

EJEMPLOS DE DEFORMACIÓN PRODUCTO DE LA TECTÓNICA EXTENSIVA EN LAS ZONAS DE HUAMBO-CABANAONDE EN AREQUIPA Y CALACOA-HUAYTIRE EN MOQUEGUA, DE LOS ANDES CENTRALES VISTOS POR INTERFEROMETRÍA RADAR – INSAR

GROUND DEFORMATION EXAMPLES RELATED TO THE EXTENSIONAL TECTONICS IN HUAMBO-CABANAONDE (AREQUIPA) AND CALACOA-HUAYTIRE (MOQUEGUA) AREAS IN CENTRAL ANDES SEEN BY RADAR INTERFEROMETRY – INSAR.

Katherine Gonzales^{1,2}, Jean-Luc Froger^{3,4,5}, Laurence Audin⁶ y Orlando Macedo⁷

RESUMEN

En este trabajo se presentan los primeros resultados obtenidos por el método InSAR para la detección y medida del campo de deformación co-sísmico asociado a eventos sísmicos ocurridos en el sur del Perú. Interferogramas calculados sobre la zona de los poblados Huambo-Cabanaconde (departamento de Arequipa) y sobre la zona de Calacoa (departamento de Moquegua), han permitido registrar procesos de deformación del suelo asociados a la tectónica extensiva superficial, la que viene actuando en los Andes Centrales desde el Mioceno medio. El primer ejemplo de deformación ha sido detectado en la zona Huambo-Cabanaconde. El interferograma calculado con imágenes adquiridas el 06/12/2002 y 12/09/2003, muestra una subsidencia en la Pampa Mojonpampa, hacia el sur de la falla normal Solarpampa, que forma parte del sistema de fallas Huambo-Cabanaconde. Esta subsidencia habría sido producida por sismos de magnitud $M_b > 4$ ocurridos entre el 13/12/2002 y 14/12/2002, los mismos que se producen por esfuerzos extensivos que actúan en dirección N-S. Un segundo ejemplo de deformación ha sido detectado en dos interferogramas de la zona de Calacoa (departamento de Moquegua), calculados con imágenes adquiridas entre el 01/12/2004 y el 13/05/2006. Esta deformación esta muy probablemente relacionada a un sismo de magnitud $M_w 5.4$ que corresponde al evento principal de la crisis sísmica ocurrida en octubre del 2005 en la región del volcán Ticsani. Esta crisis sísmica consiste en una sismicidad superficial intracrustal asociada a la actividad de una falla local $N155^\circ$. El área de deformación producida fue de 15×12 km aproximadamente, y registró una amplitud máxima de 14 cm a 3.5 km al NO de la cima del volcán Ticsani. Las características de la falla $N155^\circ$ han sido puestas en evidencia por los datos interferométricos. Un tercer ejemplo de deformación ha sido observado a 25 km al SE del volcán Ticsani, en un área elíptica de aproximadamente 24.5×11.7 km orientada en dirección NO-SE y cuya amplitud máxima de deformación fue de 5.5 cm (subsidencia). Esta deformación se habría producido entre Diciembre de 2004 y Mayo de 2006 y puede ser atribuida a la ocurrencia de una crisis sísmica durante este periodo.

Palabras claves: Deformación, tectónica extensiva, Huambo-Cabanaconde, Calacoa-Huaytire, Andes Centrales, Interferometría RADAR-INSAR

ABSTRACT

This work presents the first results obtained by INSAR method for detecting and measuring the co-

¹Comisión Nacional de Investigación y Desarrollo Aeroespacial (CONIDA)

²Ahora: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), kgonzales@ingemmet.gob.pe

³Universidad de Clermont, Universidad Blaise Pascal, Laboratorio Magmas y Volcanes, F-63038 Clermont Ferrand

⁴CNRS, UMR 6524, F-63038 Clermont-Ferrand

⁵IRD, M 163, F-63038 Clermont-Ferrand

⁶Institut de Recherche pour le Développement (IRD)-UR154-UMR5563 (LMTG)-UPS-CNRS-IRD;

⁷Instituto Geofísico del Perú – Oficina Regional Arequipa.

