other magnetic sources in the immediate area of the pipeline, among other causes.

Conclusions

- Direct delineation of Pipelines, oil Well casing and other cultural interference achieved in the data acquisition process. The discrimination of anomalies due to natural or artificial sources is enhanced by plotting these results in profile form.

- The Measured Vertical Gradient technique has the advantage of separating the anomalies due to two adjacent causative bodies as of compared to total field measurements. This advantage provides better aid in the support of geological mapping than the more conventional total field results.
- This technique is also recommended for Oil & Gas exploration due to its possibility of accurately defining near surface structures and detection of shallow micro-magnetic anomalies which are characteristic of hydrocarbon micro-seepages that overlie the petroleum deposits.
- The methodology introduced in this paper can be applied both for vertical gradient maps useful in areas where contact zones are near vertical, such as Precambrian meta-volcanic areas, and for horizontal component mapping useful in granitoid areas which often have shallow dipping contacts. This is because of the application of the Analytic Signal as mathematical element evaluated from the vertical and horizontal component derivatives.

The basics of the procedure presented in this paper have been successfully implemented in several configurations and acquisition systems to accommodate the needs of each project, such as Environmental, Seismic (McConnell *et al.*, 1999) and Geological Interpretation (Berger *et al.*, 1999).

Recommendations

According to the survey purpose, several sensor configurations can be implemented. Both the sensor mounting and the position of the sensors on the aircraft are important in achieving acceptable noise levels when collecting survey data.

For higher accuracy, a Three-dimensional triangular configuration of the sensors is recommended, allowing measurements from both vertical and horizontal gradients. Cylindrical features located along a flight line are significantly detected only by the horizontal gradient.

A Four-dimensional cross shape sensors configuration is also an option of measuring each gradient independently; with the inconvenience of increasing survey costs due the presence of a fourth sensor.

The use of a geodetic quality differential GPS positioning system is recommended to properly locate components (natural and/or cultural), allowing high quality results.

For more detailed mapping at the prospect level, the use of High-resolution Helicopter system is strongly recommended, allowing maneuvers over rugged mountain terrain while maintaining a constant flight altitude.

Acknowledgments

The authorization of Scintrex Limited, Surveys and Exploration Technology Division allowing Orta Technologies to show the data presented in this paper is greatly appreciated.

References

- Berger, Z., McConnell, T., Ryder-Turner, A., 1999, Three-dimensional gradient Magnetic Geologic applications, 69th Annual Meeting Society of Exploration Geophysicists, pp. 398-399.
- Hood, P., Teskey, D., 1989, Aeromagnetic gradiometer program of the Geological Survey of Canada, *Geophysics*, vol. 54, no. 8, August 1989, pp. 1012-1022.
- McConnell, T., Lo, B., Musser, J., Ryder-Turner, A., 1999, Enhanced 3D Seismic survey using a new airborne pipeline mapping system, 69th Annual Meeting Society of Exploration Geophysicists, pp. 516-519.
- Nabighian, M. N., 1984, Toward the three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations, *Geophysics*, 49, pp. 780-786.
- Reid, A. B., 1980, Aeromagnetic survey design, *Geophysics Short Note*, vol. 45, no. 5, pp. 973-976.
- Roest, W. E., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992, Magnetic Interpretation using the 3-D analytic signal, *Geophysics*, 57, pp. 116-125.
- Seigel, H., McConnell, T., 1998, The role of Vertical Magnetic Gradiometry in Hydrocarbon Exploration, in Gibson, R. I. and Millegan, P. S., Ed., *Geologic applications of gravity and magnetics: case histories*, *Exploration Geophysicists*, pp. 146-148.
- Shu-Kun Hsu, Sibuet, J., Chuen-Tien Shyu, 1996, High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: An enhanced analytic signal technique, *Geophysics*, vol. 61, no. 2, March-April, 1996, pp. 373-386.

Corrections of Archaeological Magnetic Anomalies of the El Caño Pre-Columbian Site, Panama

Alexis Mojica^{*,**}
Nicolas Florsch^{**}
Juan Morón^{***}

Resumen

Normalmente, los resultados de una prospección magnética se presentan bajo la forma de una imagen a escala de grises donde la tonalidad del gris es proporcional a la intensidad medida. Dicha imagen puede ser de gran utilidad en Arqueología ya que la misma podría revelar la presencia y/o ausencia de rasgos culturales enterrados a poca profundidad. No obstante, debido a diversos factores, las anomalías de interés pueden presentar cierto nivel de distorsión. Este trabajo presenta el resultado de las correcciones de los datos magnéticos obtenidos en un sitio arqueológico precolombino a través de procesos estadísticos y de compresión logarítmica. Con esto, fue posible atenuar los efectos de zig-zag y puntual.

Palabras clave: *Anomalías magnéticas, efecto zig-zag, efectos de borde.*

Abstract

Normally, the results of a magnetic prospection are presented under the form of an image on a scale of gray colors where the tones of the gray color is proportional to the measured parameter. Such image can be a great help in Archeology because it could reveal the presence and/or absence of cultural features buried at few depth. However, due to diverse factors, the most important anomalies could show certain level of distortion. This work presents the result of the magnetic data corrections

* Laboratorio de Ingeniería Aplicada, Centro Experimental de Ingeniería, Universidad Tecnológica de Panamá, Apartado 0819-07289, Panamá, República de Panamá, e-mail: alexis.mojica@utp.ac.pa

** Unité Mixte de Recherche (UMR), 7619 Sisyphe, Université Pierre et Marie Curie, tour 56, couloir 56-46, 3ème étage case courrier 105, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, e-mail: florsch@ccr.jussieu.fr

*** Escuela de Física-Universidad de Panamá, Panamá, Rep. de Panamá, Estafeta Universitaria, 10761.

obtained at an archaeological pre-columbian site through statistical processes and logarithmic compression. Because of this, it was possible to reduce the zigzag and spike effects.

Keywords: *Magnetic anomalies, zigzag effect, spike effect, El Caño, caesium magnetometer.*

Introduction

In geophysical prospection applied to the archeology, the electrical and magnetic methods correspond to the ones applied (Dabas *et al.*, 1999; Tabbagh, 1992). However, the level of complexity in the magnetic prospection is higher than in the electrical one; this is the result of many factors such as the variation on the direction of the magnetic field and the temporary variation of it in all point of the space. This last type of variation is linked to the processes which give origin to the internal magnetic field; joined to this, we can find the periodical and no-periodical changes caused by external effects, and finally, the magnetic pulsations or variations of short period and small amplitude. Nevertheless, any method of observation of the magnetic field on the surface of the earth, will give values on not only information about the internal and external magnetic field but also about the most superficial layer of the earth's crust. For this reason, for getting information corresponding to the structures buried at a low depth, it is necessary to consider the temporary type corrections.

In magnetic prospection applied to the archeology, the problem turns more complex because for obtaining detailed information of the buried structures, it is necessary to handle our problem at a local level and not at a regional one. Besides, this involves the use of very sensitive devices with the capacity to measure small variations of the total magnetic field on the surface of the earth. It is true that during a work of magnetic prospection, the prospector is subjected to eventual errors of measurement, position or the system; this suggests the development of techniques which can reduce such errors and thus, to improve the visibility of the answers coming from the archaeological structures in relation to another type of answer of the subsoil: pedology, hydrology, farming activities and handling of soils (Tabbagh, 2000).

Level of complexity of the archaeological features

The soils are composed of a mixture of particles of rock which possesses certain physical properties in common with the original substances, but due to changes caused by the time, the plants, and the man, some of these properties tend to vary (Scollar *et al.*, 1990).

The rests of cultural materials are the ones that because of their characteristics, survive in the time, in an indefinite form, even many centuries after their manufacturers have disappeared. There is a great diversity of cultural features of organic type (tissue or skin, bones, and wood) that disappear without leaving any trace. Also, there are others of inorganic type (certain type of rocks and the ceramic) which are inalterable, for example, the ceramic after its modeling and firing, experiments a physical-chemical type alteration that is irreversible and possesses important conditions of perdurability (Sánchez, 1988).

From the physical point of view, in these cultural features (volcanic or metamorphic rocks) the elemental particles which form them (electrons) experiment movements of orbital type around the atomic nucleus, this generates electric currents in the material, being at the same time the cause of a certain level of magnetism in such substance. This physical effect can be evaluated through a parameter known as magnetic moment \mathbf{M} ; it is as if these elemental particles corresponded to small magnets capable of orienting themselves in a given direction if the material is submerged in an external magnetic field \mathbf{H} . If an archaeological feature or structure is subjected to a non-intense external magnetic field, then $\mathbf{M} \sim \mathbf{H}$; thus, $\mathbf{M} = k \mathbf{H}$, where k is known with the name of magnetic susceptibility and such parameter is crucial in the study of the magnetic properties of the matter, over all, in magnetic prospection. The magnetic response of an archaeological feature, rock or mineral is determined by the content and the susceptibilities of the magnetic materials that form them and it will reveal variations in function of the latitude of the prospection (Dabas *et al.*, 1988).

When certain rocks and soils (the case of the ceramics) are subjected to high temperatures, the small magnets before mentioned, tend to line up with the terrestrial magnetic field. After the phase of cooling, such materials reflect a form of fossilization of the magnetism or magnetic field during a process of firing, increasing the value of the magnetic susceptibility. This process is known as thermoremanent magnetization, and it is characterized because of its stability in the time. This type of materials that is linked to this kind of magnetization is known as ferromagnetic substances (Dabas, 1989). Summarizing, the enrichment in ferromagnetic minerals like the magnetite and the maghemite in the archaeological structures is due to the use of the fire and the action of a magnetotactic bacteria in the organic residuals.

Taking into consideration what we have mentioned before, the study and analysis of the sub-soil magnetism through the measurement of the intensity (amplitude) of its magnetic field, it can give information in relation to the presence and/or absence of buried archaeological material.

Apart from it, there is evidence of a great magnetic contrast between the sediments of the canals and the non-disturbed soil. In other latitudes, the works of

(Fassbinder *et al.*, 2005) have confirmed the existence of canal systems in a Babylonian city from approximately 4000 BC and also the geophysical investigations made in zones of Neolithic occupation (North of Europe) have revealed the existence of graves around the constructions proper of that epoch.

The levels of occupational organization of the pre-columbian cultural zones in Panama differs from those which were developed in other latitudes, as for example, the Mesoamerican or Inca. In Panama isthmus the archaeological prospections have given signals referring to rocky shelters and zones where were held some ceremonial activities which got together a great part of the Caciques (Indian chiefs) and their towns living in the neighborhood. Most of the material used for the construction of houses were perishable substances, however, in some sites were identified stone columns, burials, garbage dumps, roadways, and certain parapets and walls that can't be compared in dimension with those developed by the civilizations before mentioned.

What is generally common in these sites is the existence of ceramic rests or bowls which are a clear evidence of an environment occupied by the man in the past; such features are found scattered almost homogenously in a whole site under the humus until no more than 30 cm.

Treatment and display of archaeological magnetic data

The archaeological features are characterized by presenting certain type of complexity in the form and over all since a geometric perspective, which differs notably in relation to the geological prospection. In geophysical prospection applied to the Archaeology, the use of instruments of magnetic record of high resolution and automatic acquisition of data, lead to the development of diverse types of treatments aimed to correct some defects which are visible in the image obtained at the end of the work, such defects have been reported by (Scollar *et al.*, 1986; Scollar *et al.*, 1990; Eder-Hinterleitner *et al.*, 1996; Ciminale and Loddo, 2001; Chianese *et al.*, 2004).

Zigzag effect

One of the most common is the realization of measurements along parallel profiles and in a bidirectional mode (zigzag effect) and it means that the longitudes of the profiles are not always the same and as a result, the form of the main magnetic anomalies have a kind of distortion. It has been proposed the use of statistic algorithms which work on the even profiles and correlating these (in terms of positioning) with the odd ones.

Spike effect

This effect is closely related with the existence of precise anomalies product of errors of instrumental type or due to the presence of ferric objects scattered in an aleatory form on the surface of the soil (volcanic rocks or metals). From the instrumental point of view, the failure in one of the two sensors used in magnetic prospection can provoke extreme values (whether they be positive or negative) in the calculation of the magnetic, vertical gradient generating a distortion on the final image. This effect can be seen on the data of the magnetic vertical gradient from one of the recorded profiles with a caesium magnetometer on a pre-columbian archaeological site (Figure 1).

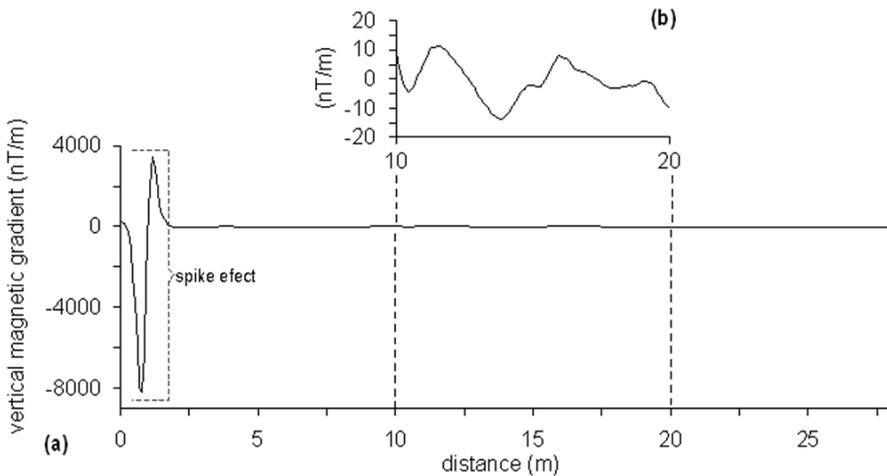


Figure 1. (a) Result of the Spike effect on the data of the vertical magnetic gradient along a profile of 28 m and (b) data of the same profile situated between the positions 10 and 20 m.

In the result of the picture 1 (a), the 89% of the data of the vertical magnetic gradient correspond to information of interest; however, only the 11% of the total of the magnetic data recorded at the beginning of this profile (0-3 m) and correspond to a great anomaly, contribute in a negative way in the detailed visualization of the information. This fact is observed in the picture 1 (b) where is only presented the magnetic data that exist between the 10 and 20 m along the same profile; it can be observed the clear difference between both representations. For this case, this anomaly is due to the effect of a basaltic column located on the surface of the site (spike effect). An algorithm of logarithmic compression can be used in order to attenuate such minimal or maximum values that distort the information, as the ones

from the figure 1 and that are not of interest for the archaeological prospection. We can say that:

$$f(x) = A \log(x/A + 1), \quad \text{for } x > 0$$

and

$$f(x) = -A \log(1 - x/A), \quad \text{for } x < 0$$

Where x corresponds to the values of the vertical magnetic gradient and A is a constant value between 2 and 20.

The case of the El Caño archaeological site

Instrument of magnetic prospection

The El Caño pre-columbian site, together with Sitio Conte and Cerro Cerrezuela are part of a ceremonial center that is characterized because of the presence of lines of columns, roadways, and terraces covered with stones. In order to detect some cultural features related to the pre-hispanic societies of that time, a magnetic prospection was developed at the El Caño archaeological site. It was used a caesium magnetometer type G-858 of Geometrics in mode gradiometer, with two sensors vertically disposed and separated in a distance of 1 m. This modality of prospection let to remove automatically the magnetic time variations (Bossuet *et al.*, 2001; Chianese *et al.*, 2004). The Figure 2 illustrates the disposition and functioning of the magnetic instrument along a profile.



Figure 2. Disposition of the caesium magnetometer in mode gradiometer and magnetic record along a profile.

The data were recorded in a bidirectional and continuing way along the diverse profiles and in a frequency of measurement of 5 records per second.

The Figure 3(a) shows a map of magnetic anomalies of one of the zones of interest (50 x 50 m). The grid was established for profiles of 50 m of longitude separated 1 m. The initial rank of values of the magnetic gradient (-50,36 and 67,01nT/m) was saturated to a rank between -15 and 15nT/m (figure 3(b)). In these maps it can be seen the two effects pointed previously: the rectangles 1 contain magnetic anomalies of interest completely distorted by the zigzag effect, while the rectangles 2 correspond to a precise and isolated anomalies, which are proper of the spike effect.

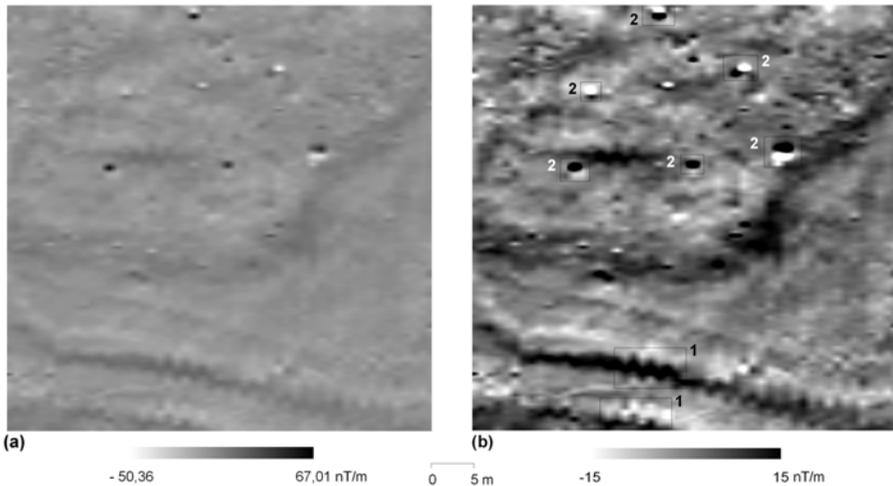


Figure 3. Magnetic map of the archaeological site El Caño for a rank of (a) -50,36 and 67,01 nT/m, and (b) -15 and 15 nT/m. The rectangles in (b) show the effects of zigzag and spikes.

Despite the distortions caused by the effects before mentioned in this image, is possible to identify some geometrics that could be related to cultural features proper of the pre-columbian societies established at the region.

Corrections of the magnetic anomalies

The sequence of the treatment of the magnetic data held in this work can be seen in the diagram of the Figure 4.

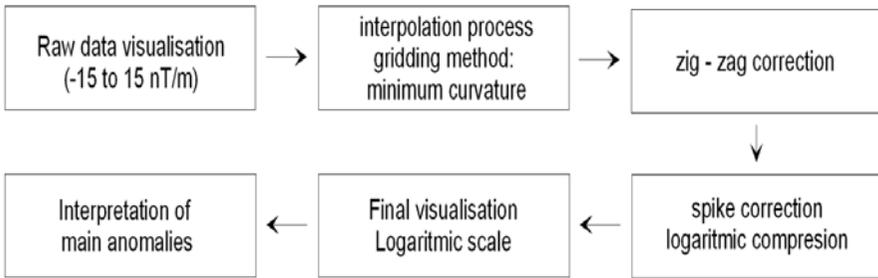


Figure 4. Diagram of sequence in the process of treatment of data.

The response of the application of the algorithms on the result of the Figure 3 for the correction of the zigzag and spike effect can be seen on the maps of the Figures 5(a) and 5(b), respectively.

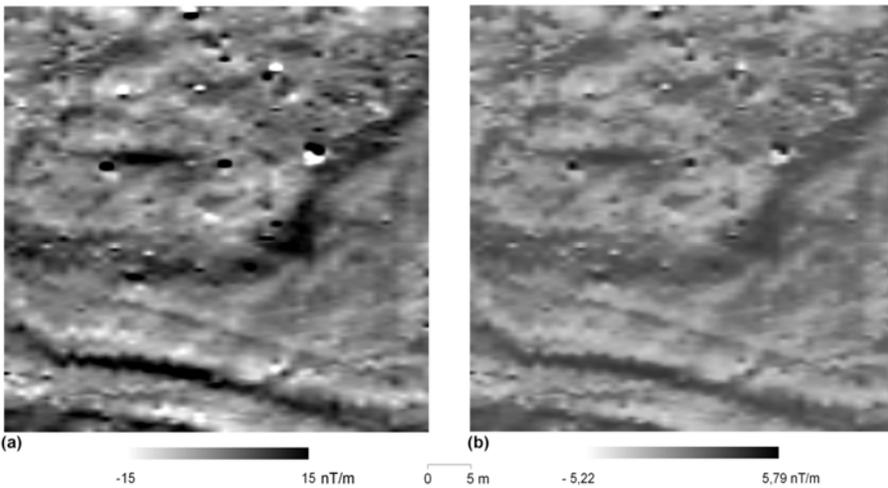


Figure 5. (a) Correction of the zigzag effect identified in the figure 3(b) and (b) correction of the spike effect observed in the figure 5(a).

As you can observe in the map of the Figure 5(a), the distortion of the anomalies in a form of broken lines that were identified in the rectangles of the Figure 3(b) have been attenuated (zigzag effect), while in a process of compression through a logarithm function was applied to the Map 5(a) getting the result of the Figure 5(b).

Finally, this last result can be presented in a logarithm scale through a map of contours; the result is presented in the Figure 6.



Figure 6. Final magnetic map obtained since the sequence of treatments described in this work.

With this map is possible to identify more clearly the anomalies related to possible archaeological features; the lining up located in the lower section of the map could be related to a kind of antique canal.

Conclusions

There are certain archaeological sites of pre-columbian type in the isthmus of Panama that present very particular characteristics, as for example, an architecture quasi-monumental (carved stones) and bowls that normally are found distributed on the whole zone of interest. However, many of these sites haven't escaped of the man intervention at present, for this reason is usual to find ferric materials on the surface or a very few depth (~ 5 cm). Due to their high magnetic content, these materials can be detected during a magnetic prospection, observing very strong and precise anomalies, and their magnetic contribution represents a problem at the time we visualize such anomalies which are of interest in archaeology; also, the volcanic rocks scattered in the soil can provoke similar results.

In the other hand, the problem of positioning along the defined profiles in bidirectional mode, can be a focus of distortion in the final image. The algorithms used in a sequential way on the data obtained in the archaeological site of pre-columbian type, have showed to be very useful in the restoration of the maps, offering to the archaeologist a new way of presenting the information.

Acknowledgements

We are very grateful to Centre Culturel de Coopération pour l'Amérique Centrale, and the Department of Applied Geophysics of the University of Paris 6 for facilitating the magnetic measurement equipment. To Louis Pastor, Richard Vanhoeserlande, Bernardo Fernández, Omayra Pérez and Luis Pérez for their support in this work. To the Team of the Coclé Archaeological Project (Julia Mayo, Carlos Mayo and Guillermina De Gracia) and to the members of the El Caño Museum for all the help given to us.

References

- Bossuet G., Camerlynck C., Brehonnet C. and Petit, C., 2001. Magnetic prospecting of diachronic structures (antiquity to First World War) on the site of the Sanctuary of Ribemont-sur-Ancre (Somme, France), *Archaeol. Prospect.*, 8, 67-77.
- Chianese D., D'Emilio M., Di Silva S., Lapenna V., Ragosta M. and Rizzo E., 2004. Magnetic mapping, ground penetrating radar surveys and magnetic susceptibility measurements for the study of the archaeological site of Serra di Vaglio (southern Italy). *Journal of Archaeological Science*, 31, 633-643.
- Ciminale M. and Loddo M., 2001. Aspects of magnetic data processing. *Archaeol. Prospect.*, 8, 239-246.
- Dabas M., 1989. Comportement magnétique des sols dans le domaine fréquentiel et temporel (VRM). Application à la prospection des sites archéologiques. Doctoral thesis, University of Paris 6, 274 pp.
- Dabas M., Delétang H., Ferdière A., Jung C. and Zimmermann W., 1999. La Prospection. *Errance*, France, p. 224.
- Eder-Hinterleitner A., Neubauer W. and Melichar P., 1996. Restoring magnetic anomalies. *Archaeol. Prospect.*, 3, 185-197.
- Fassbinder J., Becker H. et Van Ess M., 2005. Prospections magnétiques à Uruk (Warka)-La Cité du roi Gilgamesh (Irak). *Dossiers d'Archéologie*, 308, 20-25.
- Sánchez E., 1988. La cerámica precolombina. *Anaya*, Spain, p. 200.
- Scollar I., Tabbagh A., Hesse A. and Herzog I., 1990. Archaeological Prospecting and Remote Sensing. *Cambridge University Press*, Cambridge, p. 692.
- Scollar I., Weidner B. and Segeth K., 1986. Display of archaeological magnetic data. *Geophysics*, 51(3), 623-633.
- Tabbagh A., 1992. Méthodes géophysiques appliqués à la prospection archéologique. *Mém. Soc. Geol. France*, 161, 9-15.
- Tabbagh J., 2000. Filtrage numérique des données géophysiques, in *Non-Destructive Techniques Applied to Landscape Archaeology*, edited by Pasquinucci M. and Trément F., Oxbow Books, Great Britain, 173-181.

Estudio gravimétrico preliminar sobre una zona afectada por problemas de subsidencia en la proximidad de El Timbó (Tucumán, Argentina)

María Inés Pastorino*
Guillermo Odstrcil*
Albert Casas**

Abstract

Ground subsidence and collapse are major problems associated with subsurface mining, causing damage to the existing surface structures. This problem is of particular concern around salt mines due to the high plasticity and solubility of salty sediments. For this reason, non destructive methods are crucial for the prevention, early detection and control of this kind of processes.

At the El Timbó (Tucumán, Argentina) salt is exploited by a set of wells where freshwater is first injected and then, the salt brine originated by dissolution pumped up to produce halite, mainly for domestic consummation. The mining process has given a result a regional subsidence and some episodes of local collapse. In this paper the interpretation of a detailed gravity survey over a highway crossing the El Timbó salt mine is presented.

Keywords: *subsidence, collapse, salt mining, gravity survey.*

Resumen

Los procesos de subsidencia y colapso del terreno son graves problemas, que a menudo están asociados con la minería subterránea de escasa profundidad, causando

* Laboratorio de Geofísica Aplicada y Ambiental (LAGAMA), Departamento de Geodesia y Topografía, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología, Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán, República Argentina, correo electrónico: maines@unt.edu.ar

** Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona, Barcelona, España, correo electrónico: albert.casas@ub.edu

daños a las estructuras construidas en la superficie. Este problema es de particular interés entorno a las minas de sal debido a la elevada plasticidad y solubilidad de los sedimentos salinos. Por este motivo, los métodos no destructivos son clave para la prevención, detección precoz y control de este tipo de fenómenos.

En la localidad de El Timbó (Tucumán, Argentina) se viene explotando la sal a través de un conjunto de pozos por los cuales primero se inyecta agua dulce y luego se bombea hasta la superficie la salmuera generada por disolución para producir halita, principalmente para consumo doméstico. El proceso de minado ha dado como resultado una subsidencia regional y algunos episodios de colapso local. En este trabajo se presenta la interpretación de un perfil gravimétrico de detalle sobre la carretera regional que cruza parte de la explotación minera de El Timbó.

Palabras clave: *subsidencia, minería de sal, prospección gravimétrica.*

Introducción

Los fenómenos de subsidencia y colapso de la superficie del terreno pueden causar un fuerte impacto ambiental con el correspondiente daño en la estabilidad de las edificaciones y obras viales construidas sobre las zonas afectadas. Estos procesos pueden asociarse con diferentes fenómenos geológicos como son la compactación de sedimentos de elevada porosidad, la deformación tectónica, la extracción de grandes volúmenes de agua subterránea y las explotaciones mineras. Algunos de estos factores son naturales y tienen un largo periodo de evolución, pero la acción antrópica puede acelerar fuertemente el proceso.

El problema es particularmente significativo en las minas de sal debido a la elevada plasticidad de las formaciones salinas y sobre todo a su gran solubilidad. Por este motivo es esencial disponer de métodos que nos permitan la predicción y control del proceso, y de esta forma prevenir sus impactos negativos. Estudios de este tipo sobre minas de sal en diversas partes del mundo han sido realizados por Barla y Jarre (1991), Bell (1992), Marino (1999) y Casas *et al.* (2002).

En la localidad de El Timbó (provincia de Tucumán, Argentina) se vienen explotando desde hace varias décadas las formaciones salinas existentes en su subsuelo para la obtención de sal común elaborada, mediante el procedimiento de inyección de agua por pozos y extracción de las salmueras generadas (Figura 1 y Figura 1b). Esta actividad minera ha causado problemas de subsidencia e inestabilidad del terreno, afectando la ruta provincial 305 de San Miguel de Tucumán a Los Chorrillos (Figura 2). En el presente trabajo se presentan los resultados preliminares del reconocimiento geofísico mediante prospección gravimétrica en dicha zona.

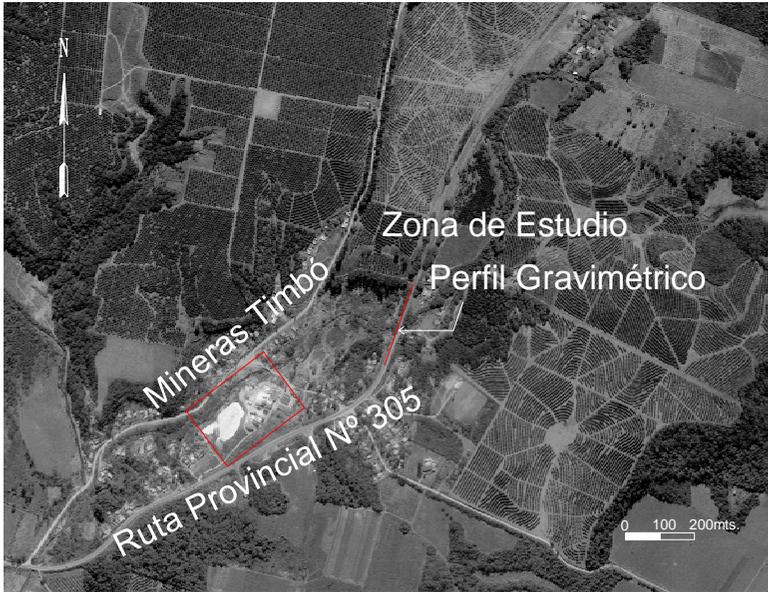


Figura 1b. Foto aérea de la zona El Timbó, donde se detalla el emplazamiento de la explotación minera y la ruta provincial N 305 afectada por los fenómenos de subsidencia y colapso.



Figura 2. Colapso originado en la ruta provincial 305 como consecuencia de la disolución de las formaciones salinas existentes en el subsuelo.

Contexto geológico y actividad minera

El área de estudio corresponde al extremo sur de la unidad morfoestructural de las Sierras Subandinas que se caracteriza por lomas suaves, alternando con valles de fondo plano, las cuales reflejan los rasgos de una estructura profunda. Desde el punto de vista geomorfológico la zona presenta un valle elongado con rumbo general Norte-Sur, donde se genera la Cuenca del Río Calera. Las mayores alturas se ubican en las cabeceras descendiendo suavemente la pendiente general hacia el sur hasta su confluencia con el río Salí. En la zona central se ubica el río Calera y hacia el oeste, formando una pequeña cuenca, el arroyo de Las Salinas o Perdiz, cuyo valle es muy estrecho en contraposición con el anterior.

Los sedimentos que constituyen el subsuelo de esta zona corresponden a la Formación India Muerta del Grupo Tucumán (Bossi, 1969) y está constituida por una alternancia de areniscas grises conglomeráticas que alternan con limonitas pardas y que, según Porto y Danieli (1974), estaría ubicada entre las Formaciones Chulca y Acequiones.

La localidad de El Timbó en el departamento Burreuyacú (Tucumán, Argentina) constituye el centro de explotación de las salmueras. Los pozos de explotación cortan varias unidades acuíferas. La unidad superior, que corresponde a la freática es de agua dulce. Los niveles más profundos almacenan aguas subterráneas con salinidades totales que oscilan entre 195 y 1200 g/L.

Los sondeos mecánicos perforados en la zona (Figura 3) cortan a una profundidad entre 40 y 110 m dos niveles discontinuos de halita interestratificada en arcillas verdes y pardas. El grosor total de ambos niveles de sal es de alrededor de 10 m. En base al estudio de los testigos y datos de perforación se puede observar que el complejo está constituido por una serie de intercalaciones de limo, arena y arcilla, con presencia de capas de sal, ya sea en forma individual, intercalada entre los estratos o formando una mezcla entre ambos. Existe dentro de su mineralogía una gran cantidad de elementos como yeso, calcita, anhidrita, entre otros.

Respecto al origen de las salineras se considera que existe una lixiviación natural *in situ* de los bancos de halita y de la sal contenida en las pelitas, y además hay un aporte de niveles más profundos o distantes. Sin embargo, la explotación minera se realiza por medio de una batería de pozos distribuidos irregularmente. La explotación se realiza mediante una serie de perforaciones a una profundidad promedio de 70 metros, con equipos de bombeo electro-sumergibles. Las salmueras se bombean a la planta donde son tratadas para obtener sal de mesa de excelente calidad. La producción real de los pozos durante un mes de trabajo regular está entre 18 y 19 millones de litros de salmuera. La producción durante el año 1996, después de 10 meses de trabajo, fue de 32,744.00 toneladas, lo que significa una producción mensual de 3,274.40 toneladas, con un promedio diario de 109.15 toneladas de sal fina.

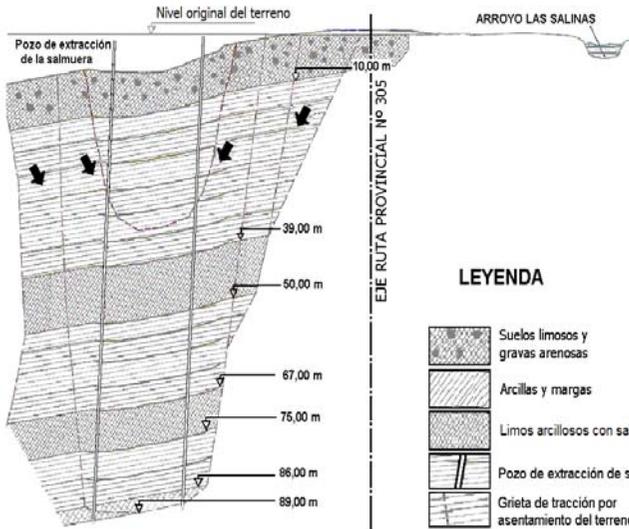


Figura 3. Perfil geológico de la Salinera en el que aprecia la alternancia de niveles de limos con sal y arcillas y margas.

Las reservas probadas en el año 1996 eran de 377,755 m³, mientras que las supuestas alcanzaban los 3,568,631 m³.

Material y métodos

Con la finalidad de caracterizar el alcance actual del problema y estimar el riesgo potencial en un próximo futuro se ha llevado a cabo un reconocimiento geofísico preliminar en la ruta provincial 305 que cruza la explotación minera de El Timbó. Dicho estudio ha consistido en una campaña de nivelación topográfica de precisión y en un levantamiento gravimétrico detallado a lo largo de la ruta y su entorno más inmediato. La finalidad de estas mediciones era reconocer el efecto de subsidencia y también la modificación del régimen de masas del subsuelo como consecuencia de la extracción de la sal.

La campaña de nivelación topográfica se efectuó sobre una red de 70 puntos con una estación total Pentax modelo PCS-215, mientras que las medidas gravimétricas se obtuvieron a lo largo de un perfil de 40 puntos con un gravímetro Lacoste & Romberg modelo G.

Teniendo en cuenta que las dos determinaciones son relativas, las medidas se han referenciado asumiendo el mejor compromiso coste/rendimiento, aunque tratando de garantizar una referencia objetiva que permita futuras campañas de control periódico. Así, las coordenadas planimétricas aproximadas de la estación considera-

da como base se han determinado mediante posicionamiento satelital GPS con un instrumento Garmin modelo etrex, mientras que la altura se ha fijado arbitrariamente en 500 metros sobre el nivel de mar, por no disponer de ningún punto próximo perteneciente a la red de nivelación nacional. El valor de la gravedad para la misma base fue referenciado con respecto al sistema BA.CA.RA (Base de Calibración de la República Argentina) a partir de la base existente en el viejo aeropuerto de Tucumán.

Las medidas gravimétricas se procesaron según el procedimiento habitual, de forma que las lecturas fueron corregidas de los efectos de deriva y marea terrestre, y posteriormente calculadas las diferencias de gravedad mediante la aplicación de las constantes de calibración del instrumento. Finalmente, se calculó el valor de la anomalía de Bouguer, como la diferencia entre el valor de la gravedad observado y el teórico de un modelo basado en la gravedad normal sobre el elipsoide según el sistema de referencia del World Geodetic System (WGS'84) y la aplicación de las reducciones de aire libre y de lámina Bouguer, tomando una densidad de reducción de 2.40 g/cm^3 , considerada como densidad media de los sedimentos neógenos aflorantes en la zona de estudio. La corrección topográfica no se ha considerado necesaria debido al bajo relieve morfológico de la zona.

Resultados y discusión

El perfil topográfico a lo largo de la ruta 305 muestra la existencia de un desnivel del terreno de entre 4 y 6 metros en la zona central del perfil, sin coincidir plenamente con el arroyo de Las Salinas o Perdiz (Figura 4). Es difícil precisar, por falta de referencias históricas la subsidencia originada por la disolución de los sedimentos salinos existentes en el subsuelo, pero puede estimarse en torno a los dos metros según los datos facilitados por la Dirección Provincial de Vialidad, que ha debido efectuar obras de relleno periódico. Otras zonas al Oeste de la carretera, más próximas al enjambre de pozos de explotación de las salmueras deben estar con toda probabilidad afectadas por hundimientos de mayor amplitud que los observados sobre la ruta.

Al contrario que el perfil topográfico, las anomalías de gravedad muestran una distribución con irregularidades, que podrían suponer la presencia de ruido en el procesado de los datos. Por este motivo se decidió realizar una repetición del conjunto de las medidas como control de calidad de las mismas. El resultado de este proceso nos permitió corroborar los datos anteriores, ya que el error máximo en la determinación del valor de la anomalía de Bouguer fue de $\pm 0,03 \text{ mGal}$.

Por tanto, corresponde interpretar el significado geológico del perfil en función de las características morfológicas y estructurales de la zona. En este sentido destaca la presencia de un fuerte gradiente a los 100 metros del origen del perfil, que

puede interpretarse como debido a la presencia de una falla siguiendo el trazado del arroyo. Por otro lado, se pone en evidencia el mínimo gravimétrico relativo a la altura del punto situado a 125 m del origen del perfil, coincidiendo con el mínimo relieve topográfico, a parte de otras pequeñas anomalías locales.

Para tratar de interpretar las relaciones entre la subsidencia regional, los colapsos locales y las anomalías gravimétricas, se ha llevado a cabo un tratamiento estadístico simple consistente en correlacionar las variables altura sobre el nivel del mar y anomalía de Bouguer para el conjunto de los datos del perfil. Este proceso ha dado como resultado el gráfico de distribución de los puntos de la Figura 5a, que muestra una apreciable dispersión de los datos. Sin embargo, analizando con detalle la asociación de los datos por sectores, puede apreciarse que se definen tres tendencias poblacionales que corresponden a situaciones morfoestructurales distintas. Así, se distingue un primer tramo que se inicia con el primer punto del perfil, en el cual la correlación entre ambas variables es negativa de muy baja pendiente, sigue un segundo tramo con correlación positiva de alta pendiente entre ambas variables que se interpreta como el resultado de la coincidencia de la máxima subsidencia sobre zonas con déficit de masa en el subsuelo debido a la generación de cavidades por disolución de la sal. Finalmente, el tercer tramo muestra una tendencia similar al primero, es decir de correlación mínima negativa entre las variables (Figura 5b).

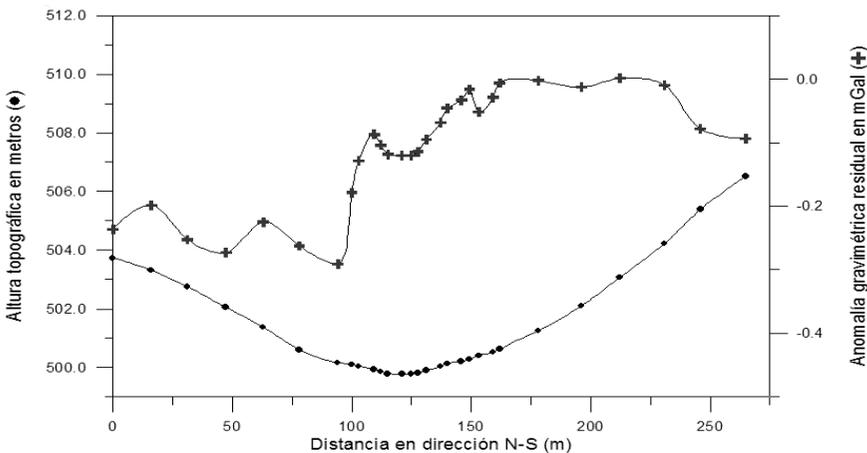


Figura 4. Perfil topográfico mostrando la variación de nivel en metros (●) sobre la zona de colapso, en parte debido a la existencia de una depresión morfológica en torno al arroyo, aunque también por el efecto de la subsidencia. Perfil de anomalía de Bouguer (+) para una densidad de reducción de 2.40 g/cm^3 .

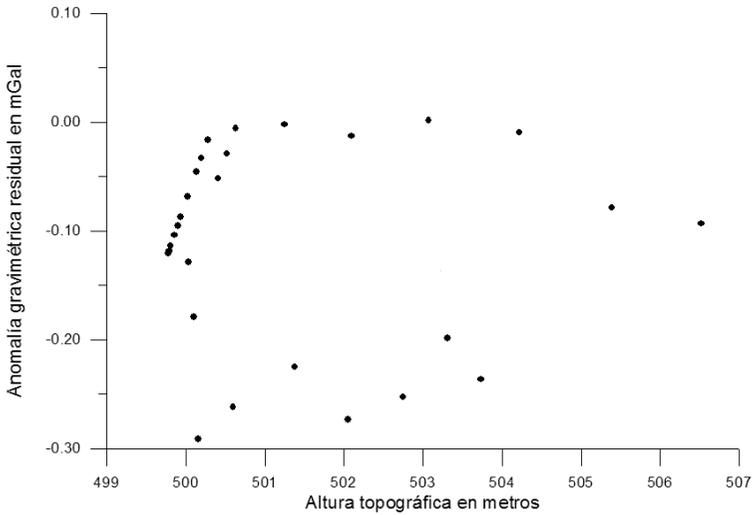


Figura 5a. Distribución de los datos del perfil en el gráfico de correlación de las variables altura sobre nivel del mar *versus* anomalía gravimétrica de Bouguer.

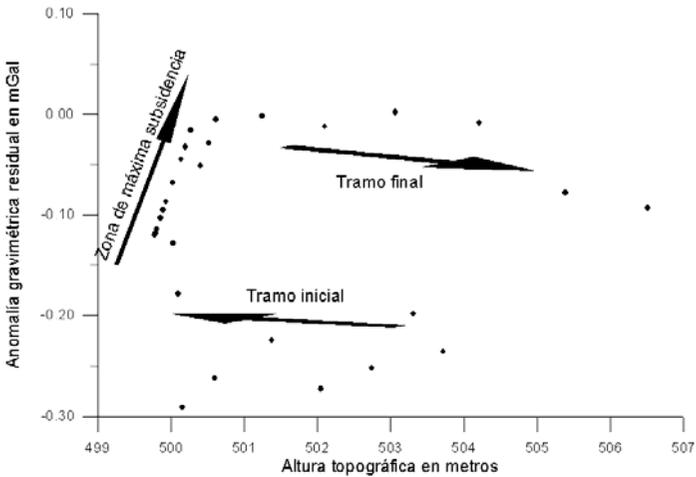


Figura 5b. Agrupación de los puntos según tres poblaciones con tendencia diferenciada en función de la corrección entre altura sobre el nivel del mar *versus* anomalía gravimétrica de Bouguer.