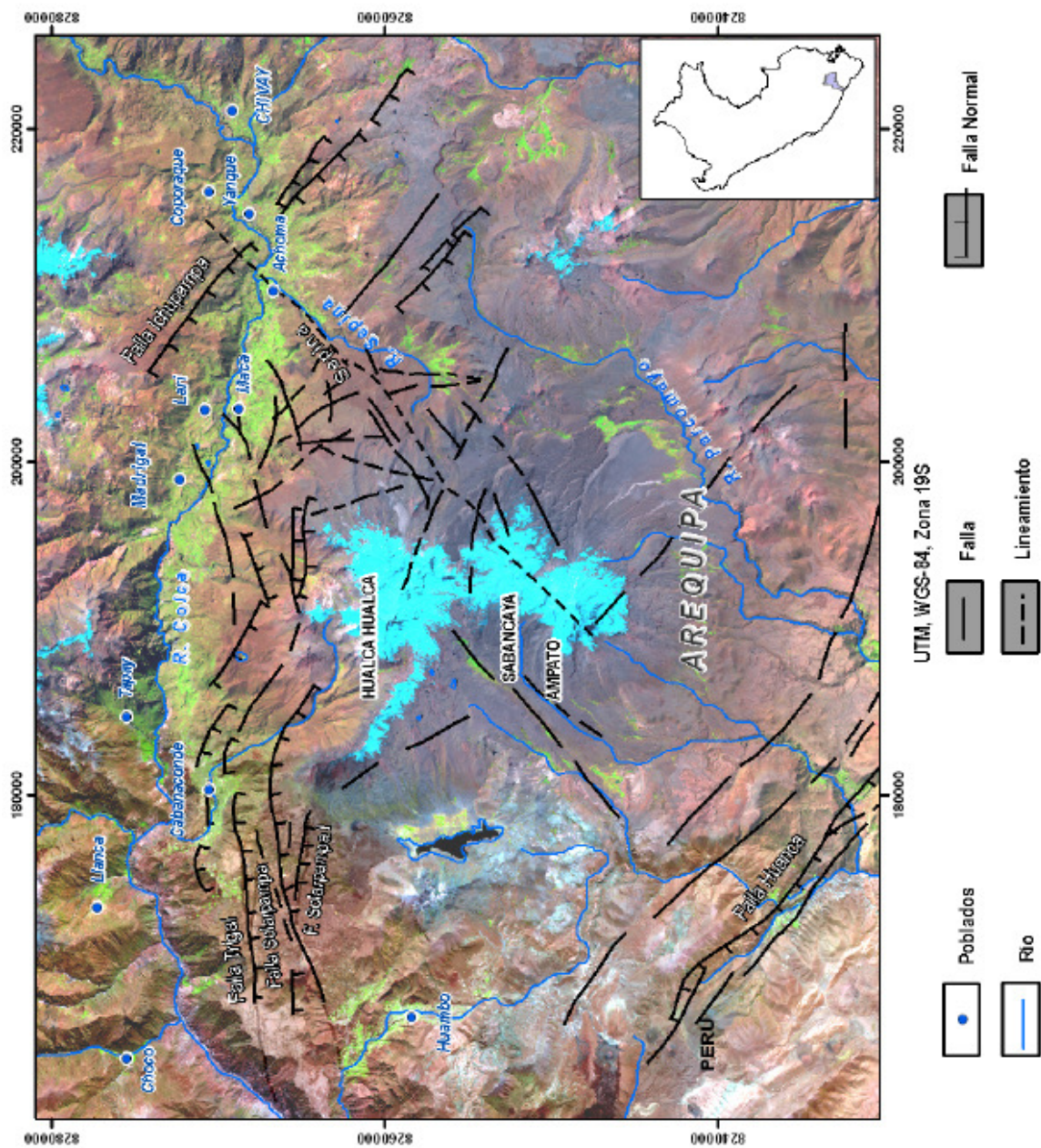


Figura 1. Mapa de ubicación y rasgos estructurales de la zona del Cañon del Colca (modificado de Mering et al., 1996).

seismic ground deformation field related to seismic events in southern Peru. Interferograms calculated for Huambo-Cabanaconde (Arequipa Department) and Calacoa-Huaytire (Moquegua Department) areas, have registered ground deformation processes related to the extensional surface tectonics, which have been acting on Central Andes since Middle Miocene. The first example of ground deformation was detected on Huambo-Cabanaconde area. The interferograms calculated with the scenes acquired on 06/12/2002 and 12/09/2003, show subsidence of an area located in Pampa Mojonpampa, to the south of Solarpampa normal fault which is part of the Huambo-Cabanaconde faults system. This subsidence might be the result of earthquakes ($M_b > 4$) occurred on this area due to N-S extensional strains and which might have occurred between 13/12/2002 and 14/12/2002. A second example of ground deformation has been detected on the Calacoa area and was registered on two interferograms calculated using scenes acquired between 01/12/2004 and 13/05/2006. This deformation is probably mainly related to an earthquake ($M_w 5.4$) which might be the main shock of a seismic crisis that took place over the Ticsani volcano area in October 2005. This seismic crisis is the result of an intra-crustal and shallow seismicity related to the activity of a local $N155^\circ$ fault. The resulting deformation area, measures 15 by 12 km wide and 14 cm maximum amplitude, occurred 3 km to the NW of the Ticsani volcano summit. The characteristics of the $N155^\circ$ fault have been evidenced by INSAR data. A third example of ground deformation has been observed 25 km to the SE of Ticsani volcano, over an elliptical area NW-SE oriented, 24.5 by 11.7 km wide and 5.5 cm of maximum amplitude (subsidence). This deformation might have taken place between December 2004 and May 2006 and can be related to a seismic crisis occurred during this period.

Keywords: *Deformation, extensive tectonic, Huambo-Cabanaconde, Calacoa-Huaytire, Centrales Andes, RADAR-INSAR Interferometry*