Conclusiones

El reconocimiento gravimétrico preliminar llevado a cabo a lo largo de un perfil sobre la ruta provincial 305 al cruzar sobre la zona minera del El Timbó, ha permitido detectar la presencia de una zona de máxima subsidencia asociada con un mínimo gravimétrico local en el lugar donde recientemente se han producido colapsos locales. El análisis de correlación entre las variables altura sobre el nivel del mar y anomalía gravimétrica han permitido definir tres tramos del perfil con un comportamiento diferenciado, de forma que, la zona central que muestra una marcada correlación en ambas variables implica que, a pesar de la subsidencia ya producida, existe en el subsuelo un déficit de masa que seguirá generando en el próximo futuro nuevos asentamientos diferenciales del terreno con los consecuentes problemas de estabilidad sobre la infraestructura vial.

La metodología aplicada en este estudio ha mostrado su utilidad como técnica no destructiva de análisis de los procesos que tienen lugar bajo la zona de estudio y por tanto se plantea la conveniencia de extenderlos a otras zonas próximas afectadas por la extracción minera. Así mismo, se contempla la posibilidad de complementar las medidas gravimétricas con otros métodos geofísicos, como por ejemplo el método de las resistividades eléctricas.

Agradecimientos

Los autores agradecen al geólogo Juan Carlos Valoy de la Dirección Provincial de Vialidad de Tucumán, su interés por la realización de este estudio y por toda la información y facilidades ofrecidas durante las fases de adquisición e interpretación de los datos. Asimismo, ha sido de gran utilidad para la interpretación de los datos la información facilitada por P. Bortolotti, geólogo asesor de Industria Químicas y Mineras Timbó S. A.

También debemos manifestar nuestro reconocimiento a la ingeniera Elena Kuchudis de la Dirección Provincial del Agua por participación desinteresada en determinación topográfica de los puntos de medida en la primera fase de este estudio. También queremos agradecer al Agr. Carlos Giobellina por su desinteresada gestión ante el Catastro de la Provincia para obtener la fotografía aérea de la zona. Finalmente, queremos destacar la colaboración de los alumnos Mauricio Diamante y Luciano Saavedra en los trabajos de campo.

Referencias

- Barla, G. y Jarre, P., 1991, Subsidence over an abandoned dissolving salt mine. In: Rock mechanics as a multidisciplinary science. J. C. Roegiers (editor). *Proceedings of the 32nd U.S. Symposium on Rock Mechanics*, 32: 871-880.

- Bell, F. G., 1992, Salt mining and associated subsidence in mid-Cheshire, England, and its influence on planning. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 29 (4):371-386, 1-Gerardo E.
- Bossi, G. E., 1969, Geología y Estratigrafía del Sector Sur del Valle de Choromoro. *Acta Geológica Lilloana*, tomo X:2.
- Casas, A.; Deiana, D., Gili, J.; Rivero L. y Pinto, V., 2002, Geophysical surveys for detecting subsidence and collapse areas at Cardona salt diapir (Catalonia, Spain), *Proceedings of the 9th Environmental and Engineering Geophysics*.
- Marino, G. G., 1999, Salt mine subsidence and associated damage; a case history. In: Proceedings of the 16th annual National meeting of the American Society for Surface Mining and Reclamation; Mining and reclamation for the next millennium. S. A. Bengson and D. M. Bland (editors) *Proceedings of the Annual National Meeting* 16 (2): 453-461.
- Porto J. C. y Danieli, C. A., 1974, Geología del sector NW de Trancas (Provincia de Tucumán - Argentina) *Acta Geológica Lilloana*, tomo XII:12.
- Whittaker B. N. y Reddish D. J., 1989, Subsidence: occurrence, prediction and control, Elsevier.

Peligro, vulnerabilidad, riesgo y la posibilidad de desastres sísmicos en el Perú

Leonidas Ocola*

Abstract

One basic condition for a sustainable development of a nation is a positive proactive management on disaster risk reduction. Such action requires previous knowledge and documentation about hazardous phenomena or events, their dangerousness assessment, and the vulnerability evaluation of: The people and their properties, the multiple societal aspects (economic, social, cultural, etc.), the infrastructure works, vital lines, and the environment. It also requires knowledge of the community coping-capacities and its resilience. In this paper, the main concepts of risk management and the most important features of the seismicity in the Peruvian territory are reviewed. The following characteristics are pointed out for the collision-subduction of the Nazca-South American tectonic-plates seismicity environment: Earthquakes of large magnitude, very large mezo-seismic areas, seismic accelerations that not exceed the Earth's gravity on the continent, recurrence times tens to hundreds of years. The tectonic-readjustment-continental seismic environment is characterized by mezo-seismic areas circumscribed to the activated geological faults – length: several tens of kilometers, width: few tens of kilometers – shallow hypocenters, geological faults with several meters of vertical displacement, the seismic ground acceleration exceeds the Earth's gravity, the recurrence time of strong events is about one thousand years. The volcanic seismic environment is present in the tectonic block of southern Peru, and it is limited to the zone of presently active volcanoes. Their seismic activity is of low dangerousness. The probabilistic seismic hazard map of maximum accelerations, for 10% of probability of exceedence in 50 years, shows the largest values for the central and southern coastal area of the country: 0.5-0.7 g; in the northern coastal areas this values are 0.4-0.5 g. In the “Sierra”

* Instituto Geofísico del Perú, Calle Badajoz 169, Mayorazgo 4ta. Etapa, Lima 3 (Ate), Perú, correo electrónico: geo_gps@geo.igp.gob.pe

the acceleration range is 0.2-0.4 g, and in the Subandean zone and “Llano Amazónico” the accelerations range between 0.05-0.2 g. There are no traditional-microzoning maps of large urban areas in Peru; however, there are several macroseismic soil response maps in term of macroseismic intensities. Peru has no national seismic vulnerability or risk maps, but there are maps of the basic factors of vulnerability: Poverty, population density, Human Development Index (HDI), and constructive environment. The poorest people are distributed in the alto-andina zone, with centers in the old Andean cultures settlements. The province with the largest population density is “La Provincia Constitucional del Callao”: 5,515 hab/km². Lima province has 2,603 hab/km². In the “Sierra”, people concentrate in the cities along the “panandina” road. The southern coastal zone is relatively unpopulated, with the exception of the cities of Tacna, Moquegua, Arequipa, among other minor centers. The southern and central coastal political Regions of Peru have the population with the higher HDI in the nation, together with the Regions of Junin and Cerro de Pasco in the “Sierra”. In the rest of the country, the HDI is medium-low or low. The major percentages of adobe edifications in Peru are in the provinces of Ica, Chincha, Lima, Trujillo, Chiclayo in the coastal zone, and in the principal cities along the “Sierra” from Peru-Bolivia to Peru-Ecuador borders. Considering the probabilistic seismic hazard levels, population concentration, HDI and the geographical distribution of the constructive environment vulnerable to earthquakes, it is concluded that the seismic-disaster-risk hotspots nationwide are the Regions of Ica, Lima, La Libertad, Lambayeque, and Piura along the coastal zone, and the main cities along the “Sierra” zone.

Keywords: *seismology, vulnerability, seismic risk, Peru.*

Resumen

Una condición básica para el desarrollo sostenible de una nación es una gestión proactiva positiva en la reducción de las posibilidades de desastres. Dicha gestión conlleva el conocimiento y documentación previos de los fenómenos o eventos peligrosos, la evaluación de sus peligrosidades, la determinación de las vulnerabilidades de la población y sus bienes, de la sociedad en sus múltiples aspectos (económico, social, cultural, etc.), de las obras de infraestructura, líneas vitales, y la del medio ambiente; y, requiere un conocimiento de las capacidades y resiliencia de la comunidad. En este trabajo, se revisa los principales conceptos sobre el manejo de riesgos y las principales características de la sismicidad en el territorio peruano. Se puntualiza las siguientes particularidades de los ambientes sísmicos de colisión-subducción de la placa tectónica de Nazca por debajo de la placa tectónica sudamericana: sismos de gran magnitud, áreas mezosísmicas muy grandes, aceleraciones sísmicas que no exceden la gravedad terrestre en el continente, recurrencias del

orden de decenas-centenas de años. El ambiente sísmico de reajuste-tectónico continental se caracteriza por áreas mezosísmicas limitadas —varias decenas de kilómetros de longitud por pocas decenas de kilómetros de ancho, hipocentros superficiales, fallas geológicas con desplazamientos superficiales máximos del orden de metros, severidad de sacudimiento del suelo que excede la aceleración de la gravedad, recurrencia de los sismos severos en el orden de un mil años. El ambiente sísmico volcánico se presenta en el bloque tectónico del sur de Perú, geográficamente limitado a la zona de los volcanes activos, la actividad sísmica es de baja peligrosidad. El mapa de peligro sísmico probabilístico de aceleraciones máximas, para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años, muestra los más altos valores de peligrosidad a lo largo de la costa central y sur del país: 0.5-0.7 g; en la costa norte 0.4-0.5 g de aceleración. En la sierra, las aceleraciones máximas probables están entre 0.2-0.4 g, en el Llano Amazónico y Selva Alta, las aceleraciones máximas varían entre 0.05- y 0.2-g. No se ha realizado una microzonificación sísmica tradicional de ciudades en el Perú, sin embargo, se cuenta con varios mapas de la respuesta macrosísmica del suelo en términos de intensidades macrosísmicas. Perú no cuenta con mapas nacionales de vulnerabilidades y riesgo-sísmicos, pero cuenta con mapas de los factores básicos de vulnerabilidad: pobreza, densidad de población, Índice de Desarrollo Humano (IDH) y ambiente constructivo. La población más pobre del país se distribuye en la zona alto-andina, con centros en los núcleos donde se asentaron las antiguas culturas andinas. La provincia de mayor concentración poblacional es la Provincia Constitucional del Callao con 5,515 hab/km² y Lima con 2,603 hab/km². En la sierra, la población se concentra en las ciudades distribuidas a lo largo de la carretera panandina. La costa sur está relativamente despoblada, siendo la excepción las ciudades de Tacna, Moquegua, Arequipa entre otros centros menores. Las regiones de la costa centro y sur de Perú tienen la población con el mayor IDH, conjuntamente con las Regiones de Junín y Cerro de Pasco en la sierra. En el resto del país el IDH es bajo o medio bajo. La mayor concentración de edificaciones de adobe se encuentra en las provincias de Ica, Chíncha, Lima, Trujillo, Chiclayo en la costa; y en las principales ciudades de la sierra, desde la frontera Perú-Bolivia hasta la frontera Perú-Ecuador. De la conjugación, en el ámbito nacional, de los niveles de peligro sísmico, concentración poblacional, IDH y distribución geográfica del ambiente constructivo vulnerable a los sismos, se concluye que los puntos de mayor posibilidad de desastres, por sismos, son las Regiones de Ica, Lima, La Libertad, Lambayeque, Piura, en la costa, y las principales ciudades en la zona de la sierra.

Palabras clave: *sismología, vulnerabilidad, riesgo sísmico, Perú.*

Introducción

Desde la década de los noventa, Naciones Unidas promueve y apoya la reducción de desastres causados por fenómenos naturales. Primero, mediante la Década Internacional para la Reducción de Desastres Naturales [International Decade for Natural Disaster Reduction, IDNDR] 1990-1999. Década dedicada a promover soluciones para reducir el riesgo de los peligros naturales. La década concluyó con el reconocimiento que la reducción de desastres involucra objetivos sociales y económicos que tomarán un largo tiempo de alcanzar. En el año 2000, le sucede la Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres [International Strategy for Disaster Reduction, ISDR], también de las Naciones Unidas, con el fin de promover e impulsar esta necesidad procediendo del énfasis de la década previa contra protección peligros naturales, al de los procesos involucrados en el conocimiento, evaluación y manejo de la posibilidad de desastre [o riesgo de desastre] (ISDR, 2004a). Estos procesos implican la detección, documentación e identificación de los fenómenos naturales, la evaluación de su peligrosidad, su impacto en los entes expuestos, y la capacidad de la sociedad o comunidad de recuperarse de los daños ocasionados por el fenómeno. El propósito de la ISDR es evaluar, en base de la información preexistente, el nivel de peligrosidad de los fenómenos futuros característicos, estimar los daños probables y visualizar el poder de recuperación de la sociedad ante los impactos. Este proceso involucra reconocer fortalezas y debilidades de la sociedad ante los peligros potenciales de los fenómenos ambientales, y tomar las medidas pertinentes para mitigar o eliminar las debilidades existentes. Por otro lado, la Conferencia Mundial sobre Reducción de Desastres de Hyogo, Japón, 18-22 enero 2005, adoptó el marco de referencia de acción para el período 2005-2015: “Construyendo Resiliencia de Naciones y Comunidades a Desastres”. La Conferencia proporciona una “oportunidad única para promover una estrategia y una aproximación sistemática a reducir vulnerabilidades y riesgos a peligros” (ISDR, 2005).

Resiliencia es la capacidad del ser humano de sobreponerse a sus dificultades y al mismo tiempo aprender de sus errores (Gloria Laengle, 2007). Según el ISDR (2004), resiliencia es la capacidad de un sistema, comunidad o sociedad potencialmente expuesta a peligros, a adaptarse, resistiendo o cambiando para alcanzar y mantener un nivel aceptable de funcionamiento y estructura. El nivel está determinado por el grado al cual el sistema social es capaz de organizarse para incrementar su capacidad para aprender de desastres pasados a fin de perfeccionar la protección futura y mejorar las medidas de reducción de riesgos o daños probables futuros.

La capacidad de una sociedad o comunidad es la combinación de las fortalezas y recursos disponibles en una comunidad, sociedad u organización que puede reducir el nivel de riesgo, o los efectos de un desastre. La capacidad puede incluir los medios económicos o sociales, institucionales físicos así como personal experto o

atributos colectivos tales como liderazgo, gestión administrativa, habilidades prácticas, etc. (ISDR, 2004).

En el presente documento, se resume el estado de conocimiento, en el ámbito nacional de Perú, sobre los fenómenos sísmicos, su distribución espacial, la evaluación probabilística del peligro sísmico, y la distribución espacial de los factores generales de vulnerabilidad ante los fenómenos sísmicos. El conocimiento de los factores: peligro y vulnerabilidades de los elementos expuestos a un fenómeno potencial son indispensables para la evaluación de la posibilidad (riesgo) de desastre [*disaster risk*] a que está sujeta una comunidad o población de un territorio, sus obras y su infraestructura. Previamente, se revisará algunas definiciones de la terminología utilizada en el manejo de riesgo y desastres, ya que, el significado y amplitud de cobertura de algunos términos ha ido cambiando con el tiempo.

Aspectos generales

Definiciones

Peligro

Desde la definición del término peligro (en inglés: *Hazard*) por NU en 1992 (United Nations, Department of Humanitarian Affairs: UN-DHA, 1992), el concepto ha evolucionado con el progreso, desarrollo e implementación del manejo del riesgo, la posibilidad (riesgo) de desastres, y la atención de desastres. Los peligros son procesos, eventos físicos, fenómenos naturales, incidentes tecnológicos o actividades humanas potencialmente dañinos que pueden causar pérdidas de vida o heridos, daño a la propiedad, alteración social y económica y/o degradación del ambiente en un área determinada y en un período de tiempo dado (ISDR, 2004a, 2007). Los peligros son función del espacio y del tiempo, se les caracteriza por su localización (ubicación), severidad-intensidad-magnitud, frecuencia de recurrencia, tiempo y modo de evolución, y probabilidad de ocurrencia. La magnitud del impacto depende de estos factores, además de la exposición y vulnerabilidades de los elementos afectados. Es importante reconocer que el desarrollo de una sociedad modifica su exposición ante los peligros potenciales en función del tiempo. Especialmente, cuando este desarrollo no es armónico con las condiciones ambientales naturales.

Por otro lado, el Earthquake Engineering Research Institute (EERI) define el peligro sísmico como cualquier fenómeno físico asociado con un sismo que puede producir efectos adversos en las actividades humanas (fenómenos asociados a los sismos: sacudimiento del terreno, falla del terreno: fallamiento geológico, licuefacción, expansión lateral, deslizamientos, derrumbes, reptación, etc.). Por tanto, este término puede ser puramente descriptivo, o evaluado cuantitativamente, dependiendo de la situación (EERI, 1984).

El análisis de los peligros permite identificar, estudiar y hacer el seguimiento espacial y temporal de los fenómenos o eventos para determinar su potencial, origen, características, comportamiento y la exposición del universo de elementos que puedan afectar.

Vulnerabilidad

Similar a la definición de vulnerabilidad de los Grupos de Trabajo del Cambio Climático (Climatic Change, 2001), la vulnerabilidad sísmica se define como el grado al cual un sistema social o natural es susceptible a sufrir daños por sismos-y/o-fenómenos asociados. La vulnerabilidad es una función de:

- I La sensibilidad del sistema social a sismos-y-fenómenos asociados (el grado al cual responderá, incluyendo efectos perjudiciales – i.e. destrucción – y/o beneficiosos – i.e. nuevos terrenos por levantamientos costeros),
- II La capacidad de respuesta de la sociedad o comunidad (el grado al cual ajustes en prácticas, procesos, o estructuras pueden moderar o contrapesar el potencial dañino o tomar ventaja de las oportunidades creadas por un evento dado) y,
- III El grado de exposición del sistema a los peligros de los sismos-y/o-fenómenos asociados.

La vulnerabilidad de las sociedades humanas y los sistemas naturales al impacto de los fenómenos peligrosos, en particular a los de terremotos, es demostrada por los daños, el sufrimiento humano, las muertes, etc., que causan los desastres debido a fenómenos naturales. La vulnerabilidad es un parámetro que establece la relación entre la población y sus ambientes con las fuerzas sociales e institucionales, valores culturales, en general, el nivel de desarrollo humano, nivel de pobreza y concentración de poblacional, etc.

El ISDR define vulnerabilidad como las condiciones determinadas por los factores o procesos sociales, económicos y ambientales, los cuales aumentan la susceptibilidad de una comunidad o ente expuesto al impacto de los peligros (ISDR, 2004a). Se le puede definir, en una manera amplia, como la capacidad [incapacidad] a resistir el impacto de un evento peligroso y a recuperarse después. Se le puede subdividir en vulnerabilidad física, social, económica, etc. Al igual que la exposición de las poblaciones a los peligros, el desarrollo modifica las condiciones de la sociedad en el espacio y en el tiempo, resultando diferentes sectores sociales y económicos con diferente grado de capacidades de resistir y recuperarse del impacto negativo de los eventos peligrosos (ISDR, 2007).

De acuerdo a los elementos expuestos al peligro, hay varias clases de vulnerabilidad: física, social, económica, ambiental, etc. La vulnerabilidad física se refiere a la susceptibilidad de la población, ambiente constructivo y ambiente natural o tec-

nológico a la exposición ante los peligros. La vulnerabilidad social incluye los factores de los niveles de capacidad-de-leer-y-escribir, educación, infraestructura de salud, la existencia de paz y seguridad, acceso a los derechos humanos básicos, sistemas de buen gobierno, equidad social, valores tradicionales, costumbres y creencia ideológica, sistemas de organización colectiva. La vulnerabilidad económica caracteriza a la gente menos privilegiada en clases o castas, minoridades étnicas, los niños y adultos de la tercera edad, los minusválidos y discapacitados, las madres responsables de proveer las necesidades básicas de la familia. Los pobres y la población predominantemente femenina y de avanzada edad se caracterizan por la alta vulnerabilidad económica, sufren proporcionalmente las mayores pérdidas en desastres y tienen una capacidad limitada de recuperación. La vulnerabilidad ambiental se refiere a la extensión de la degradación de la naturaleza y sus recursos: aire y agua contaminados, disminución de la biodiversidad, degradación del suelo, escasez de agua (seguridad de alimentos y salud) (UN, 2006).

La vulnerabilidad se le expresa en porcentajes de pérdidas potenciales (de 0% a 100%) (vulnerabilidad estructural o por constitución), o niveles probabilísticos de exposición (vulnerabilidad por exposición). La vulnerabilidad a desastres es una función de las acciones y conducta humana.

Un concepto que es importante en la evaluación económica de los riesgos potenciales es el de la vulnerabilidad específica: es la vulnerabilidad de un elemento específico o particular bajo riesgo ante el impacto de un peligro potencial, i.e., una ciudad, una edificación, un elemento de una edificación, etc., dependiendo de la escala y extensión del área y/o elementos evaluados.

Por otro lado, el EERI considera la vulnerabilidad como la cantidad de daño inducida por un nivel de peligro dado, y expresada como una fracción del valor del ítem dañado bajo consideración (EERI, 1984). Es decir, el EERI considera la vulnerabilidad específica en sus evaluaciones.

Riesgo

Riesgo es la probabilidad de las consecuencias futuras perjudiciales-dañinas o pérdidas esperadas o anticipadas (muertes, heridos, propiedades, subsistencias, actividad económica alterada o ambiente-natural dañado) (ISDR, 2004). Se refiere a la probabilidad que un elemento dado, en una determinada localización (X), en un período de tiempo dado (t), sufra pérdidas o daño debido al impacto de un peligro: un daño probable futuro. Según se considere el riesgo desde una perspectiva social, física, o económica, el elemento expuesto puede ser una persona, un edificio o la economía de un país, etc. De acuerdo a la escala espacial del análisis, la localización puede ser un lugar o sitio específico, una ciudad, un área administrativa de un

gobierno local o un país entero. Similarmente, el período de tiempo puede ser de cualquier extensión desde unas pocas horas hasta siglos (ISDR, 2007).

Convencionalmente, el riesgo se expresa por la notación:

$$\text{Riesgo Sísmico (X, t)} = [\text{Peligro Sísmico (X, t)}] \times [\text{Vulnerabilidad (X, t)}] \quad (1)$$

Implica que no habrá riesgo o posibilidad de daño si no hay peligro alguno aunque la vulnerabilidad sea alta; no habrá riesgo si la vulnerabilidad del ente expuesto al peligro es cero, aunque exista el peligro. No importa cuan severo sea el peligro. Usualmente, no se puede hacer nada para eliminar totalmente el peligro, pero sí se puede hacer bastante en disminuir o eliminar las vulnerabilidades. Es importante reconocer que el riesgo es función de la ubicación (X) del elemento expuesto y del tiempo (t). En consecuencia, se requiere una vigilancia espacial y temporal continua, o por lo menos, periódica para tener una evaluación actualizada de los niveles de riesgo en los cuales se desarrolla la comunidad, por lo que, algunos autores, se refieren a las vulnerabilidades y riesgos como procesos que dependen del espacio y el tiempo.

Además de expresar el riesgo una posibilidad futura de daño físico y/o psíquico-emocional, es crucial reconocer que los riesgos son inherentes o pueden ser creados o existen dentro de los sistemas sociales como resultantes de un proceso social. Por tanto, es importante considerar el contexto social en el cual ocurren los riesgos y que la población no necesariamente comparte la misma percepción del riesgo y sus causas subyacentes (ISDR, 2004a).

A la definición de la ISDR, se contraponen la definición del Earthquake Engineering Research Institute (EERI), que define el riesgo sísmico como la probabilidad que las consecuencias sociales o económicas de los sismos sea igual o exceda un valor especificado en un sitio, varios sitios, o en un área, durante un tiempo de exposición especificado. El riesgo es por tanto expresado en términos cuantitativos (EERI, 1984). En consecuencia, el riesgo sísmico es calculable mediante la relación:

$$R. \text{ Sísmico(X, t)} = [\text{Peligro Sísmico(X, t)}] \times [\text{Vulnerabilidad(X, t)}] \times [\text{Valor (X, t)}] \quad (2)$$

Ese valor especificado de riesgo y aceptado por la sociedad tiene que ver con los conceptos de riesgo aceptable y riesgo específico.

Riesgo aceptable y riesgo específico

Un ítem expuesto al peligro sísmico siempre está sujeto a sufrir daño, por lo que, usualmente, se cuenta, por ley o por tradición, con pólizas y/o políticas que minimi-

zan el nivel de riesgo (pérdidas potenciales) a un nivel que es aceptable para la sociedad.

El riesgo aceptable se define como el nivel de riesgo que es considerado tolerable dados las consecuencias negativas y beneficios esperados. Se puede asignar diferentes niveles de riesgo aceptable a varios peligros de acuerdo a la naturaleza de los fenómenos y la clase de elementos expuestos al peligro. Los niveles aceptables de riesgo pueden variar desde “casi cero” para plantas nucleares y líneas de transmisión de gas natural a “moderado” para granjas y talleres de baja intensidad (<http://www.ci.tracy.ca.us/projects/>).

Según el ISDR, el riesgo aceptable es el nivel de pérdidas que una sociedad o comunidad considera aceptable dadas las condiciones sociales, económicas, políticas, culturales, tecnológicas y ambientales existentes. En términos de ingeniería, se usa también el término riesgo-aceptable para evaluar las medidas estructurales y no estructurales implementadas o estipuladas para reducir posibles daños a un nivel que no perjudique a la gente y/o daño a la propiedad, en concordancia a códigos o “prácticas aceptadas” basadas, entre otros principios, en una probabilidad conocida del peligro (ISDR, 2004a). Las Normas Sismorresistentes Peruanas, por ejemplo, son el producto de una evaluación probabilística del peligro sísmico, consideraciones de fatiga de materiales, densidad de población e inversión, y conocimiento de ingeniería sismorresistente, entre otras consideraciones (NTE.030, 1997). En este caso, el Estado Peruano estableció el nivel de riesgo aceptable de las edificaciones a través de un Decreto Ley.

El riesgo aceptable implica que el grado de pérdidas de vidas humanas, materiales, económicas, sociales, y alteración del ambiente natural o social es aceptado como tolerable por la sociedad, comunidades o autoridades a cargo de las acciones para mitigar riesgos de desastres. Es el nivel de riesgo, por debajo del cual, ninguna actividad de prevención se considera que es necesaria, excepto la de hacer conocer el riesgo existente y velar por el cumplimiento de la Ley (Ocola, 2002).

Otro término que tiene que ver con la evaluación de la magnitud de un desastre es el riesgo específico. El riesgo específico es aquel riesgo que depende de las características del peligro, el grado de exposición y propiedades físicas únicas del elemento expuesto al peligro. Se le calcula mediante el producto matemático del peligro potencial por la vulnerabilidad específica del elemento expuesto a un peligro potencial, i.e.:

$$\text{Riesgo específico } (\mathbf{X}, t) = [\text{Peligro } (\mathbf{X}, t)] \times [\text{Vulnerabilidad Específica } (\mathbf{X}, t)] \quad (3)$$

A nivel país, una evaluación de riesgo implica la identificación y calificación de los peligros a que está expuesta la nación y un conocimiento de sus vulnerabilida-

des a dichos peligros, permitiendo un entendimiento integral de la distribución geográfica y sectorial del riesgo o posibilidad de daño.

Los niveles de riesgos aceptables y específicos están íntimamente relacionados a lo que se denomina la gestión del riesgo o manejo del riesgo, esto es, al empleo sistemático de las decisiones administrativas, organización, habilidades operacionales y responsabilidades para aplicar políticas, estrategias y prácticas para la reducción de la posibilidad de desastre (UN/ISRD, 2004). Las posibilidades de desastre se reducirán en la medida en que se disminuya la magnitud del impacto negativo de los peligros asociados a fenómenos naturales, incidentes tecnológicos y/o acciones antrópicas, mediante medidas de prevención (para evitar que ocurran daños), mitigación (para disminuir el nivel de daño probable) y preparación de las personas ante el impacto adverso del fenómeno o evento peligroso.

Desastre

El desastre es una interrupción severa o grave del funcionamiento de una comunidad o sociedad. Causa pérdidas de vidas humanas, materiales, ambientales, culturales, económicas, etc., además del gran sufrimiento humano. La sociedad afectada no puede seguir adelante por sus propios medios, requiere de la ayuda nacional y/o internacional para continuar funcionando. Los desastres se clasifican de acuerdo al fenómeno causal, sea este natural, tecnológico o antrópico (UN-DHA 1992, Ocola 2001). Un desastre es una función del proceso de riesgo. Resulta de la combinación del peligro, condiciones de vulnerabilidad e insuficiente capacidad o procedimientos para reducir las consecuencias potencialmente negativas del riesgo o daños futuros (ISRD, 2004). Un gran número de desastres es causado por interacción o modificación del ambiente natural por las personas, y por un mal uso del territorio que altera las condiciones naturales.

Tanto menos desastres afecten un país en desarrollo, tanto más rápido alcanzará los objetivos y progresos de las sociedades que lo constituyen. Es por esta y otras razones, que la gestión y la reducción de desastres son tareas prioritarias en el proceso de desarrollo de las naciones. La reducción de desastre o más propiamente, la reducción de la posibilidad de desastre (*disaster risk reduction*, en inglés) es el marco de referencia conceptual de elementos considerados con las posibilidades de minimizar vulnerabilidades y posibilidad (riesgo) de desastre de toda una sociedad, para evitar (prevención) o limitar (mitigación y preparación) los impactos adversos de los peligros, dentro el amplio contexto del desarrollo sostenible (ISDR, 2004a).

Según ISDR (2002), el marco de referencia de la reducción de desastre está compuesto de los siguientes campos de acción:

- Evaluación y conocimiento del riesgo, incluyendo análisis del peligro, vulnerabilidades y capacidades.
- Desarrollo del conocimiento, incluyendo educación, entrenamiento, investigación e información.
- Compromiso público y marco de referencia institucional, incluyendo organización, política, legislación y acción comunitaria.
- Aplicación de medidas que incluyan manejo ambiental, uso de tierras y planeamiento urbano, protección de las facilidades críticas, aplicación de la ciencia y tecnología, consorcios y redes, e instrumentos financieros.
- Sistemas de alertas tempranas, incluyendo pronósticos, disseminación de alertas, medidas de preparación y capacidades de reacción.
- Convencionalmente, se puede expresar la reducción de la posibilidad de desastre o reducción de desastre por la siguiente razón:

$$\text{Posibilidad de Desastre (X, t)} = \text{Riesgo (X, t)} / \text{Capacidad (X, t)} \quad (4)$$

(Ocola, 2004).

Es evidente que dado un nivel de riesgo, la posibilidad de un desastre será menor tanto mayor sea la capacidad de la comunidad o sociedad para hacer frente a la violencia o severidad del impacto, y tanto menor será el tiempo para reponerse o recuperarse de los efectos adversos, sin el auxilio externo de otras comunidades o sociedades.

Información básica

En Perú, la documentación escrita de la actividad sísmica y sus efectos se benefició grandemente con la visión del ingeniero J. Broggi, el primer Jefe institucional del ahora Instituto Geofísico del Perú (IGP), al asignar como tarea fundamental al doctor E. Silgado documentar los sismos sentidos y recuperar la descripción de los sismos históricos de las crónicas históricas de los archivos europeos. Los resultados fueron publicados en 1973 y en 1978 (Silgado, 1973, 1978). Por otro lado, fue fundamental para la interpretación de la descripción de los efectos macrosísmicos, la adaptación de la escala de Intensidades Macrosísmicas MSK al ambiente peruano (Ocola, 2005), entrenamiento del personal del IGP, con el apoyo financiero de la Organización de Estados Americanos (OEA), en la toma de datos de los efectos macrosísmicos del terremoto de Lima de 1974 por el grupo de científicos del U.S. Geological Survey (USGS): doctores A. Espinoza y T. Algermissen, además del doctor R. Husid.

Posteriormente, la OEA financió el Proyecto de Sismicidad Andina (SISAN) para desarrollar los Catálogos Sísmicos Instrumentales y los Catálogos Sísmicos de

Intensidades Macrosísmicas para las Repúblicas de Bolivia, Colombia, Ecuador y Perú. El proyecto tomó casi cuatro años. Estos catálogos sísmicos fueron los primeros que se elaboraron para las cuatro naciones y se prepararon con información de los centros internacionales de datos, el USGS y datos locales instrumentales y descriptivos, y se publicaron en cuatro volúmenes en 1983 (Ocola, 1983). Los catálogos se entregaron en su versión digital a las instituciones de cada país que intervinieron en el proyecto junto con varios volúmenes impresos y al Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS). La versión digital, en citas magnéticas, fue íntegramente utilizada para elaborar los catálogos de Sismicidad del Proyecto SISRA del CERESIS para dichos países, con cambios y adiciones menores de formato e información, respectivamente.

Características espaciales de la sismicidad en el Perú

Perú está situado en la parte central del borde occidental del continente sudamericano, en la placa tectónica del mismo nombre y en la zona de subducción de la placa de Nazca por debajo de América del Sur. La placa sudamericana se desplaza hacia el Oeste y la Nazca hacia el Este. La zona de colisión superficial de ambas placas tectónicas se inicia en la fosa marina de Perú-Chile, la cual se desarrolla, aproximadamente, paralela a la cordillera de Los Andes, a lo largo del borde occidental del continente sudamericano. La sismicidad en Perú está dominada por la actividad sísmica asociada al proceso de subducción y la actividad sísmica asociada al reajuste tectónico del continente sudamericano (Figura 1). La actividad sísmica volcánica del Sur de Perú no contribuye mayormente a los niveles del peligro sísmico. Por otro lado, la actividad sísmica inducida no es muy conocida.

Los sismos de subducción ocurren en la zona de Wadati-Benioff desde la vecindad de la fosa marina hasta los 650 km de profundidad aproximadamente, con ausencia de actividad importante (magnitud ≥ 3.0 mb) entre 400-600 km de profundidad. La zona de Wadati-Benioff está segmentada en dos bloques tectónicos, alrededor de la latitud de Nazca. En el bloque sur, sur de Nazca, la subducción es normal, i.e., la actividad sísmica se inicia cerca de la fosa marina y penetra monotónicamente hacia la profundidad sin cambio significativo del buzamiento. En este bloque tectónico se desarrollan los volcanes activos del Sur de Perú y norte de Chile. Por el otro lado, en el bloque tectónico norte, la subducción es anormal. La geometría de la zona de Wadati-Benioff es similar a la del bloque sur en los primeros 100 km de profundidad, a partir de esta profundidad la actividad sísmica se distribuye casi horizontalmente hasta cerca de la frontera Perú-Brasil, para luego penetrar hacia los 650 km de profundidad, con la ausencia de actividad sísmica entre los ~ 300 - y 500-km de profundidad. En este bloque tectónico no hay volcanes activos.

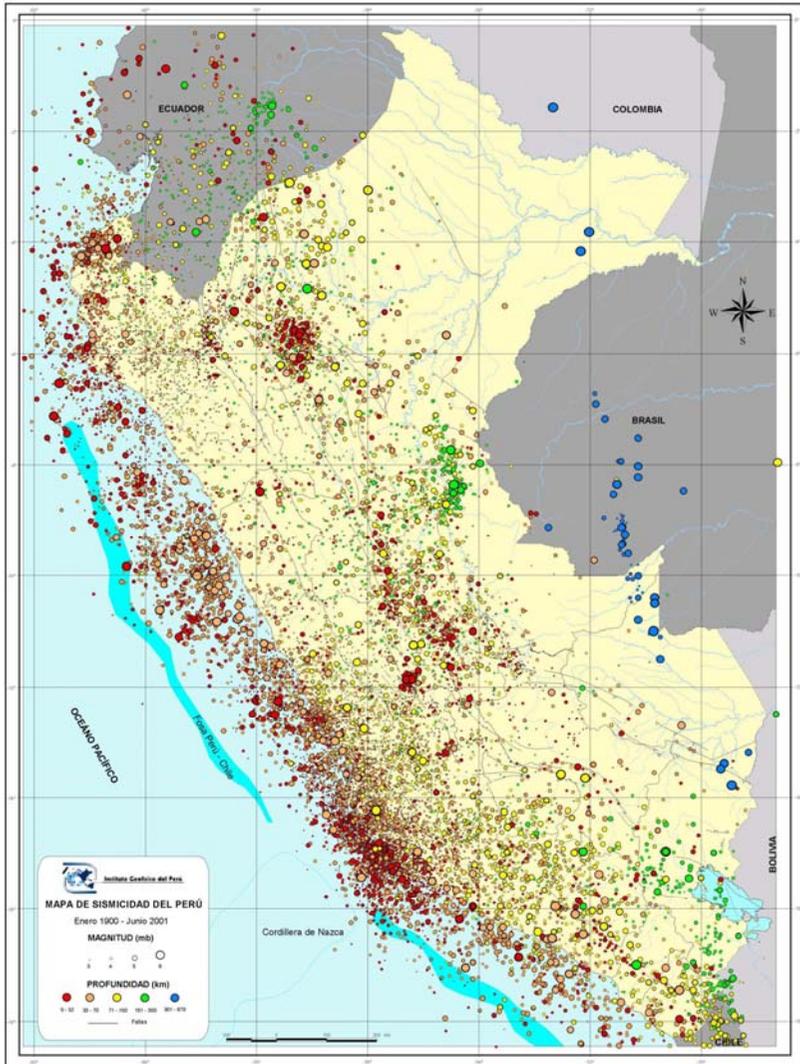


Figura 1. Sismicidad del Perú 1900-2001. Sismos instrumentalmente localizados y agrupados en las siguientes clases, de acuerdo a la profundidad y ambiente sísmico: 0-32 km (color: rojo), superficiales, colisión de las placas tectónicas y reajuste tectónico. 33-70 km (color: naranja), intermedio-superficiales, subducción y reajuste tectónico, 71-150 km (color: amarillo), intermedios, subducción, 151-300 km, intermedios profundos (color: verde), subducción, 301- 670 km, profundos, subducción. Los 670 km es la profundidad máxima de los sismos detectados a la fecha. El mapa fue publicado en el Atlas de Peligros Naturales del INDECI-PNUD (2003).

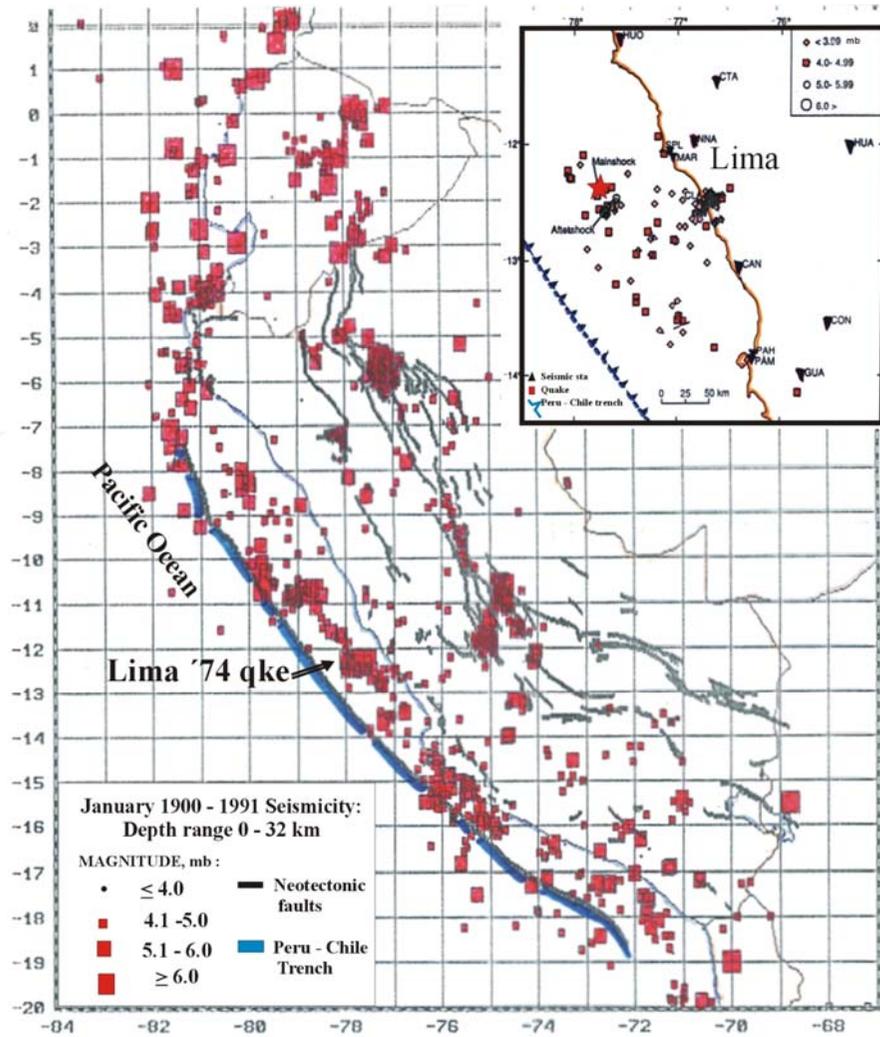
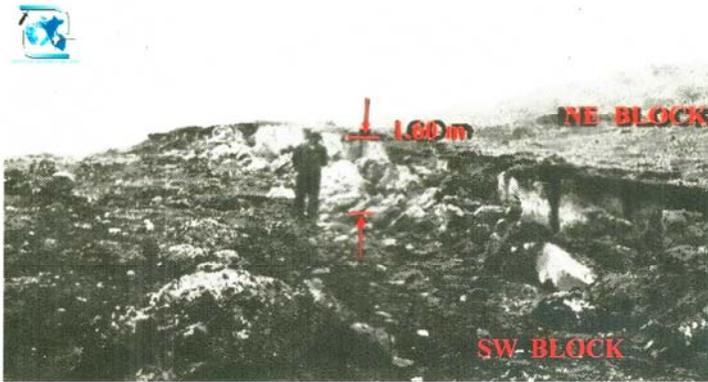


Figura 2. Sismicidad superficial y fallas neotectónicas de Perú. Sismos con profundidades entre 0 y 32 km, hipocentros para los que hay certeza que están relacionados con fallas activas del borde continental. Estos sismos son de muy alta peligrosidad. El tiempo de recurrencia de los sismos de gran magnitud es del orden de un mil años. La recurrencia de los sismos del ambiente de colisión es de decenas a centenas de años. En el mapa, se indica la localización del epicentro del terremoto de Lima de 1974, y en el inserto, se reproduce la distribución de las réplicas de dicho terremoto, localizadas por Langer y Spence (1995).



SISMO DEL AÑO 1969, MAGNITUD: 6.9 Ms: FALLA HUAYTAPALLANA

Figura 3. Falla geológica de Huaytapallana, Huancayo, sismo de 1969, magnitud 6.9 Ms. El hipocentro localizado a 5 km de profundidad, desplazamiento vertical máximo de 1.60 m y 0.70 m de desplazamiento horizontal sinixtral. La falla permaneció sísmicamente activa por varios años después de ocurrido el evento (E. Deza, 1971).