INTRODUCCIÓN

La Cordillera de los Andes en Perú, que forma parte de los Andes Centrales, está ubicada al borde de una zona de subducción que es responsable de grandes inestabilidades tectónicas y presencia de vulcanismo. Una gran parte de sismos producidos en el continente ocurren a lo largo de fallas en estas zonas tectónicas activas. Situadas en plena cordillera, las zonas de Huambo-Cabanaconde (departamento de Arequipa) y Calacoa – Huaytire (departamento de Moquegua) son áreas de estudio particularmente afectadas por diferentes tipos de peligros geológicos (Figs 1 y 2). Dada su configuración tectónica activa, la ocurrencia de sismos es frecuente y el riesgo asociado importante. Ejemplo de esta sismicidad son los sismos de gran magnitud (entre 5.0 y 5.5), asociados a sistemas de fallas Sepina y Huambo-Cabanaconde, como los ocurridos en 1991, 1992 y 1998 cuyos epicentros se registraron en las localidades de Maca, Sepina y Cabanaconde respectivamente (Fig. 1: Antayhua, 2002), y los sismos ocurridos en 1999 y 2005 en Calacoa (Fig. 2). Tales eventos indujeron deslizamientos de tierra en las laderas del Cañón del Colca y en el valle del río Putina en la zona de Calacoa. Por otro lado, ambas zonas están también expuestas al riesgo volcánico latente, por encontrarse próximas a los volcanes activos Sabancaya, cuya última erupción ocurrió entre 1986 y 1997 (Rodríguez & Uribe, 1994; Macedo & Lesage, 1997; Gerbe &

Thouret, 2004), y el volcán Ticsani que erupcionó hace menos de 400 años (Mariño, 2002).

Algunos estudios llevados a cabo en esta zona sugieren la interrelación entre la ocurrencia de grandes sismos y el proceso eruptivo del volcán Sabancaya que como consecuencia reactivó algunos sistemas de fallas de la zona (Lazo, 1994). Recientes estudios muestran que existe relación entre tectonismo y vulcanismo y que el acople se realiza esencialmente por transmisión de esfuerzos estáticos en un medio alrededor del foco de un evento sísmico o volcánico (Linde & Sacks, 1998). Es fácilmente comprensible que exista la posibilidad de que tales esfuerzos induzcan deformaciones en el suelo. Así, la observación de las deformaciones del suelo producidas por la actividad tectónica puede poner en evidencia fallas cuyas expresiones no son visibles en superficie, fallas recientemente formadas, así como también pueden ayudar a comprender mejor la tectónica en los sistemas de fallas ya identificados. Estos cambios en la posición del suelo pueden ser detectados y monitoreados, sin necesidad de realizar medidas pesadas en el campo, a través de la Interferometría Radar, InSAR.

La Interferometría Radar InSAR (SAR - Radar de Apertura Sintética) es una técnica geodésica muy usada para el estudio de la deformación