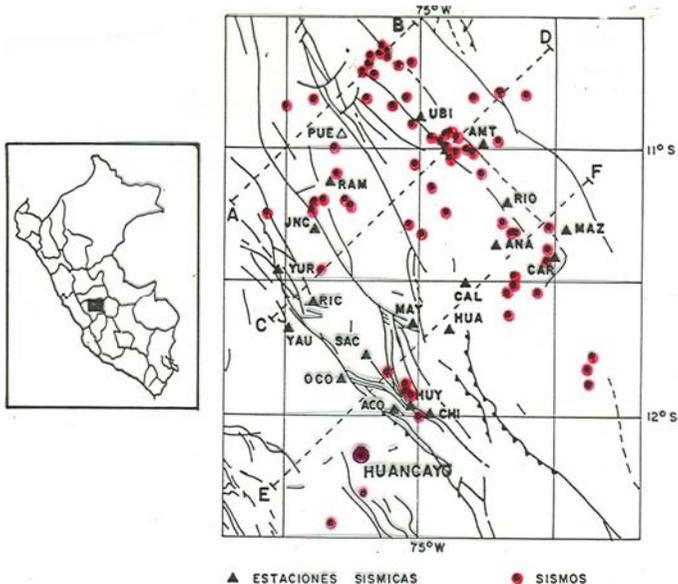


Figura 4. Actividad sísmica asociada con el reajuste tectónico cortical superficial en la zona Huancayo-Comas, al noreste de la ciudad de Huancayo. Resultados de un experimento temporal realizado por el ORSTOM (hoy IRD) y el IGP, Dorbath *et al.* (1986). Las letras a los extremos de las líneas punteadas designan los ejes de los perfiles verticales de sismicidad que se muestra en la Figura 5.

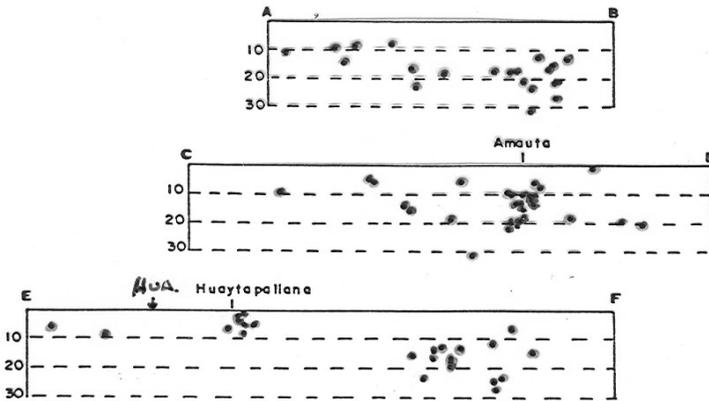


Figura 5. Perfiles verticales de sismicidad A-B, C-D, E-F de Dorbath *et al.* 1986), Figura 4. El perfil E-F muestra actividad sísmica a profundidades menores a 10 km en las fallas de Huaytapallana y Altos del Mantaro (hacia el Oeste). La actividad sísmica superficial, hasta profundidades de 30 km, es significativa e importante en el bloque tectónico superficial de la Cordillera Andina Oriental y contrafuertes subandinos.



Figura 6. Actividad eruptiva del volcán Ubinas del sur de Perú en el 2006. Esta actividad alcanzó un Índice de Explosividad Volcánica máximo de 3. La caída de tefra afectó severamente a la población, agricultura, ganadería, animales no domesticados y al ambiente natural. La población cercana al volcán fue evacuada. La actividad sísmica asociada con el proceso eruptivo del 2006 fue del tipo tremor y período largo, con algunas explosiones.

Los terremotos de gran magnitud ocurren en la zona más superficial de la zona de Wadati-Benioff: zona de colisión y trabazón de las dos placa tectónicas y predominancia de fallamiento geológico inverso (primeros 40-50 km de profundidad, por debajo del fondo marino). El terremoto de 1868 del sur de Perú se toma como sismo característico máximo para este bloque, cuya magnitud se estima que es > 9.3 Mw. Para el bloque norte, se toma como el sismo característico máximo el de 1746, con magnitud > 9.3 Mw. Las características generales de estos eventos son: una gran área (volumen) de ruptura en la zona hipocentral, gran área de sacudimiento severo del suelo-terreno, vasta extensión del área de percepción del sacudimiento del suelo, alteración del terreno y naturaleza: deslizamientos, derrumbes, licuefacción, gran destrucción del ambiente constructivo e infraestructura vital, especialmente la de alta vulnerabilidad, interrupción de las vías de comunicación terrestre, generación de grandes maremotos, gran número de réplicas, gran sufrimiento humano, entre otros efectos negativos. En suma, estos eventos producen desastres de gran magnitud y extensión.

Sin embargo, la actividad sísmica más violenta y peligrosa ocurre en el continente, aquella producida por el reajuste tectónico debido a la colisión-trabazón de las dos placas tectónicas mencionadas supra. Esta actividad sísmica está asociada con fallas geológicas superficiales activas (Figura 2), muchas de las cuales rompen superficie y producen fallas geológicas de decenas de kilómetros de longitud con desplazamientos (vertical y horizontal) del orden de metros: sismo de Quiches (An-cash) de 1976, Huaytapallana (Junín) 1969. Hay casos documentados en los cuales la aceleración de la gravedad en la superficie fue excedida, como el sismo de Huaytapallana, Huancayo, de 1999 (Figura 3).

La distribución de la actividad sísmica continental es muy superficial. Las Figuras 4 y 5 ilustran esta característica de la actividad sísmica superficial de reajuste tectónico.

El tercer ambiente sísmico es el volcánico. Los volcanes activos del sur de Perú se encuentran al sur de la latitud $\sim 15.5^\circ$ sur. Se conoce que hay actividad sísmica volcánica desde el volcán Sara Sara, cerca a Nazca, hasta los volcanes en la frontera con Chile. En la Figura 6 se muestra la actividad fumarólica del volcán Ubinas, y en la Figura 7 la clase de actividad sísmica detectada en dicho volcán durante el período de actividad del año 1998. Los sismos son de pequeña magnitud, algunos son sensibles. Históricamente, la actividad más fuerte documentada fue la asociada con la erupción del volcán Huaynaputina en 1660. Este volcán tuvo un índice de explosividad volcánica de 6. Los sismos se sintieron en la ciudad de Arequipa a ~ 80 km de distancia del epicentro. Los efectos del sacudimiento del suelo no son tan severos como los causados por los sismos de los otros dos ambientes sísmicos descritos líneas arriba.

Hay una cuarta clase de actividad sísmica, de la cual se conoce poco. La actividad sísmica inducida por alteración de las condiciones naturales, tales como, la extracción de petróleo en la selva, pozo Pavayacu, es el más conspicuo, el sismo fue sentido en superficie. Los reservorios de agua distribuidos en la vertiente occidental de los Andes. Aún no se tiene documentado un caso histórico de importancia de sismicidad inducida.

Mapas de peligro sísmico

Los mapas de peligro sísmico presentan una visión de la peligrosidad de la actividad sísmica en el espacio y tiempo de un determinado territorio, con el fin de que la sociedad tome las medidas pertinentes para evitar o mitigar los efectos negativos de los sacudimientos del terreno y el impacto de los fenómenos geológicos e incidencias tecnológicas asociados con los grandes terremotos. Se asume que una vez producida la evaluación de la peligrosidad de la sismicidad de un territorio y presentada en la forma de un mapa o plano, las personas, comunidades o la sociedad tomen las medidas preventivas del caso para evitar que a la ocurrencia de los niveles de severidad de sacudimiento del suelo pronosticados, no se produzcan pérdida de vidas humanas y daños que paralicen el funcionamiento de la sociedad, i.e., no se produzcan desastres por la incidencia directa del sacudimiento del suelo o el impacto de los fenómenos asociados: maremotos, fallamiento geológico del terreno, deslizamientos, derrumbes, avalanchas de nieve-hielo-detritos, licuefacción, etc. Lo cual implica: reforzar las edificaciones, planificar el desarrollo urbano, implementar medidas de alerta (maremotos, avalanchas, inundaciones, etc.), preparar a la población (simulacros sin previo aviso), planificar el desarrollo nacional (incluir el factor de la posibilidad de desastre en los proyectos de inversión y desarrollo), organizar los medios de comunicación masiva de la población, etc.

Un mapa de peligro sísmico es un pronóstico de la severidad de sacudimiento del suelo para un determinado número de años y con una probabilidad de excedencia, usualmente para 50 años de exposición y 10% de probabilidad de excedencia, i.e., hay un 10% de probabilidad que el valor calculado o especificado en el mapa sea excedido en los 50 años para los cuales se ha realizado el cálculo. Normalmente, la severidad de sacudimiento del suelo se especifica en función de las aceleraciones sísmicas máximas, para diseño sismorresistente. Algunas veces, se elaboran estos mapas en términos de intensidades macrosísmicas, cuando se preparan para fines de Defensa Civil.

Estos mapas se preparan mediante integración de la información sismológica, geofísica, geológica, tectónica e histórica. Los cálculos se realizan mediante proce-

dimientos probabilísticos cuando hay información observacional e instrumental, o determinísticos cuando no hay catálogos sísmicos, pero sí existe historia sísmica.

Por otro lado, la escala y resolución espacial de los mapas de peligro sísmico depende del propósito para el cual se prepara el mencionado documento. Hay mapas nacionales, regionales, urbanos, así como también, hay evaluaciones de peligro sísmico para sitios específicos. En el presente documento se tratará de los mapas nacionales y se introducirán algunos conceptos sobre los mapas de peligro sísmico en centros urbanos.

Mapas nacionales de intensidades macrosísmicas máximas históricas

La preocupación de reflejar la peligrosidad de los fenómenos sísmicos en el Perú en mapas, deviene desde los inicios de la documentación y estudios sísmicos sistemáticos iniciados por E. Silgado, quien publicó el primer esbozo de la distribución de las intensidades máximas en el territorio peruano en 1978 (Silgado, 1978). Posteriormente, Ocola (1982) publicó un mapa con las localidades para las cuales se encontró documentación escrita sobre la severidad de sacudimiento del suelo y se le asignó el valor de intensidad máxima, según la evaluación de los efectos reportados para el evento sísmico. No se hicieron curvas de igual intensidad de sacudimiento máximo (isosistas máximas), porque las intensidades máximas producidas por los sismos destructivos son áreas no puntos. Por otro lado, las intensidades históricas están documentadas en los lugares donde existen y/o existieron centros poblados históricamente. Esto implica, que en zonas como la Subandina, de relativa alta sismicidad, existan grandes tramos sin intensidades máximas severas. Al hacer contornos, inducen a concluir que dichas zonas son de baja peligrosidad sísmica. Lo cual es un error. No se debiera elaborar estos mapas con información puntual, sino con las envolventes de las áreas de máximas intensidades de cada evento y en coherencia con el patrón tectónico activo. Se debe tener en cuenta que el tiempo de recurrencia, estimado con base en estudios de paleosismicidad de los grandes eventos de reajuste tectónico en el continente, es de más de un mil años. Los catálogos sísmicos instrumentales no alcanzan los cien años de datos calificados.

El mapa de intensidades máximas actualizado se presenta en la Figura 8. Una versión ampliada se publicó en el Atlas de Peligros Naturales de INDECI-UNDP (Ocola, 2003).

Mapas nacionales de peligro sísmico probabilístico

Con la difusión de la evaluación probabilística del peligro sísmico preconizada por Cornell (1968) y la elaboración de los primeros catálogos sísmicos instrumentales y

de intensidades macrosísmicas, se inició la elaboración y publicación de mapas de evaluación probabilística del peligro sísmico en el territorio peruano, entre los cuales se encuentra el de Casaverde y Vargas (1980) y Ocola (1982). La diferencia fundamental en la evaluación probabilística del peligro sísmico por diferentes grupos radica en los criterios empleados para identificar y determinar los parámetros estadísticos de la sismicidad de las zonas sismogénicas. Los ingenieros civiles, por lo general, identifican las zonas sismogénicas con base en la distribución de la actividad sísmica documentada en los catálogos instrumentales que utilizan. Los sismólogos y geofísicos utilizan como guía, además de la distribución espacial y temporal de la sismicidad, la información geológica, geofísica, tectónica y el concepto del “gap-sísmico”, para delimitar geográficamente las zonas sismogénicas y calcular los parámetros estadísticos característicos de su sismicidad. Muchos de los mapas de peligro sísmico de los ingenieros civiles reflejan los más altos niveles de peligro sísmico donde recientemente la actividad sísmica fue la más frecuente. Sin embargo, la naturaleza muestra que las zonas más peligrosas sísmicamente son aquellas donde histórica o prehistóricamente han ocurrido grandes terremotos y que en las últimas decenas o centenas de años no se han repetido dichos eventos con magnitudes similares. Pueden ocurrir eventos sísmicos, pero de magnitudes menores. Este es el concepto de “gap-sísmico” que utilizan los sismólogos. La delimitación de las zonas sismogénicas requiere de una integración cuidadosa de información espacial multidisciplinaria, principalmente la neotectónica y geofísica.

En 1982 y con el apoyo de la OEA, se calculó el primer mapa de peligro sísmico probabilístico en términos de intensidades macrosísmicas (Ocola, 1982). Los cálculos se hicieron con el software EQRisk (McGuire, 1976). Se determinaron dos leyes de atenuación en función de intensidades macrosísmicas en la escala MSK para el ambiente sísmico de subducción y para el ambiente sísmico de reajuste tectónico del continente. El mapa se preparó con fines de Defensa Civil. Las funciones de atenuación se determinaron utilizando las envolventes de los gráficos Intensidad Macrosísmica *versus* distancia hipocentral. Los valores estimados son conservadores. La severidad de sacudimiento se calculó para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años. Este mapa está incluido en el Atlas de Peligros Naturales de INDECI-PNUD (Ocola, 2003)

El mapa vigente de peligro sísmico de Perú fue el resultado del Proyecto Piloto financiado por la Comunidad Europea a los países de la Comunidad Andina de Naciones (en ese entonces, los países que conformaban el Pacto Andino). El investigador principal de parte de la Comunidad Europea fue el profesor D. Giardini, y participaron los doctores Julio Mezcua de España, Bernard Dost de Holanda, Winfried Hanka de Alemania. De la parte de la CAN, participaron los doctores Herbert

Rendón de Venezuela, M. Cristina Dimatè de Colombia, Hugo Yépez de Ecuador, Larry Drake de Bolivia y L. Ocola de Perú. Se utilizó el catálogo sísmico instrumental de CERESIS de 1994, el software FRISK de R. McGuire. Se empleó la ley de atenuación de R. Saragoni (Saragoni *et al.*, 1981) para zonas de subducción, y para las zonas sísmogénicas de reajuste tectónico continental se utilizó las leyes de atenuación de Quijada *et al.* (1993). La integración de los datos y procesamiento fue realizada en varios talleres del proyecto. El procesamiento final fue realizado por C. Dimatè y D. Giardini. La coordinación del Proyecto estuvo a cargo del profesor D. Giardini (Giardini *et al.*, 1997).

El mapa de peligro sísmico probabilístico resultante, se integró al Mapa Mundial de Peligro Sísmico del Proyecto GSHAPE, el cual ha tenido una gran difusión a nivel mundial. El mapa correspondiente a Perú, ligeramente modificado, se presenta en la Figura 9, el mismo que se encuentra publicado en el *Atlas de Peligros Naturales* de INDECI-PNUD.

El cálculo del peligro se hizo en términos de aceleraciones máximas, para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años de exposición. Este mapa sirvió para zonificar el Perú e implementar la norma sismorresistente vigente (Figura 10) (NTE-E.030, 1997).

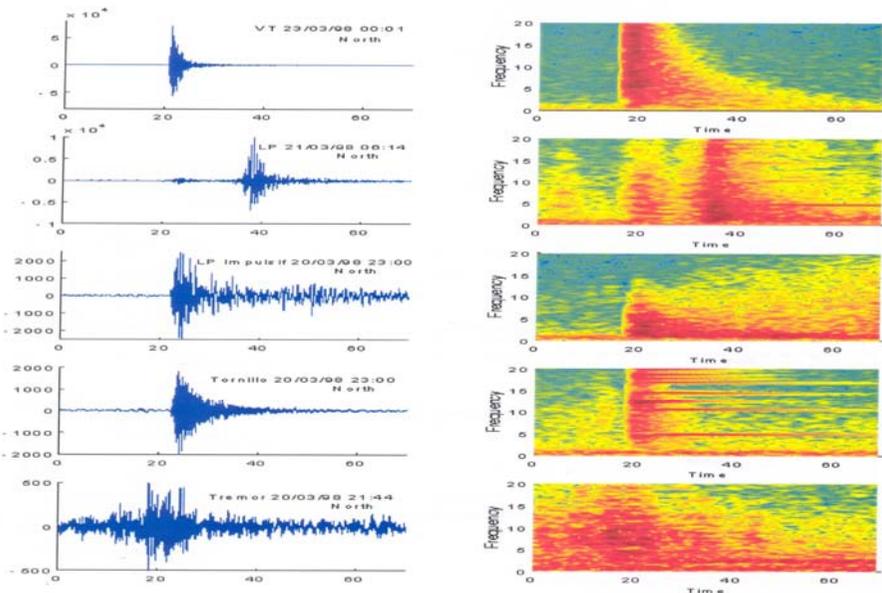


Figura 7. Señales sísmicas y espectrogramas (espectros en función del tiempo) de las diferentes clases de eventos o procesos volcánicos del volcán Ubinas.



Figura 8. Mapa de Intensidades Macro sísmicas Máximas publicado en el Atlas de Peligros Naturales de Perú del INDECI-UNDP del 2003. Los círculos indican la localización de uno de los lugares para los cuales existe descripción documentada escrita de los efectos máximos de los sismos históricos en las zonas mezosísmicas (zonas de máximos efectos macrosísmicos). Los números indican los años en que ocurrieron las intensidades máximas asociadas con el círculo La primera versión de este mapa fue la del Proyecto SISAN publicada en 1982 (Ocola, 1982).



Figura 10. Zonas sísmicas oficiales de Perú (NTE-E.030, 1997). Los Factores de Zona, en unidades de la aceleración de la gravedad terrestre (g), son: Zona 3: 0.4 g, Zona 2: 0.3 g, Zona 1: 0.15 g. “Este factor se interpreta como la aceleración máxima del terreno con una probabilidad de 10% de ser excedida en 50 años” (NTE-E.030, 1997).

Mapas de peligro sísmico de ciudades

Normalmente, los mapas nacionales y regionales de peligro sísmico están calculados con referencia a suelos competente. Sin embargo, las ciudades, por lo general, están emplazadas en suelos blandos, heterogéneos y bajo la influencia del agua subterránea a poca profundidad bajo la superficie. Esto implica que, cuando se desea calcular la severidad de sacudimiento en terrenos urbanos, se debe evaluar el incremento o disminución de la severidad de sacudimiento del suelo debido a las condiciones locales del sitio para el cual se realiza la evaluación. Cuando esta evaluación se hace para toda una ciudad o centro poblado, el resultado es una microzonificación de la severidad probable del sacudimiento del suelo.

Una microzonificación sísmica requiere evaluar la respuesta de los terrenos urbanos al sacudimiento de un terremoto. Lo que requiere de una instrumentación densa con instrumental sísmico para movimientos fuertes. Esto implica una gran inversión para instrumentación de una red densa de acelerógrafos y la operación de la misma. Por otro lado, el tiempo de recurrencia de sismos fuertes destructores es muy largo, algunos son de cientos de años. Si se cuenta con el financiamiento, solo es esperar y confiar en la buena suerte, para tener información para hacer frente al sismo destructor.

Por otro lado, si se cuenta con financiamiento y no hay indicios de la ocurrencia de un evento fuerte a corto plazo, se procede a obtener la información de las propiedades físicas y mecánicas de la columna suelo-subsuelo, que es lo costoso, y se procede al modelaje numérico para niveles de deformación del suelo comparables a los determinados para sismos destructores. Este procedimiento es adoptado en los estudios de sitio para obras de gran envergadura y costo, o para ciudades especiales que cuentan con el financiamiento apropiado, como lo ejecutado para la ciudad de Bogotá, Colombia (INGEOMINAS y U. de los Andes, 1997).

Si una ciudad es afectada por un movimiento sísmico fuerte que produce información sobre daños en construcciones populares, es posible hacer un levantamiento sistemático de los efectos de sismo en: las personas, viviendas de uno o dos pisos, objetos dentro de las viviendas, la naturaleza y los animales, para estimar la severidad de sacudimiento del suelo. Además de observar y evaluar la calidad de la construcción y materiales, técnica constructiva, antigüedad, grado de preservación, clase de suelo y su comportamiento, para explicar la distribución y nivel de daños. La selección de edificaciones de solo uno y dos pisos minimizan la amplificación de la severidad de sacudimiento debido al factor estructural. Cuando los datos se toman cuidadosa y sistemáticamente, el resultado es una

distribución diferencial de la severidad de sacudimiento del suelo asociada a la respuesta de los terrenos donde se asientan las viviendas. Este procedimiento se empleó por primera vez en la ciudad de Arequipa, Perú, después del terremoto de febrero 16 de 1979 (Ocola, 2005). El resultado de la respuesta diferencial de la ciudad de Arequipa, para ese sismo, se muestra en la Figura 11. El IGP aplica rutinariamente este procedimiento para evaluar los efectos de los terremotos de Perú en ciudades desde 1979, produciendo mapas de respuestas similares al de la Figura 11. Esta clase de mapas indica que el peligro es mayor donde la intensidad de sacudimiento fue mayor.

En algunos casos, cuando ocurre un terremoto que afecta una ciudad, en ella se encuentra estaciones acelerográficas que registran el movimiento fuerte. Si para dicha ciudad se hace un levantamiento sistemático de los efectos del terremoto, y si se conoce las velocidades de propagación de las ondas sísmicas de corte y densidades de masa en las capas de suelos más superficiales, y además se conoce la frecuencia dominante en el sitio, se puede calcular la aceleración máxima asociada a la intensidad macrosísmica evaluada para dicho sitio. De esta manera, se obtiene una estimación de la respuesta del suelo en el sitio para el cual se cuenta con la información geotécnica del suelo, las velocidades de propagación, la frecuencia dominante y la intensidad macrosísmica. Este procedimiento se aplicó para la ciudad de Lima para las intensidades macrosísmicas del terremoto de octubre de 1974. La Figura 12 muestra los 17 valores calculados (Ocola, 2007), y los valores de las aceleraciones máximas registradas en dos acelerógrafos. Las aceleraciones máximas calculadas para los pozos más cercanos a las estaciones acelerográficas no difieren más de 0.01 g. Se cuenta con información de intensidad macrosísmica en ~500 puntos para Lima Metropolitana del mencionado terremoto. Con información geotécnica y frecuencias predominantes adicionales, se espera cubrir el resto de Lima Metropolitana.

Mapas de riesgo sísmico

Mapas nacionales de riesgo sísmico

En la sección anterior se ha descrito los avances y documentos disponibles concernientes a la evaluación del peligro sísmico. Para la evaluación del riesgo sísmico se requiere la evaluación de las vulnerabilidades de los elementos expuestos al peligro potencial. Esta tarea no se ha hecho para ninguna de las variables: población, ambiente constructivo, ambiente social, económico y cultural, etc. En consecuencia, no se han elaborado los mapas de riesgo a nivel país para estas variables, ni se ha calculado el índice de riesgo sísmico a nivel país.

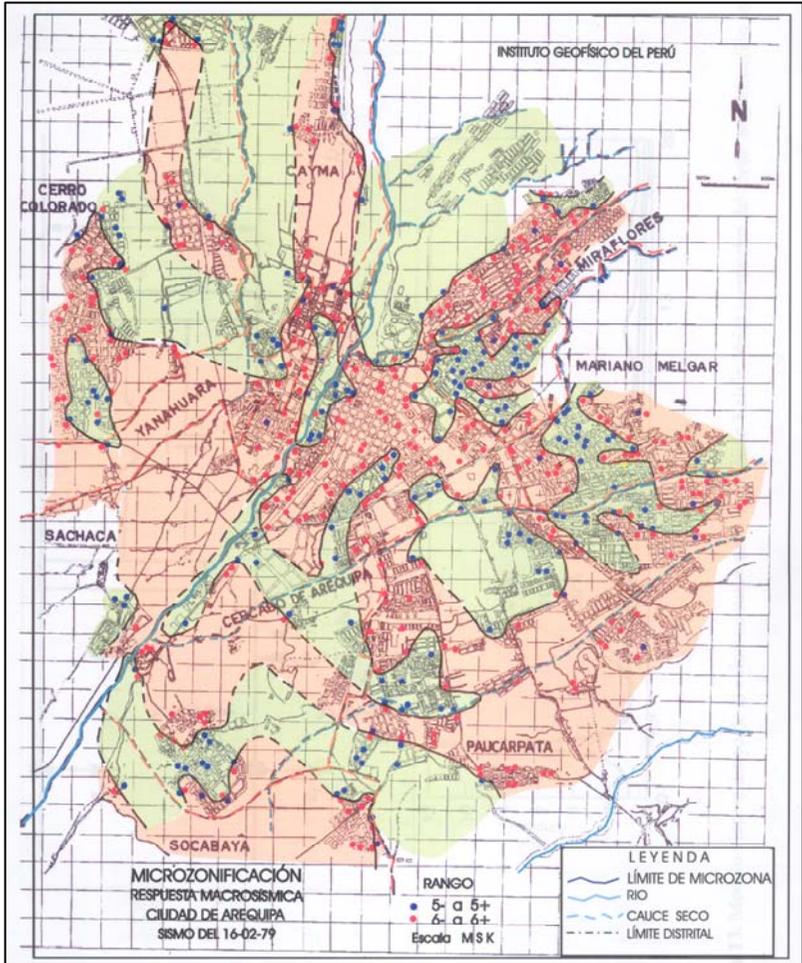


Figura 11. Respuesta Macrosísmica del suelo de la ciudad de Arequipa, Perú, al terremoto del 16 de febrero de 1979, magnitud: 7.2 Mw, epicentro: a 120 km al noroeste de la ciudad de Arequipa, cerca de la ciudad costeña de Camaná. El levantamiento de información macrosísmica de campo y su posterior interpretación requirió adaptar la Escala de Intensidades Macrosísmicas MSK a las condiciones constructivas de Perú, el diseño de formularios para toma de datos en viviendas, suelos de cimentaciones y estructuras. Los resultados se interpretaron en términos de severidad de sacudimiento del suelo (intensidades MSK), vulnerabilidad observada (calidad global de la construcción), niveles de daños y antigüedad. La diferencia en color marca el agrupamiento de intensidades 5⁻ - 5⁺ y 6⁻ - 6⁺ MSK.

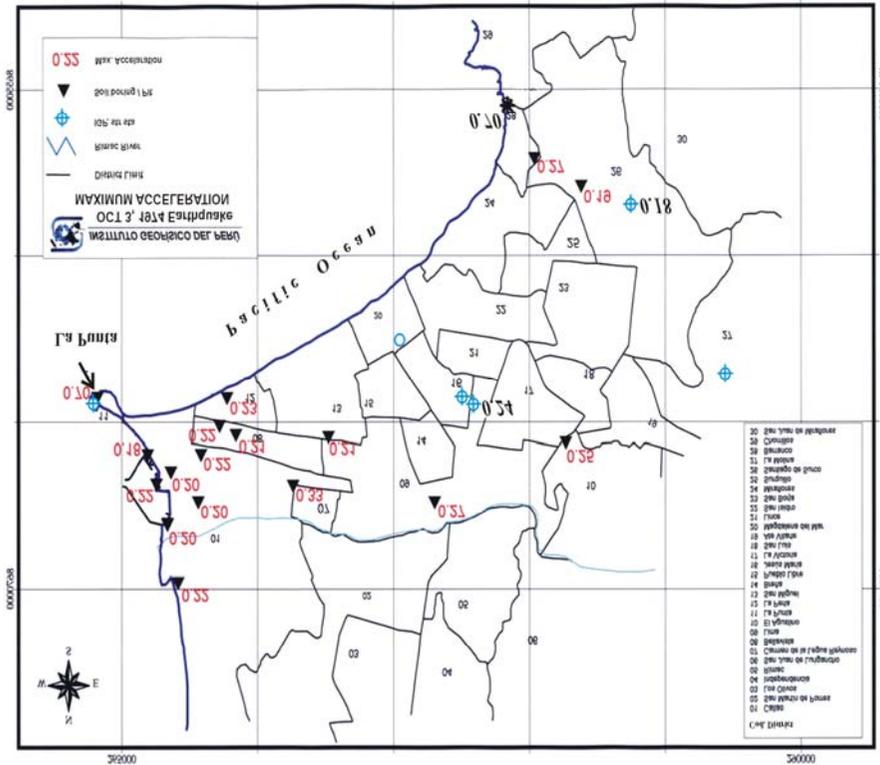


Figura 12. Aceleraciones máximas calculadas para el terremoto del 3 de octubre de 1974 en diferentes puntos de Lima Metropolitana y Callao. Los cálculos se hicieron en función de la intensidad macrosísmica, frecuencia característica e impedancia acústica de las ondas de corte del sitio donde se evaluó la intensidad macrosísmica. Los valores junto a los círculos con el signo “+” son las aceleraciones máximas registradas por los acelerógrafos del IGP. Los valores asociados con los triángulos son valores calculados por Ocola (2007). Los nombres junto a los números del inserto son los códigos de los distritos de Lima y Callao.

Evaluación del riesgo-1980: Distrito de Barranco, Lima

Como productos de los proyectos de la OEA-IGP, se elaboraron los Catálogos Sísmicos, se calculó los mapas nacionales de peligro sísmico, y se desarrolló una metodología para evaluar, como proyecto piloto, la vulnerabilidad de las viviendas populares en función de la clase y calidad de los elementos constructivos de las viviendas populares de una parte del distrito de Barranco del Lima. Además se

implementó curvas *ad hoc* para estimar los daños probables en las viviendas 1-2 pisos de adobe, albañilería sin confinar (material: ladrillo, bloquetas, etc.) y albañilería confinada (material: ladrillo, bloquetas de cemento, columnas y vigas de concreto armado) en función de la intensidad macrosísmica. Las curvas fueron similares a las observadas en la respuesta macrosísmica del ambiente constructivo de la ciudad de Arequipa para el terremoto de febrero de 1979.

Se hizo una inspección sistemática de vivienda por vivienda en el Distrito de Barranco, llenando formularios especialmente diseñados para tal fin. La vulnerabilidad y nivel de riesgo se calculó para dos niveles de severidad de sacudimiento del suelo: 8- y 9-MSK, de acuerdo al mapa de peligro sísmico calculado para Perú en función de intensidades macrosísmicas. Los resultados de los daños probables para Barranco, año 1980, para intensidades 8- y 9-MSK, se presentan en la Figura 13. Los daños se expresan en niveles de daño de la escala MSK. El daño dominante para la intensidad 8 MSK es 3, plano superior de la Figura 13. La mayoría de casas de adobe, son reparables. En cambio, los daños probables de Barranco-1980, para una intensidad de 9 MSK, es de nivel 4 MSK, plano inferior de la Figura 13. Involucra grandes grietas y derrumbes parciales de muros. Las viviendas no son reparables. A partir del año 2007, el ambiente constructivo de la zona evaluada ha cambiado drásticamente. La mayoría de las edificaciones son de concreto armado y abundan los edificios altos.

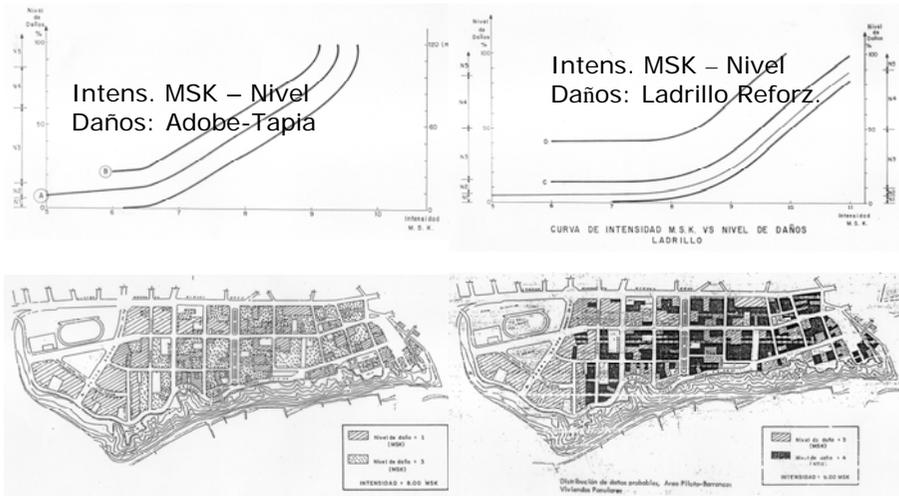
Se comparó la información obtenida de la inspección sistemática de las viviendas con la de las fichas existentes en el Municipio de Barranco de las declaraciones de los propietarios sobre la propiedad. Se investigó la posibilidad de usar la información de las declaraciones de los propietarios para realizar la evaluación de la vulnerabilidad y los niveles de daños posibles para intensidades macrosísmicas de 8 y 9 en la escala MSK. Se encontró que la cantidad de información contenida en las declaraciones de los propietarios sobre sus viviendas eran suficientes para la evaluación de la vulnerabilidad, y por tanto, había la gran posibilidad de realizar masivamente el ejercicio para toda Lima Metropolitana mediante computadoras, sin necesidad de la inspección sistemática de vivienda por vivienda. El único problema que encontramos fue que, a nivel provincial, la información no estaba disponible: era de naturaleza confidencial.

Mapas nacionales de los factores generales de vulnerabilidad

El factor vulnerabilidad conceptualizado desde la perspectiva social es mucho más amplio y complejo de lo que hasta aquí se ha definido. Así por ejemplo, Cardona (2004) define la vulnerabilidad como una predisposición intrínseca, y ser susceptible a daño. Por otro lado, Rashed T. y J. Weeks (2003), mencionan que el problema es complejo y no bien condicionado para el cual no hay una solución única identi-

cable objetivamente. La vulnerabilidad es una función de la sensibilidad de un sistema social o físico a los cambios que puede introducir un fenómeno natural, a la capacidad de adaptación o reacción de la comunidad ante el impacto potencial, y a su grado de exposición. Por otro lado, en contra posición surge el concepto de resiliencia, como se mencionó en secciones anteriores. Por el cual, el sistema social y la sociedad no son mayormente sensibles a los impactos y cambios ocasionados por los peligros y tienen capacidad de adaptarse a la situación sin mayores problemas. La vulnerabilidad varía en función del espacio debido a la ligazón que existe entre las características socioeconómicas, culturales, demográficas, e históricas, además de su variabilidad en el tiempo.

Los principales factores generales de la vulnerabilidad son: pobreza, densidad poblacional y desarrollo humano. Los desastres afectan mayormente a “la clase más desposeída” y aniquila la economía de los países en desarrollo.



Daños – Intensidad 8 MSK

Daños – Intensidad 9 MSK

Figura 13. Riesgo sísmico estimado de viviendas populares del distrito de Barranco, provincia de Lima, año: 1980. Daño probable estimado según las curvas “Nivel de Daño vs. Intensidad Macrosísmica” (Figuras superiores) para la clase de vivienda dada: adobe-tapia y ladrillo reforzado, y calidad (vulnerabilidad) de vivienda: Buena, Regular, Mala. Distribución de daños (figuras inferiores): Daños 2- y 3-MSK para Intensidad Macrosísmica 8 MSK, y daños probables 3- y 4-MSK para Intensidad Macrosísmica 9 MSK. Viviendas con daños 4 MSK no son reparables.

Por otro lado, si una comunidad es pobre y no tiene los medios ni los bienes para capacitar a sus miembros, dicha comunidad es altamente vulnerable ante cualquier cambio perjudicial en su entorno, por falta de conocimiento, bienes y facilidades. En las siguientes secciones, se trata de estos factores a nivel país. Se tratará de identificar donde se encuentran los puntos críticos vulnerables al impacto de los fenómenos sísmicos.

Distribución territorial del índice de pobreza

La cuantificación de la pobreza se hace en términos absolutos y relativos. La pobreza absoluta cuantifica el número de personas por debajo de la línea de pobreza, la cual es independiente del lugar y del tiempo. Para que la medida sea absoluta, la línea de pobreza debe ser la misma en diferentes países. El Ministerio de Economía y Finanzas de Perú (MEF, 2001), para esta clase de medida de pobreza, “toma en cuenta el costo de una canasta mínima esencial de bienes y servicios y considera como pobres a todos aquellos cuyo consumo o ingreso está por debajo de ese valor”.

La pobreza relativa define la “pobreza” como aquella que está por debajo de una línea de pobreza relativa. Una medida relativa de pobreza es, por ejemplo, cuando se define como pobres aquellas familias cuyo ingreso económico es menor que el 50% de los ingresos medios de la población.

Además de los dos grupos mencionados, al cuantificar los niveles de pobreza se considera los grupos excluidos o marginados por la sociedad, entre otras razones, su pobreza, calidad de vida, vecindades, etc.

Al calcular la severidad de pobreza, el MEF utilizó el método de la línea de pobreza y el gasto de consumo como medida del bienestar. El nivel de pobreza se determina de la comparación del “valor *per cápita* de gasto en el hogar con el valor de una canasta mínima denominada línea de pobreza”. Las canastas mínimas “aseguran el consumo de 2,318 kilocalorías diarias por persona. La valorización de las Canastas Mínimas alimentarias se realizó considerando los precios reales pagados por los hogares en sus lugares de residencia”. El método de línea de pobreza por consumo tiene las ventajas de ser más estable que el de ingresos, incorpora todos los bienes y servicios que consume el hogar y se refiere a lo que realmente se consume.

El MEF (2001), para asignar recursos financieros al país en el 2001, calculó los Índices Distritales de Pobreza, mediante el producto de la severidad de la pobreza promedio por habitante en cada distrito multiplicado por la población del distrito, normalizando dicho índice al 100% para todo el territorio peruano. Se consideran “pobres los hogares cuyo gasto total *per cápita* es menor al costo de una Canasta Básica de Consumo (CBC) que incluye una canasta alimentaria más otros bienes y

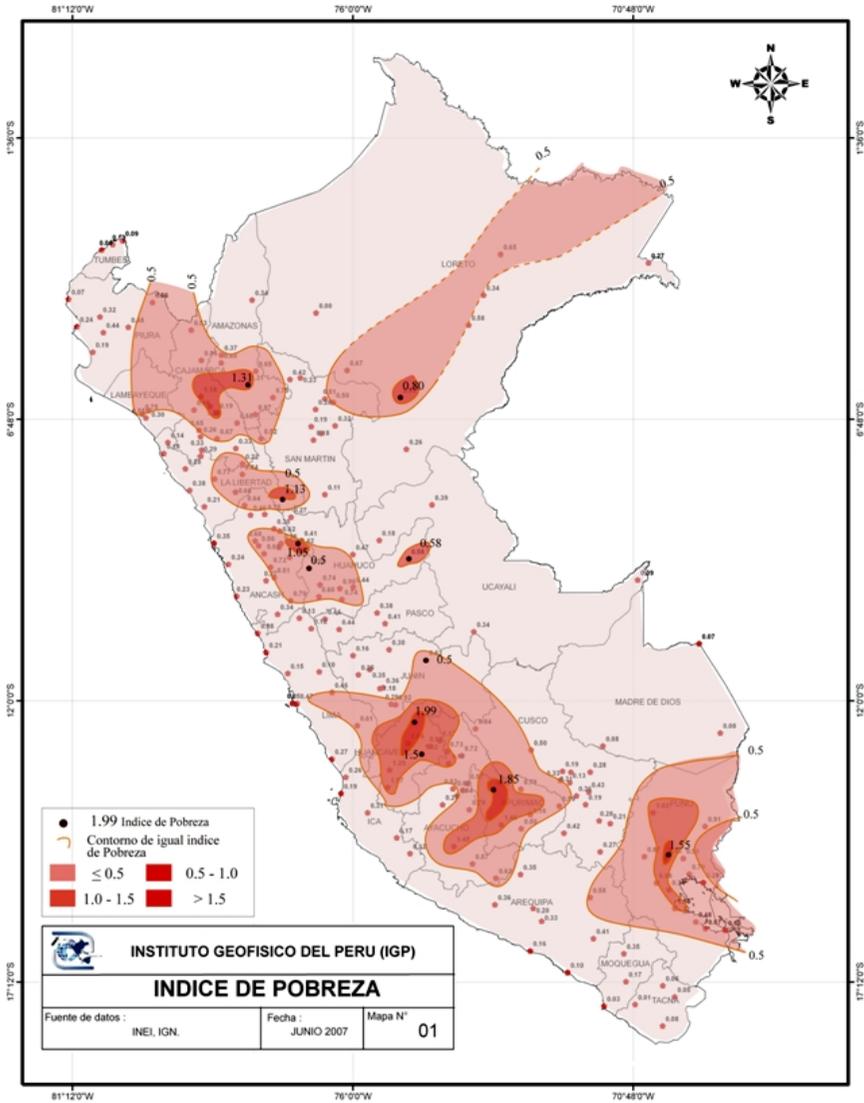


Figura 14. Patrón espacial de la pobreza en el Perú, según los resultados del MEF. Las curvas de igual índice de pobreza se han construido en base de los valores provinciales del MEF. Los valores puntuales se han localizado en la capital de cada provincia del territorio peruano. La mayor pobreza se distribuye en núcleos discretos a lo largo de la zona alto andina. Estos tienden a localizarse en los asentamientos de las antiguas culturas andinas. La influencia de la historia es evidente.

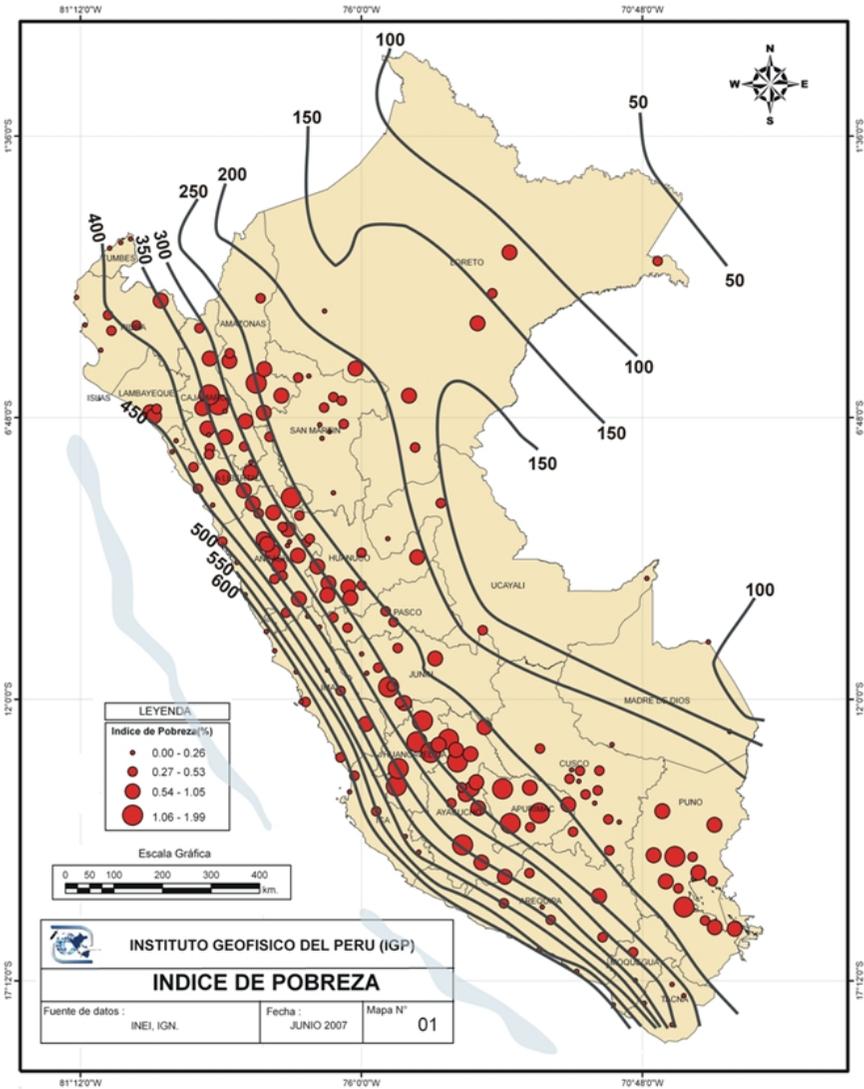


Figura 15. Mapa del Índice de Pobreza por capitales de provincia y el Mapa de Peligro Sísmico del Perú (Figura 9) superpuestos. Los Índices de Pobreza más bajos coinciden con los niveles de máximo peligro sísmico. Los mayores Índices de Pobreza ocurren entre las curvas de aceleración sísmica de 200-400 cm/s^2 . Las construcciones de adobe-tapia en la zona alto andina de mayor concentración, se localizan entre estas curvas isogálicas, Figura 20.