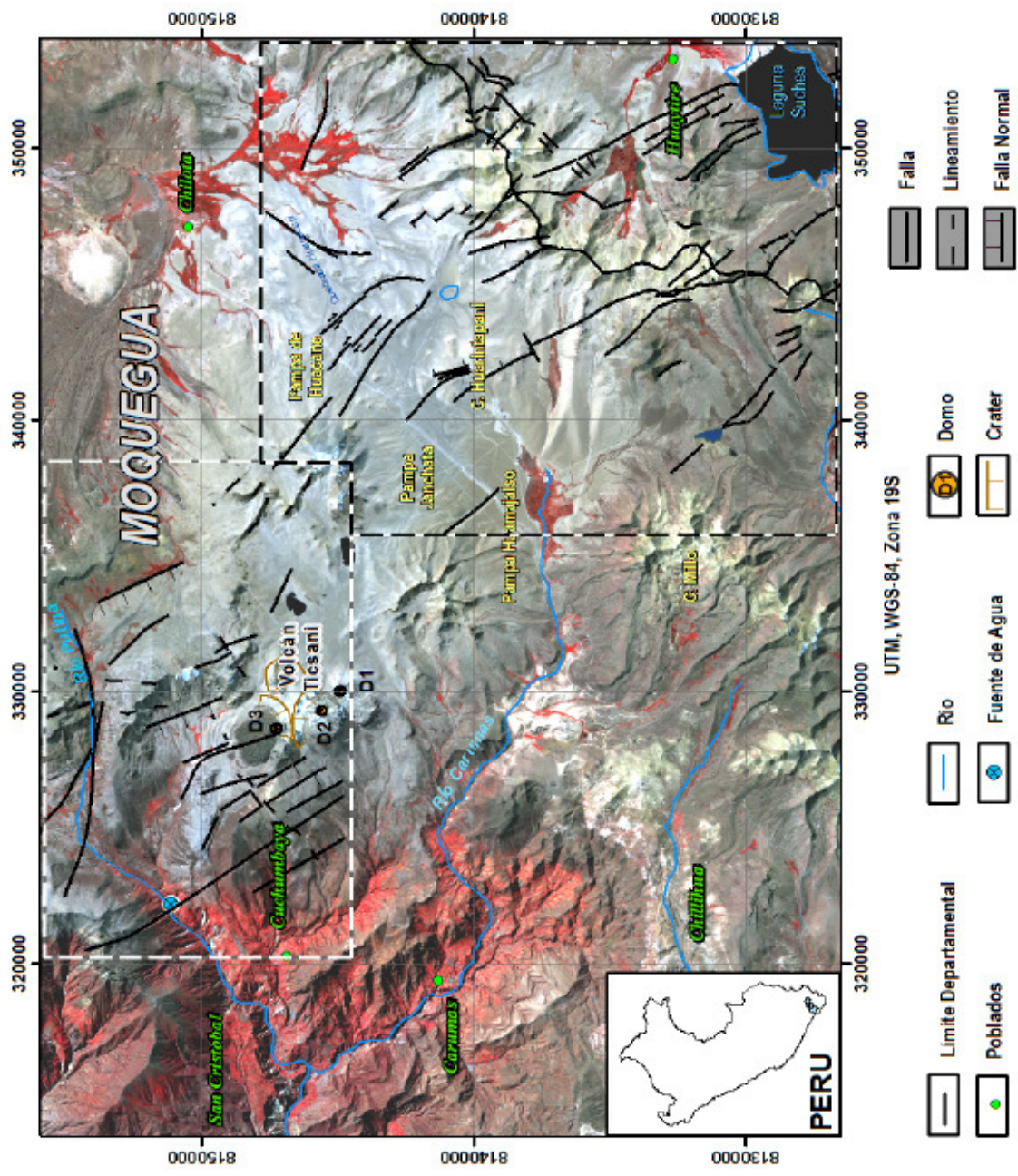


Figura 2. Mapa de ubicación y rasgos estructurales del área de estudio: Rasgos estructurales sobre el volcán Ticsani (Laurence Audin, comunicación personal); Rasgos estructurales Huaytira (Carlotto, 2009)

co-sísmica, post-sísmica e Inter.-sísmica. Ésta técnica, basada en la utilización de imágenes satelitales radar, puede producir mapas densos de los desplazamientos del suelo sobre grandes áreas con una precisión milimétrica. Aquí presentamos los primeros resultados obtenidos por ésta técnica para el estudio de la deformación del suelo en la cordillera de los Andes en el Sur Peruano, usando datos ASAR del satélite ENVISAT.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

Se presentan la descripción geológica y tectónica de las dos áreas de trabajo:

Área de Huambo-Cabanaconde

El área de interés se encuentra ubicada entre los poblados de Huambo y Cabanconde, en la parte sur-central de la provincia de Caylloma, en el departamento de Arequipa. Hacia el sur del cañón y a 15 km al Este del área de estudio (Fig. 1), está el complejo volcánico Hualca Hualca-Ampato-Sabancaya, siendo el volcán Sabancaya el más joven y el que ha presentado actividad volcánica reciente, entre 1986 y 1995.

Esta región ha sido estudiada por Sébrier et al., (1985), Huamán (1995) y Antayhua et al., (2002) mediante análisis de imágenes satélite y análisis sismo-tectónico. Se caracteriza por presentar una actividad tectónica reciente, prueba de ello es la presencia de diferentes fallas y lineamientos que sugieren que el proceso de deformación es producto de esfuerzos tectónicos regionales extensivos

asociados a la relajación gravitatoria de la cordillera de los Andes en el Sur peruano. Esta relajación resultaría de una disminución local en la velocidad de convergencia entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana entre los 13°S y 18°S (Husson, 2001). Estos sistemas de fallas fueron originados en el Mioceno medio y han venido actuando desde entonces como parte de una tectónica extensional (Mering et al., 1996).

La deformación en esta zona está representada principalmente por las fallas normales Ichupampa, Huanca y el sistema Huambo-Cabanaconde ubicadas en el extremo NE, SO y NO del complejo volcánico Hualca Hualca-Sabancaya-Ampato, respectivamente, y por el lineamiento de Sepina que parte del volcán Sabancaya y llega a cortar la falla Ichupampa (Fig. 1). El sistema Huambo-Cabanaconde fue puesto en evidencia por Huamán (1995) y comprende las fallas Solarpampa, Solarpampa-1 y Trigal. Estas tres con ejes de dirección E-O y buzamiento hacia el sur, indican una tensión N-S (Sébrier et al., 1985; Antayhua et al., 2002).

Área de Calacoa - Huaytire

El área de interés se encuentra ubicada en la Cordillera del Barroso, entre el volcán Ticsani y el Nevado Huaytire cerca al distrito de Calacoa, provincia de Mariscal Nieto en el departamento de Moquegua (Fig. 2). La Cordillera del Barroso está constituida por una sucesión de conos volcánicos y por colinas de flancos suaves. Constituye una zona montañosa de naturaleza volcánica, formada por

Tabla 1. Lista de imágenes ASAR (ENVISAT) utilizadas para este estudio.

Nº	Swath	Track	Órbita	Paso Asc. / Desc.	Fecha de adquisición	Zona
1	2	454	04015	Descendente	06/12/02	Huambo-Cabanaconde
2	2	454	08023	Descendente	12/09/03	Huambo-Cabanaconde
3	2	454	14035	Descendente	05/11/04	Huambo-Cabanaconde
4	2	454	15037	Descendente	14/01/05	Huambo-Cabanaconde
5	2	318	14440	Ascendente	01/12/2004	Ticsani-Huaytire
6	2	318	21915	Ascendente	10/05/2006	Ticsani-Huaytire
7	4	361	14443	Ascendente	04/12/2004	Ticsani-Huaytire
8	4	361	21958	Ascendente	13/05/2006	Ticsani-Huaytire

numerosos aparatos lávicos que están erosionados como el Nevado Huaytire o algunos activos como el volcán Ticsani.