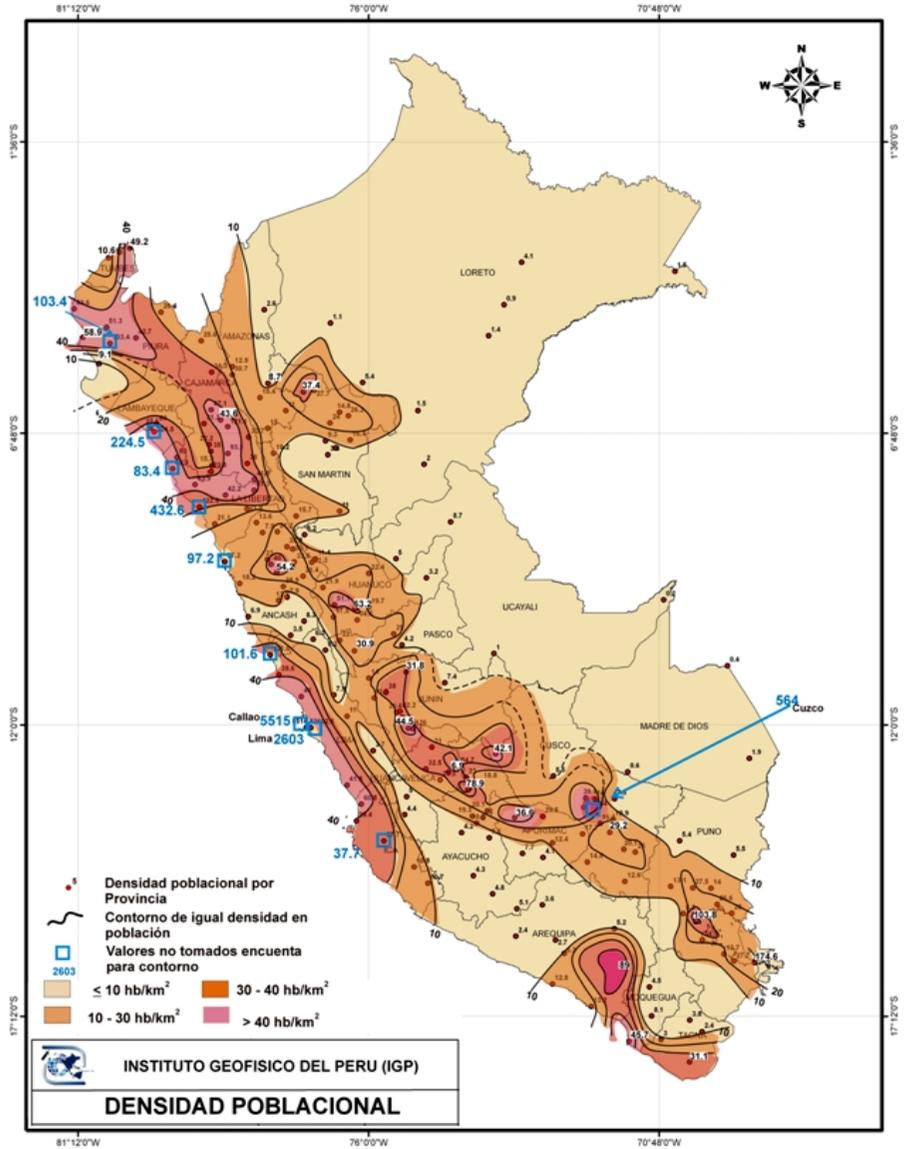


Figura 16. Patrones espaciales de la densidad poblacional, por provincia, del territorio peruano. Datos por provincia del NEI para 2005. La construcción de las curvas de igual densidad poblacional: (número de habitantes por km²: hb/km²), no se tomó en cuenta los valores de las provincias con signos especiales que tienen indicado el número de hb/km².

servicios no alimentarios”. La severidad de pobreza es el “valor promedio de los cuadrados de las diferencias entre los ingresos de los pobres y la línea de pobreza”.

En la Figura 14, se presenta la distribución del Índice de Pobreza en el territorio continental peruano por provincia, para una población proyectada por el Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEI) al 2001. Los valores están asignados a las capitales de provincias. El mapa muestra que la mayor pobreza está concentrada en la zona alto andina, con núcleo donde se desarrollaron las ancestrales culturas andinas. En la Figura 15, se muestra la superposición de las curvas de igual peligro sísmico sobre la distribución puntual del Índice de Pobreza. Las zonas de máximo peligro sísmico, coinciden con la zona del más bajo índice de pobreza. Sin embargo, los centros de mayor pobreza, se encuentran entre las curvas de aceleración sísmica de 400- y 200-cm/s². El ambiente constructivo en toda la zona alto andina, principalmente de adobe o tapial, es altamente vulnerable. Las posibilidades de desastre son altas.

Las diez provincias (en paréntesis la Región a que pertenece) de mayor Índice de Pobreza en 1993 fueron, según el MEF (2001) por orden de severidad de pobreza: Tayacaja (Huancavelica), Andahuaylas (Apurímac), Huancavelica (Huancavelica), Huaytará (Huancavelica), Azángaro (Puno), Puno (Puno), Aymaraes (Huancavelica), Lucanas (Ayacucho), Angaraes (Huancavelica), Luya (Amazonas). Estas provincias constituyen los puntos críticos o álgidos de la pobreza en el Perú. Dos capitales de Región están entre las provincias más pobres. Huancavelica es la Región de mayor pobreza en territorio Peruano, seguida por Apurímac y Puno.

Distribución territorial de la densidad de población

La información básica proviene del Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEI, 2007). La densidad de población en términos de número de habitantes por km² por provincia, graficados en las capitales de provincias se presenta en la Figura 16. Se ha graficado líneas de igual densidad de población con la finalidad de delinear los polos con mayor densidad poblacional. Es evidente, que la mayor parte del territorio está bajamente poblado, y la población se concentra en las ciudades. Con excepción de las provincias de Arequipa: 89 hab/km², Moquegua: 46 hab/km² y Tacna: 31 hab/km², la costa sur y la cordillera occidental están relativamente deshabitadas. En la costa central y norte de Perú se encuentran emplazadas las provincias con mayor concentración de población. Es notable la concentración de población en la Provincia Constitucional del Callao: 5,515 hab/km², Lima: 2,603 hab/km², Trujillo: 433 hab/km², Chiclayo 225 hab/km². En la sierra, la mayor concentración poblacional se encuentra en el Altiplano Perú-Bolivia y en los valles interandinos, con las mayores concentraciones en los asentamientos de las culturas ance-

trales andinas. La mayor concentración poblacional se encuentra en la provincia del Cusco: 565 hab/km², Yunguyo: 175 hab/km², San Román: 104 hab/km². En la parte centro y norte andina, la provincia más poblada es Huánuco: 63 hab/km². En la selva la densidad poblacional es baja. En la Selva Alta, la mayor densidad poblacional se localiza en Rioja (Región San Martín): 37 hab/km².

La vulnerabilidad poblacional a los terremotos se puede apreciar en la Figura 17, que es una superposición de la densidad poblacional de Perú y las curvas del peligro sísmico de la Figura 9. Como se mencionó en secciones precedentes, el máximo peligro potencial se encuentra a lo largo de las costas sur y centro de Perú. En consecuencia, la posibilidad de desastres por terremotos y maremotos en la costa central y norte es muy alto, debido al número de vidas humanas que podrían perderse por acción de un terremoto y maremoto. Particularmente preocupante es la situación de la Provincia Constitucional del Callao. De suceder un maremoto como el de 1746, en 20 minutos no se podrá evacuar, por las rutas previstas, a más de 5,600 hab/km² que probablemente sean actualmente. Se debe considerar soluciones de evacuación a torres elevadas, con paso libre del agua en los primeros pisos, apropiadamente construidas y estratégicamente distribuidas en el territorio de la provincia.

En general, la vulnerabilidad de la población en la sierra es alta. Particularmente, en el altiplano y los valles interandinos, por la concentración poblacional en los centros poblados, la topografía agreste y la gran incidencia de los fenómenos asociados con los terremotos superficiales: fallamiento geológico, avalanchas de nieve-hielo-detritos, deslizamientos, derrumbes, embalses de ríos, etc. La influencia de la historia de las sociedades o comunidades y la geografía territorial es importante en la generación y la sostenibilidad de sus vulnerabilidades ante los peligros naturales. Un plan nacional de prevención y/o mitigación de la posibilidad de desastres no puede olvidar estas variables universales.

Distribución territorial del desarrollo humano

El concepto de desarrollo humano comprende el proceso por el cual se incrementan las opciones de elección de la gente y se mejora las capacidades humanas (la extensión/variedad de opciones: lo que la gente puede ser y hacer) y libertades, permitiéndole: vivir una vida larga y saludable, tener acceso al conocimiento y a un estándar de vida decente y digno, y participar en la vida de su comunidad y en las decisiones que afecten sus vidas. Permite avanzar en la riqueza de la vida humana en vez de las riquezas económicas en las cuales viven los seres humanos, que son solamente parte de ella (A. Sen, 2007). Este concepto se basa en el desarrollo de capacidades en vez del tradicional de satisfacer necesidades básicas. Es evidente, si la persona es capacitada y desarrolla habilidades, ella puede satisfacer sus necesidades y disminuir los niveles de pobreza.

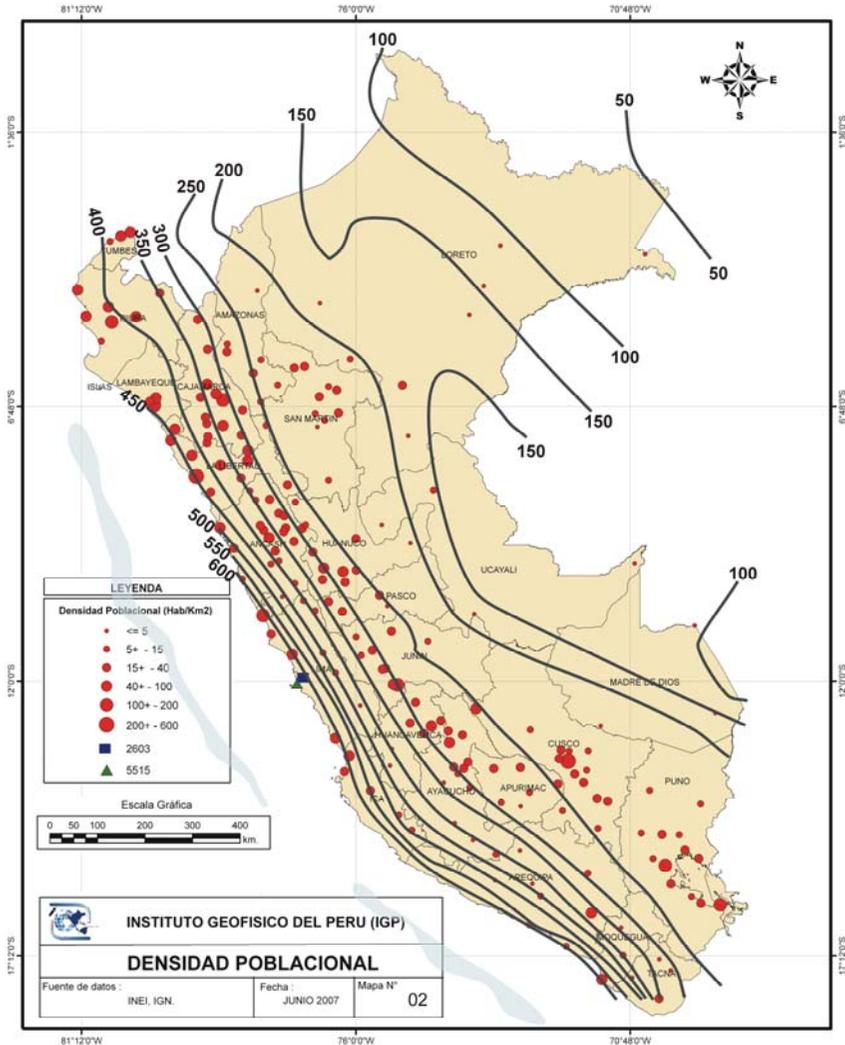


Figura 17. Distribución puntual, por provincia, de la población y el Mapa de Peligro Sísmico del Perú (Figura 9) superpuesto. Las curvas isogónicas en cm/s^2 . Las provincias de Lima con una densidad de 2,603 hab/km^2 y Callao con 5,515 hab/km^2 están localizadas en la zona de máximo peligro sísmico. Constituyen los puntos más críticos de la posibilidad de desastre sísmico por pérdida de vidas humanas. En la sierra, los puntos críticos son: Cusco 565 hab/km^2 , le siguen las provincias de Yunguyo 175, Huancayo 126, Hualgayoc 121, San Román 104.

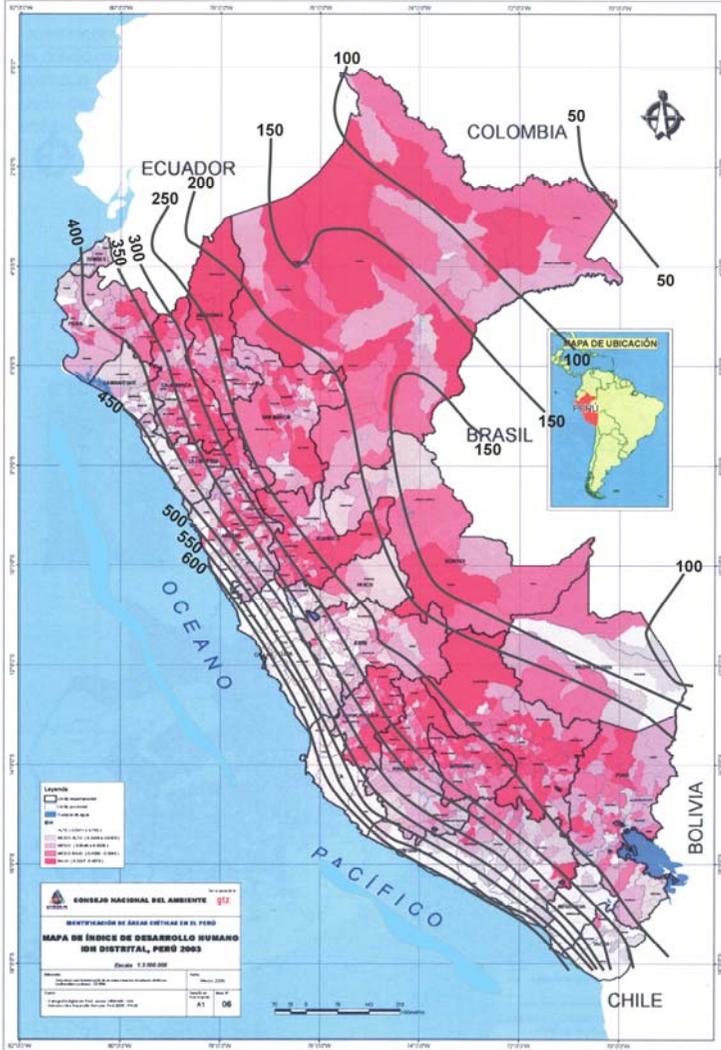


Figura 18. Mapa del Índice de Desarrollo Humano (IDH) de la CONAM-GTZ (Avellaneda *et al.*, 2006) y el Mapa de Peligro Sísmico de Perú, Figura 9, superpuesto. En el mapa, Avellaneda *et al.* clasifican el IDH en cinco niveles: el más desarrollado corresponde al patrón más claro, y el menos desarrollado al patrón más oscuro. Las poblaciones de la costa sur y centro tienen el IDH más alto, en la costa norte, el IDH es medio alto y medio, en la sierra sur altiplánica, sierra centro norte, zona subandina y selva, el IDH es medio bajo y bajo. En las Regiones de Junín y Pasco, el IDH es medio alto. Es evidente que las poblaciones de más alto IDH hacen frente al más alto peligro sísmico de territorio peruano.

Para comparar el estado de desarrollo humano de los diferentes países del mundo, el PNUD creó en 1990 el Índice de Desarrollo Humano (IDH); el cual determina el logro de un país o comunidad respecto a tres dimensiones básicas: longevidad (medida por la esperanza de vida al nacer), los conocimientos (medidos por la tasa de alfabetización y la duración media de la escolaridad) y el nivel de vida (medido por el ingreso real *per capita* ajustado según el costo de vida local, calculado a partir de paridades del poder adquisitivo). El IDH varía de uno (el mejor) a cero (el peor). Se considera el desarrollo humano superior cuando el IDH es igual o superior a 0.800, medio cuando IDH está entre 0.800 y 0.500, y bajo cuando el IDH es inferior a 0.500. Perú está listado, en base de datos compilados al 2004, en el puesto 82 con un IDH de 0.767, de un total de 177 países (*Human Development Report 2006*: http://en.wikipedia.org/wiki/List_of_countries_by_Human_Development_Index).

En la Figura 18, se presenta el mapa de IDH distrital publicado por la CONAM & GTZ con datos del PNUD 2003 (Avellaneda *et al.*, 2006). El mapa muestra la distribución de los siguientes grupos de IDH: Alto: 0.6011 – 0.783, Medio Alto: 0.5509 – 0.6009, Medio: 0.5048 – 0.5508, Medio Bajo: 0.4580 – 0.5045, Bajo: 0.3227 – 0.4579.

El mapa muestra que a lo largo del Océano Pacífico, las Regiones de Tacna, Moquegua, Arequipa (la mayor parte), Ica, Lima, Lambayeque y Tumbes han alcanzado un IDH Medio Alto y Alto. En la sierra, sólo la Región Pasco y, en menor grado, la de Junín alcanzan un IDH de Medio Alto a Alto. En el resto de Regiones, predomina los IDH Bajo y Medio Bajo.

Los diez distritos con el más bajo IDH en el ámbito nacional peruano, según Avellaneda *et al.* (2006), con datos del PNUD 2003, son (con la provincia y región a que pertenecen en paréntesis): Casapara (Yungay, Ancash), Santa Rosa (El Dorado, San Martín), Anta (Acobamba, Huancavelica), Huancaraylla (Víctor Fajardo, Ayacucho), Omacha (Paruro, Cusco), Umari (Pachitea, Huánuco), Capacmarca (Chumbivilcas, Cusco), Huayllay Grande (Angaraes, Huancavelica), Ccarhuayo (Quispicanchi, Cusco), Quillo (Yungay, Ancash).

En el mapa del IDH, se han superpuesto las líneas de máxima aceleración del mapa de Peligro Sísmico, Figura 9. De la superposición, es evidente que las máximas aceleraciones ocurrirán a lo largo de las regiones con el mayor Índice de Desarrollo Humano. La magnitud de los desastres se espera que no sea tan traumática, ya que el factor capacidad de las sociedades costeñas es significativo. Por el contrario, el factor capacidad es mucho menor en la sierra, por lo tanto, las posibilidades de desastres es mayor, a igualdad de severidad del evento sísmico. Situación similar se da en la selva peruana.

Distribución territorial de las viviendas y su vulnerabilidad potencial

Según los resultados definitivos del Censo de Población y Vivienda del 2005 del Instituto Nacional de Estadística e Informática (INEI, 2007a), de un universo de 7'290,896 viviendas, el 71.1 % están localizadas en áreas urbanas y el 28.9 % en áreas rurales. De aquí, se desprende que para determinar las vulnerabilidades de casi 2/3 de las viviendas de la población peruana, se debe evaluar los niveles de peligro sísmico local de las áreas urbanas, es decir, se debe realizar una microzonificación sísmica y de otros peligros naturales asociados o independientes en las ciudades del país.