El volcán Ticsani, el cual se construyó durante el Pleistoceno, se encuentra ubicado al SE y NE de los ríos Putina y Carumas respectivamente. 20 Km hacia el SE de dicho volcán, se encuentra el Nevado Huaytire, más específicamente entre la laguna Suches y la Pampa Janchata (Fig. 2). Este nevado corresponde a un aparato volcánico erosionado, con laderas donde se han desarrollado quebradas principalmente de dirección NO-SE, sin embargo dos depresiones mayores NE-SO corresponden al área donde está la laguna Suches y otra a la quebrada Huanacuni. En la zona entre el volcán Ticsani y el Nevado Huaytire, la topografía es menos accidentada y conformada por materiales cuaternarios superficiales correspondiendo a depósitos fluvio-glaciares, aluviales y fluviales caracterizados por gravas limo arenosas. También existen pampas o zonas planas que corresponden a depósitos palustres o lacustres en muchos de los cuales se aprecian humedales o bofedales; resalta la laguna Suches. Las rocas volcánicas de estas montañas corresponden a tobas y sobretodo a lavas de composición andesítica, aunque también hay brechas de tobas riolíticas.

El tectonismo de la zona próxima al volcán Ticsani ha sido poco estudiado. De manera general, los estudios regionales de tectónica (Sebrier et al., 1985; Sebrier y Soler, 1991) y sismicidad intracrustal (Grange, 1983; Grange et al., 1984) muestran grandes sistemas de fallas con dirección NO-SE, de tipos normal y sinistral (Sebrier et al., 1985; Huamán et al., 1995; Thouret et al 1994), como el sistema

“Incapuquio” que se ubica unos 50 km al SO de dicho volcán. Estudios sísmicos llevados a cabo para el sismo del 1 de octubre del 2005, indican que los procesos de deformación en el edificio volcánico serían de tipo extensional con ejes de tensión (T) orientados en dirección ENE-OSO, (Rivera et al., 2006). Localmente existen dos direcciones de las fallas presentes en el área, uno de dirección NO-SE predominante, y otra NE-SO, las que afectan a las formaciones del Oligoceno y Mioceno (Fig. 2). Estas fallas se encuentran recubiertas por material reciente generado por el volcán Ticsani en el Holoceno (Mariño, 2002) y por depósitos coluviales, lo que hace difícil su reconocimiento en el terreno, sin embargo, interpretaciones hechas tanto a partir de imágenes de satélite ASTER (Laurence Audin, comunicación personal), como de fotografías aéreas (Carlotto, 2009) han permitido reconocer algunos sistemas de fallas en la zona.

Tectónicamente, hacia la parte NO del nevado Huaytire, los mapas geológicos de INGEMMET a escala 1:50,000, muestran, en este sector, alineamientos y fallas regionales NO-SE, los que se localizan entre la laguna de Suches y la Pampa de Huacane. Por otro lado, el análisis de las fotografías aéreas (Carlotto, 2009), muestran un conjunto de fallas activas de dirección predominante NO-SE y algunas de dirección NE-SO, que tienen varios km de longitud. Estas fallas activas cortan tanto las rocas volcánicas del Grupo Barroso, así como los depósitos cuaternarios coluviales, fluvio-glaciares y las morrenas. Algunas de estas fallas muestran un desplazamiento dextral en los cursos de agua, como el observado en la zona de la quebrada Huanacuni,

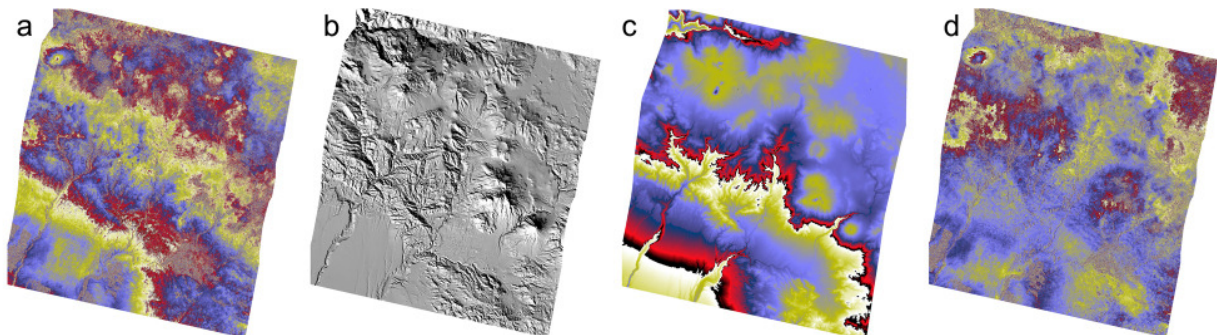


Figura 3. a) Interferograma 04015_08023 mostrando componente atmosférica, b) Modelo de Elevación del Terreno usado para la correlación entre fase y altura del terreno, c) Modelo de atmósfera calculado y d) Interferograma 04015_08023 en el cual la componente atmosférica modelada ha sido removida.

lo que es una prueba de la actividad reciente de las mismas.

PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

El método interferométrico

Desde el primer estudio realizado por Massonet et al. (1993) para el sismo en Landers California (USA), la técnica de Interferometría Radar de Apertura Sintética (Synthetic Aperture Radar Interferometry - INSAR) ha sido usada exitosamente en muchos estudios para el monitoreo de los desplazamientos del suelo, tales como: deslizamientos (Squarzoni et al., 2003), deformación sísmica (Talebian et al., 2004), subsidencia relacionada a la extracción de aguas subterráneas (Strozzi et al., 1999), y la deformación volcánica (Massonet et al., 1995; Pritchard et al., 2002; Froger et al., 2004, Froger et al., 2007).

La técnica InSAR consiste en calcular la diferencia de los valores de fase entre dos imágenes radar adquiridas por los satélites radar sobre una misma área, pero en diferentes fechas. De esta manera se obtiene una nueva imagen, llamada interferograma, en la cual las franjas interferométricas expresan la variación del tiempo de propagación de las ondas radar, entre las dos imágenes adquiridas. Puesto que los valores de fase de las imágenes están en función de la distancia (o en otros términos, del tiempo de propagación de las ondas) entre el satélite y la superficie terrestre, una deformación de la superficie terrestre modificará entonces la distancia entre el satélite y el suelo (y por tanto el tiempo de propagación de la onda radar), lo que a su vez resultará en un dibujo de franjas en el interferograma. Una franja $(0-2\pi)$ equivale a 0.5λ de margen de cambio, donde λ es la longitud de la onda radar. Así, los satélites que operan en la banda C (5.6 cm. de longitud de onda), tal como ERS y ENVISAT, ofrecen una mayor sensibilidad a la deformación del suelo que los satélites que operan en la banda L (23.5 cm de longitud de onda) como el ALOS-PALSAR, por ejemplo. Por otro lado, los interferogramas producidos con datos obtenidos en la banda C son más fácilmente saturados en caso de un gradiente alto de deformación y son generalmente más ruidosos que los producidos con datos de la banda L (Massonet y Feigl, 1998).

Una importante limitación del método INSAR es que las deformaciones del suelo no son la única causa del cambio en el tiempo de propagación de las ondas radar. El ligero cambio en la posición del satélite entre las dos adquisiciones afecta tanto a la distancia

Tabla 2a. Periodo de cobertura en días y altitud de ambigüedad (en m), para los interferogramas del área Huambo-Cabanaconde.

Swath/Track 2454		04015	08023	14035	15037
		Altitud de Ambigüedad			
04015	Periodo días		-336	72	123
08023		280		59	90
14035		700	420		-173
15037		770	490	70	

Tabla 2b. Periodo de cobertura en días y altitud de ambigüedad (en m), para los interferogramas del área de Calacoa.

Swath/Track 2318		14440	21915
		Altitud de Ambigüedad	
14440	Periodo días		180
21915		525	

Tabla 2c. Periodo de cobertura en días y altitud de ambigüedad (en m), para los interferogramas del área de Huaytire.

Swath/Track 4361		14443	21958
		Altitud de Ambigüedad	
14443	Periodo días		356
21958		525	

entre el piso y el satélite, como al ángulo con el cual el satélite observa la topografía. Este cambio induce un efecto estereoscópico el cual resulta en “franjas topográficas” en el interferograma. La sensibilidad del interferograma a la topografía es proporcional a la línea base perpendicular (es decir la separación) entre las posiciones del satélite durante las dos adquisiciones de las imágenes radar (Massonet y Feigl, 1998). Mientras más grande es ésta línea base perpendicular, el efecto estereoscópico es también grande y por tanto las franjas topográficas en el interferograma serán más numerosas. Tales franjas topográficas pueden ser eliminadas sustrayendo un modelo de franjas artificiales (simuladas a partir de un Modelo Digital de Elevación, o MDE), del interferograma. Otra causa del cambio en el tiempo de propagación de la onda radar es el cambio en el índice de refracción de la atmósfera. Esto puede ocurrir, por ejemplo, si el contenido de vapor de agua de la