En cuanto a la resistencia de las viviendas a la severidad de sacudimiento, ésta se puede juzgar a partir de la naturaleza y calidad de los muros y paredes de las viviendas. De un universo de 5'858,149 viviendas, el primer grupo: 46.67% son viviendas con paredes de ladrillo o bloquetas de cemento o sillar con mortero de cemento o similar, el segundo grupo: 40.68% son viviendas de adobe o tapia y en menor grado de piedra con mortero de barro, y finalmente, el tercer grupo: 12.65% de las viviendas son de quincha, madera o estera. Este último grupo es el menos vulnerable al sacudimiento sísmico, aunque el más vulnerable a los incendios. El segundo grupo de viviendas es el más vulnerable al sacudimiento sísmico. Según el censo 2005, el 51.4% de las viviendas tiene techos pesados (concreto armado o tejas, caña o esteras con torta de barro), y el 48.6% tienen techos livianos (planchas de calamina, fibra de cemento o similares, madera, estera, otros). Este resultado implica que algunas casas del grupo de adobe tienen techos pesados, lo cual hace a este grupo de viviendas aún más vulnerable al sacudimiento sísmico.

La ocupación de las viviendas por la población fue la siguiente, según el Censo del 2005: de un total de 7'271,387 viviendas, el 87.30% son casas independientes, el 5.29% son departamentos en edificios, finalmente, el 7.32% son: viviendas en quinta o casa de vecindad o choza-cabaña o vivienda improvisada u otros. Esta tipología de viviendas es ocupada en un 97.41% por un sólo hogar, 2.01% por dos hogares, y el 0.58% son multi-hogares (21 casos de 9-hogares por vivienda, 51 casos de 8-hogares, 118 casos 7-hogares, etc.).

La distribución en el territorio peruano del porcentaje del universo total de viviendas censadas de las viviendas del primer grupo: paredes de ladrillo o bloquetas o sillar con mortero de cemento, por provincia se presentan en la Figura 19. El patrón espacial muestra una concentración de los círculos mayores a lo largo de las provincias costeras: corresponden a las principales ciudades del país. En la sierra, los círculos mayores se agrupan alrededor del Lago Titicaca y Cusco. Hay un segundo grupo importante en las capitales de las Regiones Ayacucho, Huancavelica, Junín, Pasco y Huanuco; estas ciudades están a lo largo de la carretera panandina. En la sierra norte, sólo Cajamarca muestra una concentración importante de esta clase de viviendas. Merecen una mención especial las concentraciones de vivienda de esta clase en Lima: 22.05%, Arequipa: 3.4% y Callao: 2.18% del total de viviendas en el territorio peruano. Casi un tercio de las viviendas de esta clase están concentradas en estas tres provincias.

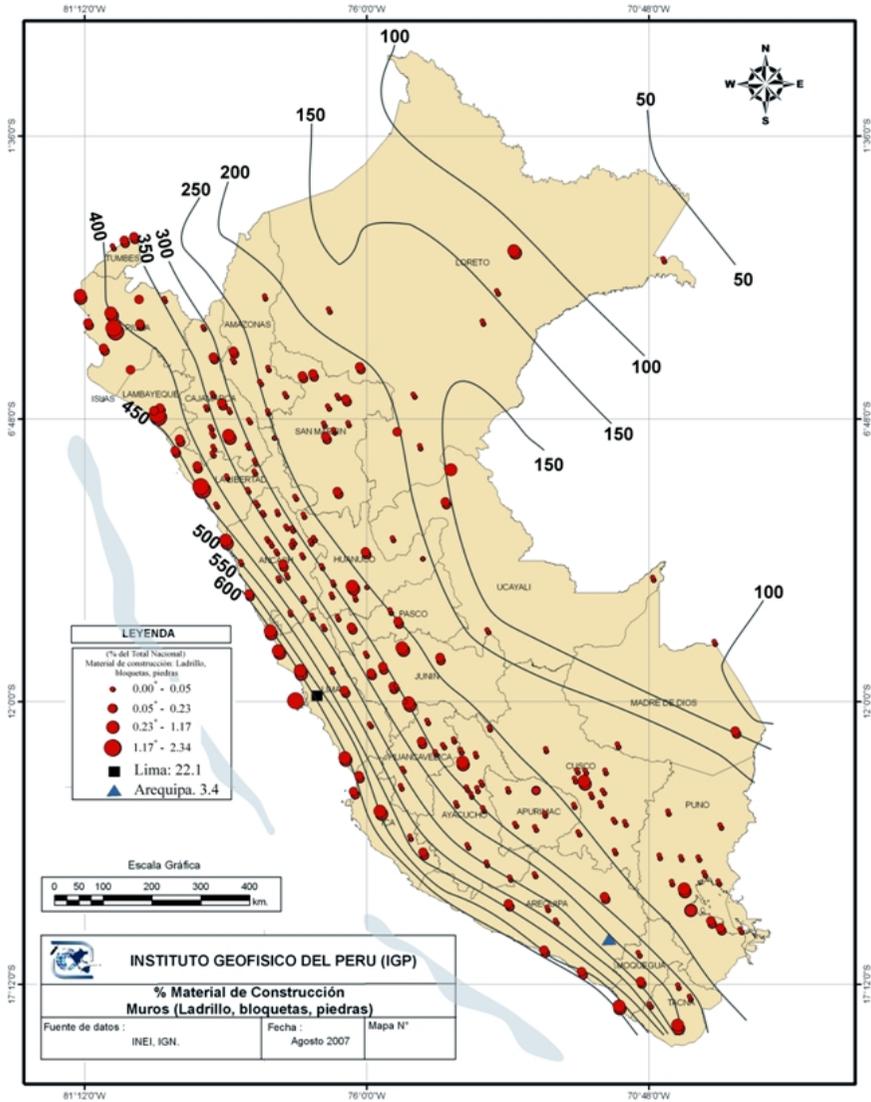


Figura 19. Distribución, por provincias, de las viviendas con muros-paredes de ladrillo, bloquetas o piedras, con mortero de cemento. Datos del INEI para el 2005, expresado en porcentaje con respecto al universo total de viviendas en el Perú. La provincia de Lima concentra el 22.05%, Arequipa el 3.4%. El mapa muestra la gran concentración de esta clase de viviendas en casi todas las ciudades de la costa. En la sierra, el número de ciudades, con un porcentaje significativo de esta clase de viviendas, es mucho menor.

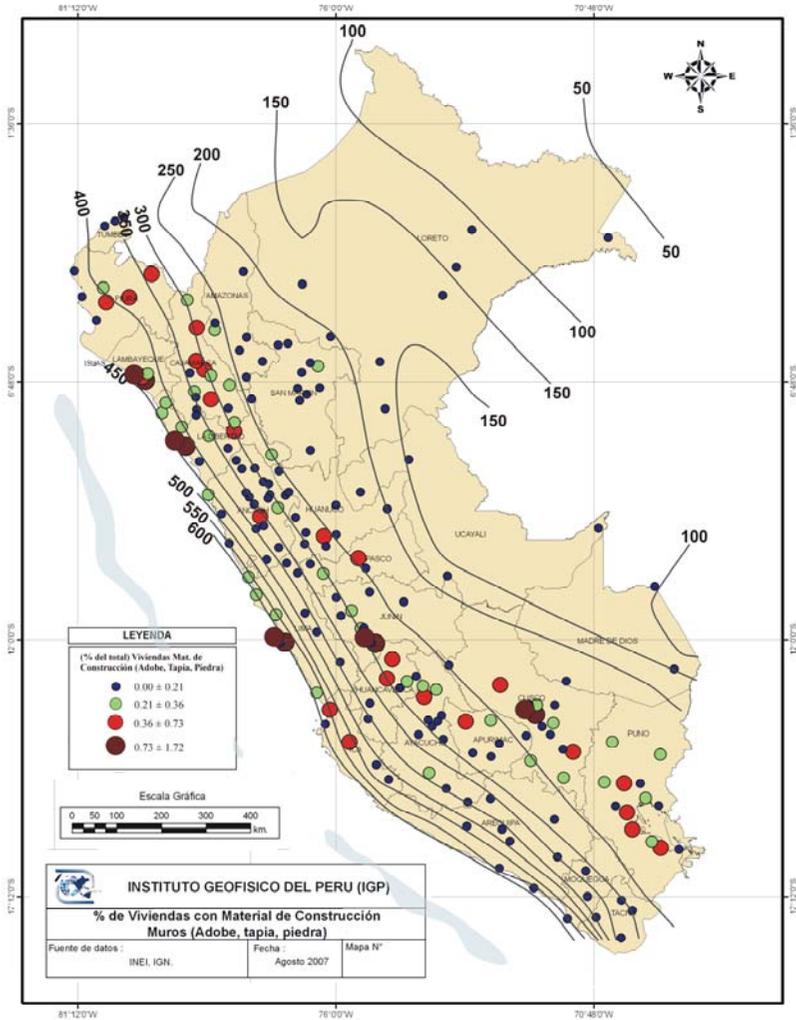


Figura 20. Distribución, por provincias, de las viviendas con muros-paredes de adobe, tapia o piedra, con mortero de barro o tierra. Datos del inei para el 2005, en porcentaje con respecto al universo total de viviendas en el Perú. Es evidente el bajo porcentaje de viviendas de adobe-tapia en la costa sur de Perú. En la costa central, la mayor concentración ocurre en las Regiones de Ica (ciudades de Ica y Chincha) y Lima, en la costa norte, en las Regiones de La Libertad (ciudad de Trujillo), Lambayeque (ciudad de Chiclayo) y Piura. En la sierra, la mayor concentración de viviendas de esta clase, se encuentra a lo largo de los centros de las culturas histórica andinas.

La distribución territorial del segundo grupo de viviendas: adobe-tapia y similares se muestra en la Figura 20. Esta Figura refleja la renovación del ambiente constructivo espacialmente: donde han ocurrido sismos más frecuentemente hay menor porcentaje de viviendas de adobe. En la costa central, la mayor concentración de viviendas de adobe se encuentra en las provincias de Ica, Chincha y Lima. En la costa norte en las provincias de Trujillo y Chiclayo, y cerca de la frontera con el Ecuador: Piura, Morropón y Ayabaca. En la sierra, la mayor concentración de edificaciones de adobe-tapia está a lo largo del eje Lago Titicaca-Cusco-Abancay-Ayacucho-Huancayo. El otro grupo es Pasco-Huánuco-Huaraz, y finalmente, el eje de la sierra norte las provincias de Cajamarca, Chota, Cutervo y Jaén.

En la Figura 20, se ha superpuesto las líneas isoGals de la severidad de sacudimiento del suelo del mapa de peligro sísmico del Perú de la Figura 9. De ocurrir sismos con las aceleraciones que indica este mapa, las viviendas de adobe-tapia de la costa colapsarían, las de la sierra serían dañadas más allá de cualquier reparación. La mayor posibilidad de desastre en la costa, por colapso de viviendas, se localiza en Ica, Chincha, Lima, Trujillo y Chiclayo.

Conclusiones

De la revisión histórica resumida de los trabajos de las entidades oficiales sobre catálogos sísmicos y mapas de peligro sísmico, de la documentación poblacional y estudios sociológicos y económicos en el ámbito nacional, se concluye:

- I. El Proyecto SISAN OEA-IGP fue un proyecto fecundo para el desarrollo de los Catálogos Sísmicos Instrumentales y de Intensidades Macrosísmicas de cuatro países de la Comunidad Andina de Naciones. Estos catálogos sirvieron de base para los catálogos sísmicos del Proyecto SISRA de CERESIS.
- II. La sismicidad tectónica de Perú proviene de los ambientes sísmicos de subducción y reajuste tectónico cortical del borde continental. La sismicidad cortical produce fenómenos geológicos-de-superficie en el fondo marino (maremotos, deslizamientos, etc.) y, particularmente, en alta montaña (avalanchas, deslizamientos, fallamiento, etc.). En la zona de la costa produce, además, fenómenos de licuefacción de suelos.
- III. El peligro sísmico del territorio peruano está documentado en los mapas de peligro sísmico oficiales publicados. Sin embargo, se requiere la actualización de estos a una mayor resolución y con mejor documentación de las zonas sísmogénicas corticales continentales y marinas.
- IV. La vulnerabilidad sísmica, debido a los factores: pobreza, concentración poblacional y desarrollo humano, fuera de Lima, se concentra en las zonas alto andinas, principalmente.
- V. Las zonas de alto peligro sísmico y frecuente ocurrencia de terremotos han forzado la renovación de las edificaciones de mayor vulnerabilidad, y la población ha desarrollado capacidades para hacer frente al impacto negativo de los terremotos.

VI. Después del terremoto del 15 de agosto del 2007, las siguientes provincias son las de más alta posibilidad de desastres: Ica, Lima, Callao, Trujillo, Chiclayo, Cusco, entre otras, por la alta densidad de población y alta concentración de viviendas de adobe-tapia.

Agradecimientos

El suscrito agradece al doctor H. Montes, Representante de Perú ante el Consejo Directivo de CERESIS y al doctor Bruce Presgrave, Presidente de la Comisión de Geofísica del IPGH por la invitación a presentar el presente trabajo en la 1ª Reunión Técnica Conjunta de las Comisiones del IPGH, en Itú, Sao Paulo, Brasil, el 27-29 de junio de 2007. Asimismo, agradece a la señora U. Torres por sus sugerencias y comentarios, a la señora I. Pérez-Pacheco y al señor R. Subieta por su apoyo en la preparación de las figuras y gráficos. Agradezco a los revisores anónimos por sus sugerencias, las que han contribuido a mejorar el manuscrito.

Referencias

- Avellaneda L., J. García y J. Ruiz, 2006. Peligros climáticos, biodiversidad, desertificación y pobreza en el Perú, CONAM y GTZ, Lima, Perú.
- Casaverde L. y J. Vargas, 1980. Zonificación sísmica del Perú, II Seminario Latinoamericano de Ingeniería sismorresistente. OEA y PUCP, Lima, Perú.
- Cornell C. A., 1968. Engineering seismic risk análisis, *Seismol. Soc. Amer. Bull.* 58(5), pp. 1503-1606.
- Deza E. 1971. The Pariahuanca earthquake, Huancayo, Perú, July-October 1969. Recent Crustal Movements, Royal Society of New Zeland, *Bulletin* 9, pp. 77-83.
- EERI. 1984. EERI Committee on Seismic Risk: Glossary terms for probabilistic seismic risk and hazard analysis. *Earthquake Spectra* 1, pp. 33-40.
- Giardini D., W. Hanka, B. Dost, J. Mezcua, L. Drake, M.C. Dimaté, H. Yepes, L. Ocola y H. Rendón. 1997. Pilot Project for Regional Earthquake Monitoring and Seismic Hazard Assessment: Final Report. EC DGXII CII*-CT94-0103.
- Gloria Laengle. 2007. <http://www.psicopedagogia.com/definicion/resiliencia>.
- INEI. 2007. Instituto Nacional de Estadística e Informática, <http://desa.inei.gob.pe/mapas/bid/>
- . 2007a. Sistema de recuperación de datos. Censos Nacional X de Población y V de Vivienda 2005. Resultados definitivos. <http://desa.inei.gob.pe/mapas/bid/>
- INGEOMINAS y Univ. de los Andes (Unidades Ejecutoras). 1997. Microzonificación Sísmica de Santa Fe de Bogotá. Convenio Interadministrativo 01-93. Bogotá, Colombia.
- ISDR. 2002. Living with risk: A global review of disaster reduction initiatives. UN Inter-Agency Secretariat for the International Strategy for Disaster Reduction. Geneva 10, Switzerland.

- . 2004. Living with Risk: A global review of disaster reduction initiatives. <http://www.unisdr.org/unisdr/Globalreport.html>
- . 2004a. Priority areas to Implement Disaster Risk Reduction: Terminology: Basic terms of disaster risk reduction. <http://www.unisdr.org/wcdr-dialogue/terminology.html>
- . 2005. Hyogo Framework for Action 2005-2015: Building the Resilience of Nations and Communities to Disasters. World Conference on Disaster Reduction 18-22 January 2005, Kobe, Hyogo, Japan. www.unisdr.org
- . 2007. Disaster Risk Reduction: 2007 *Global Review*. ISDR/GP/2007/3.
- McGuire R. K. 1976. Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis. *Open-File Report*, pp. 76-67, United States Department of the Interior. Geological Survey, pp. 90.
- MEF. 2001 [Ministerio de Economía y Finanzas. Dirección General de Asuntos Económicos y Sociales] Hacia la búsqueda de un Nuevo Instrumento de Focalización para la Asignación de Recursos destinados a la Inversión Social Adicional en el Marco de la Lucha contra la Pobreza. Documento de trabajo. Lima, Noviembre 2001.
- NTE-E.030. 1997. Reglamento Nacional de Construcciones. Norma Técnica de Edificaciones E.030. Diseño Sismorresistente, Octubre de 1997. Ministerio de Transportes, Comunicaciones, Vivienda y Construcción, Lima, Perú.
- Ocola L. 1982. Engineering aspects of seismological studies in Perú. United States Department of the Interior: Geological Survey. *Earthquake Information Bulletin*, vol. 14 (1), pp. 33-38.
- . 2004. Significado probabilístico de los calificativos bajo, medio y alto del peligro, riesgo, vulnerabilidad y posibilidad de desastre. *Revista de Investigación de Física*, vol. 7, No. 1, 2, pp. 38-44.
- Quijada P., E. Gajardo, M. Franke, M. Kosuch y J. Grases. 1993. Análisis de amenaza sísmica de Venezuela para el nuevo mapa de zonificación en fines de ingeniería. En: Memorias del Octavo Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismo-Resistente, julio 1993.
- Saragoni R., Crempier, y M. Araya. 1981. Características de los movimientos fuertes en Chile. Publ. SES 1-2/81 (164).
- Sen A. 2007. Origins of the Human Development Approach. <http://hdr.undp.org/en/humandev/origins/>
- Silgado E. 1973. Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1970). Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Comisión de Geofísica. *Geofísica Panamericana*, 2(1), pp. 176-243.
- . 1978. Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). Sector de Energía y Minas. Instituto de Geología y Minería. Lima, Perú.
- UN-DHA. 1992. Glossary. Internationally agreed glossary of basic terms related to Disaster Management, IDNDR 1990-2000, DHA-Geneva.
- UN. 2006. On Better Terms. A Glance at Key Climatic Change and Disaster Risk Reduction Concepts. Preliminary Publication. Geneva, Switzerland, pp. 24.

Edición del
Instituto Panamericano de Geografía e Historia
realizada en su Centro de Reproducción
Impreso en **CARGRAPHICS**
RED DE IMPRESION DIGITAL
Av. Presidente Juárez N° 2004
Col. Fracc. Industrial Puente de Vigas
Tlalnepantla C.P. 54090
Edo. de México
Tels: 5390-9709 5390-9711
2009

**ESTADOS MIEMBROS
DEL
INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFÍA E HISTORIA**

Argentina	EL IPGH, SUS FUNCIONES Y SU ORGANIZACIÓN	
Belice	El Instituto Panamericano de Geografía e Historia fue fundado el 7 de febrero de 1928 por resolución aprobada en la Sexta Conferencia Internacional Americana que se llevó a efecto en La Habana, Cuba. En 1930, el Gobierno de los Estados Unidos Mexicanos construyó para el uso del IPGH, el edificio de la calle Ex Arzobispado 29, Tacubaya, en la ciudad de México.	
Bolivia		
Brasil	En 1949, se firmó un convenio entre el Instituto y el Consejo de la Organización de los Estados Americanos y se constituyó en el primer organismo especializado de ella.	
Chile		
Colombia	El Estatuto del IPGH cita en su artículo 1o. sus fines:	
Costa Rica	1) Fomentar, coordinar y difundir los estudios cartográficos, geofísicos, geográficos e históricos y los relativos a las ciencias afines de interés para América.	
Ecuador	2) Promover y realizar estudios, trabajos y capacitaciones en esas disciplinas.	
El Salvador	3) Promover la cooperación entre los Institutos de sus disciplinas en América y con las organizaciones internacionales afines.	
Estados Unidos de América	Las actividades y proyectos que desarrolla el Instituto se conjugan en tres programas que cumplen los fines ya señalados:	
Guatemala	1) Dirección y Administración	
Haití	2) Publicaciones	
Honduras	3) Asistencia Técnica	
México	Solamente los Estados Americanos pueden ser miembros del IPGH. Existen también las categorías de Observador Permanente y Socio Cooperador del IPGH. Actualmente son Observadores Permanentes: España, Francia, Israel y Jamaica.	
Nicaragua	El IPGH se compone de los siguientes órganos panamericanos:	
Panamá	1) Asamblea General	
Paraguay	2) Consejo Directivo	
Perú	3) Comisión de:	
República Dominicana	Cartografía	(Santiago, Chile)
	Geografía	(Aguascalientes, México)
	Historia	(Sao Paulo, Brasil)
	Geofísica	(Denver, CO, EUA)
Uruguay	4) Reunión de Autoridades	
Venezuela	5) Secretaría General (México, D.F., México)	



Nota Editorial • Variation in Sediment Temperature in the Claromecó Creek Basin Energy Balance of the Sands *María Elizabeth Carbone, María Cintia Piccolo and Gerardo Miguel Eduardo Perillo* • Estudio espacial del sismo (Mw=6.4) del 20 de noviembre del 2004 en Costa Rica *Ronnie Quintero Q., Floribeth Vega S., Juan Segura T. y Walter Jiménez U.* • Monitoreo y vigilancia del volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba (análisis geomorfológico) *Rogelio Ramos-Aguilar, Patricia Máximo-Romero, Yoloxochitl de Jesús González-Castelán y Beatriz Adriana Montiel Peralta* • Identification of Magnetic Anomalies Caused by Cultural Features *Marta Orta* • Corrections of Archaeological Magnetic Anomalies of El Caño Pre-Columbian Site, Panama *Alexis Mojica, Nicolas Florsch y Juan Morón* • Estudio gravimétrico preliminar sobre una zona afectada por problemas de subsidencia en la proximidad de El Timbó (Tucumán, Argentina) *María Inés Pastorino, Guillermo Odstrcil y Albert Casas* • Peligro, vulnerabilidad, riesgo y la posibilidad de desastres sísmicos en el Perú *Leonidas Ocola*