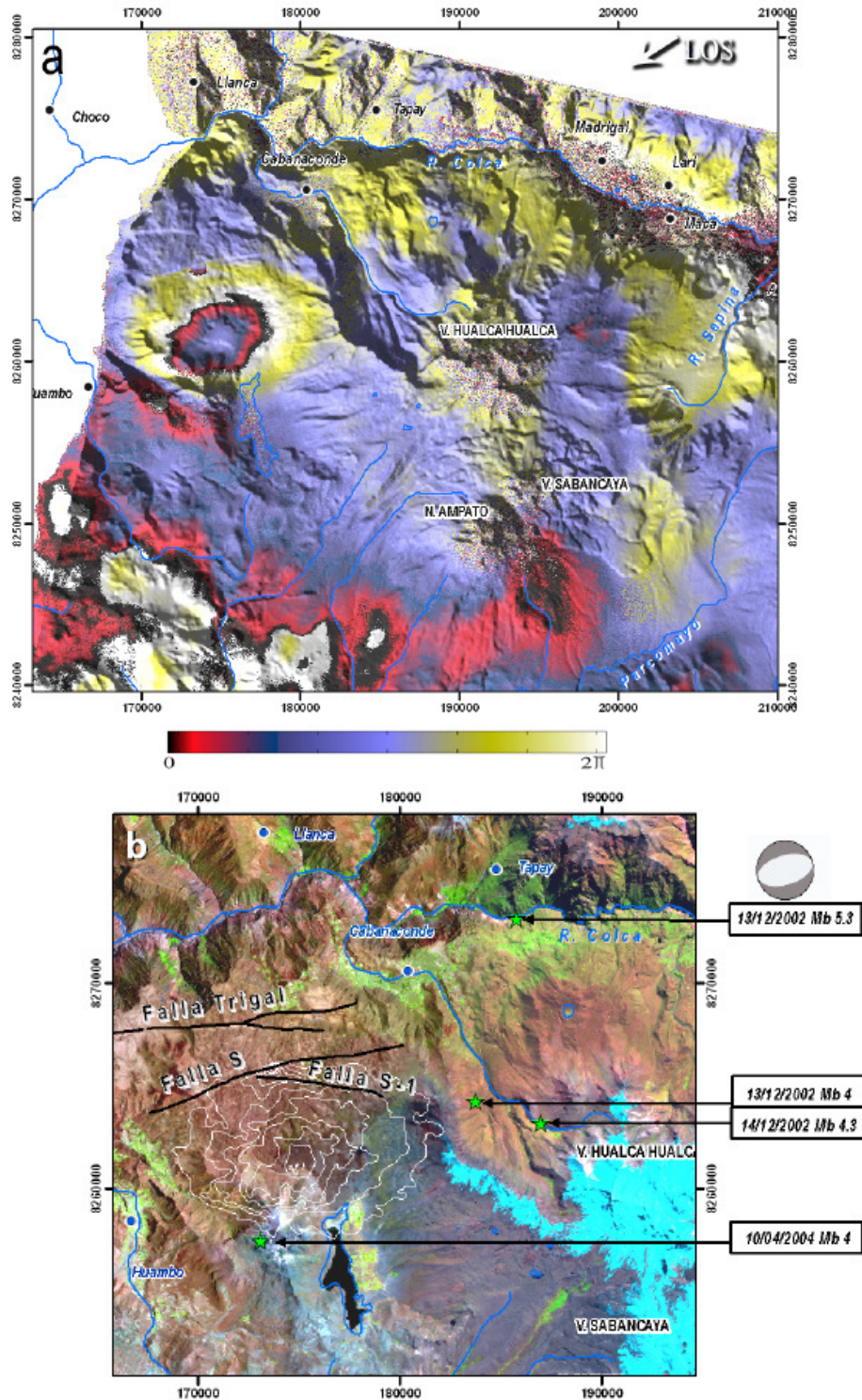


Figura 4. a) Interferograma 04015_08023 superpuesto al modelo digital de elevación, se observa una anomalía de gran longitud de onda y una más pequeña ubicada hacia el norte de la primera. La máxima amplitud alcanza los 3 cm. de desplazamiento del suelo en la dirección de vista del satélite (Line of Sight = LOS). El área mayor de subsidencia está limitada hacia el norte por la falla Solarpampa (F-S) que se observa en la figura 4b; la zona pequeña de deformación (ubicada al norte) está delimitada por la intersección de las fallas Solarpampa (F-S) y Solarpampa 1 (F-S1). b) Imagen Landsat ETM+ de la zona del Cañón del Colca. En esta se muestra: las líneas de contorno o deformación (color blanco) en cm obtenido del interferograma 04015_08023; se muestra también el sistema de fallas normales buzantes hacia el Sur Huambo-Cabanaconde, fallas Solarpampa (F-S), Solarpampa-1 (F-S1) y Trigal.

atmósfera cambia significativamente entre las dos adquisiciones. Esto producirá franjas atmosféricas que pueden ser fácilmente simuladas y removidas si la atmósfera es horizontalmente homogénea y verticalmente estratificada. De hecho en este caso, un modelo de franjas atmosféricas puede ser fácilmente calculado usando la correlación entre los valores de fase del interferograma y la altura del terreno.

Cálculo interferométrico

Para este estudio hemos utilizado ocho imágenes radar ASA_IMS_1P (Single Look Complex), adquiridas por el Radar Avanzado de Apertura Sintética (Radar Avanzado de Apertura Sintética - ASAR), ubicado a bordo del satélite ENVISAT. Este satélite, lanzado en Marzo del 2002 por la Agencia Espacial Europea (ESA), está dedicado a la observación de la tierra y lleva a bordo instrumentos para medición de las características de la atmósfera y de la superficie terrestre. El Radar ASAR, designado para continuar las medidas iniciadas por el instrumento SAR a bordo de los satélites ERS, opera en la banda C (5.331 GHz), su ciclo orbital es de 35 días y puede iluminar la superficie de la tierra con 7 ángulos de incidencia diferentes (equivalente a 7 áreas de cobertura diferentes o swaths) que varían desde 15° hasta 45°.

De las ocho imágenes disponibles, cuatro imágenes fueron adquiridas durante paso descendente en swath 2 (ángulo de incidencia ~23°), sobre la zona de Huambo-Cabanaconde (órbitas: 04015, 08023, 14035, 15037), y cubren un periodo de 4 años aproximadamente; las otras cuatro imágenes fueron adquiridas en paso Ascendente en swath 2 y 4 (ángulo de incidencia ~23° y ~33° respectivamente), sobre la zona de Calacoa (órbitas: 14400 y 21915, 14443 y 21958). La Tabla 1 muestra las fechas de adquisición de las imágenes utilizadas.

A partir de las imágenes adquiridas, hemos calculado ocho interferogramas (seis para la zona del volcán Sabancaya y dos para la zona del volcán Ticsani), usando el software Diapason (Massonnet, 1996). El periodo de cobertura en días, así como la altitud de ambigüedad para cada par interferométrico se muestran en las tablas 2a, 2b y 2c. La contribución de las trayectorias orbitales ha sido modelada y removida usando los vectores de estado de las órbitas precisas, procesadas de los datos DORIS por la ESA. Las contribuciones topográficas han sido modeladas y removidas usando el Modelo Digital de

Elevación (MDE) SRTM-3 (interpolado a 45 metros de resolución horizontal).

Con una resolución horizontal de 90 m y con una precisión vertical relativa de 10 m (1σ), SRTM puede ser considerada una fuente de datos satisfactoria para el procesamiento INSAR. Sin embargo, los errores del MDE producirán franjas residuales topográficas en el interferograma que podrían malinterpretarse como debidas a deformación. Dado que la amplitud de los residuos topográficos es inversamente proporcional a la altitud de ambigüedad (Aa), estas pueden ser detectadas analizando varios interferogramas con diferente Aa. La Aa de nuestros interferogramas oscila entre 356 y 59. Como resultado, la contribución de los residuos topográficos en nuestros interferogramas podría en general, no exceder los 0.15 de franja (1σ).

Eliminación de la componente atmosférica

Los cuatro interferogramas obtenidos para el área Huambo-Cabanaconde: 04015_08023, 04015_14035, 04015_15037 y 14035_15037, muestran franjas que se correlacionan con la topografía. Estas franjas son típicas de una contribución atmosférica (atmósfera estratificada) y se presentan debido a que una, del par de imágenes radar utilizada para la obtención del interferograma, ha sido adquirida en un periodo más húmedo o más seco que la otra. Para eliminar esta componente, se crea un modelo de atmósfera, en función de la relación existente entre los valores de fase del interferograma y la altura del modelo digital de elevación (Beauducel et al., 2000), el cual es luego sustraída del interferograma inicial y se obtiene así un interferograma libre de la contribución atmosférica, en el que se puedan observar las eventuales franjas de deformación producidas por cambios en la posición del suelo. Dado que este método se basa únicamente en la relación que existe entre la atmósfera y la altura, el modelo considera únicamente la componente atmosférica estratificada, es decir homogénea en toda la extensión de la imagen radar. La componente heterogénea que por lo general es más local (por ejemplo la ocurrencia de pequeñas corrientes de nubes convectivas), no es removida con este método.

La figura 3a muestra el interferograma 04015_08023 antes de la corrección, donde se observan dos franjas atmosféricas que se correlacionan con la topografía (Fig. 3b) y van desde el extremo inferior izquierdo hacia el superior derecho. La figura

3c muestra el modelo de atmósfera obtenido y la figura 3d muestra el interferograma sin la componente atmosférica.

CARACTERÍSTICAS DE LOS INTERFEROGRAMAS OBTENIDOS

ZONA HUAMBO-CABANCONDE

Los interferogramas muestran una buena coherencia, debido en parte al carácter relativamente desértico del área de interés, la cual se encuentra a más de 3600 msnm, donde la vegetación es muy dispersa. Sin embargo en la parte norte de los interferogramas (Figs. 3a y 3b) que corresponde a los flancos del valle del Colca, aparecen mas ruidos debido a los cambios de las características físicas de la superficie del suelo entre las dos adquisiciones. Se observa una falta o ausencia de correlación tanto en los flancos del valle los cuales están cubiertos por terrenos de cultivo, así como en la cima de los volcanes donde hay nieve.

Se ha observado en tres interferogramas: 04015_08023 (Fig. 4a), 04015_14035 y 04015_15037, la ocurrencia de una franja concéntrica más o menos circular sobre la planicie ubicada al oeste del volcán Hualca Hualca. Estos tres interferogramas representan respectivamente la deformación a 280, 700 y 770 días después de la fecha de adquisición de la primera imagen (órbita 04015, ver tabla 1 y tabla 2a).

Esta franja concéntrica corresponde a una señal de 8 x 13 km aproximadamente y cuyo patrón de deformación se repite en los tres interferogramas. Cada franja, que comprende la escala de color rojo-azul-amarillo, corresponde a una variación de fase de un ciclo de onda, 0 a 2π y que es proporcional a una variación de 0 a 2.8 cm de desplazamiento del suelo pero proyectados en la dirección del eje de vista del satélite o LOS. Los valores de fase aumentan hacia el interior de la anomalía en los tres interferogramas, lo que se entiende como el aumento de la distancia entre el suelo y el satélite. Esta variación en la distancia puede interpretarse como una subsidencia o hundimiento del suelo, que es mayor en la parte interna con respecto al borde exterior del área de deformación. La subsidencia es del orden de un ciclo de onda (2π) para el interferograma 04015_08023 (Fig. 4a); y de poco más de un ciclo para 04015_14035 y 04015_15037. Una variación significativa en la amplitud de la subsidencia no es evidente al comparar los tres interferogramas, por

lo que podemos mencionar que básicamente toda la deformación se produjo entre las fechas en las cuales fueron adquiridas las imágenes cuyas orbitas son 04015 y 08023.

Asimismo, dentro de esta área de deformación de gran longitud de onda, se observa otra de menor longitud de onda (Fig. 4a). Esta es pequeña en extensión y de forma elipsoidal ligeramente alargada en dirección E-O. En este caso, la variación de fase es igualmente del orden aproximado de un ciclo de onda en los tres interferogramas.

Deformación observada en la zona Huambo-Cabanaconde

La subsidencia detectada en el interferograma 04015_08023, ocurre en un área topográfica relativamente plana (Pampa Mojonpampa). Un carácter muy claro observado en los interferogramas obtenidos en esta zona, es que la señal de deformación se encuentra limitada hacia el norte por una serie de lineamientos que son evidentes en el MDE (Figs. 4a y 4b). Por ejemplo la señal más pequeña (hacia el norte de la anomalía de mayor longitud de onda) se encuentra justo entre dos lineamientos (Fig. 4b).

El mapa tectónico de la zona, así como los resultados de una visita de campo efectuada en febrero del 2005 muestran que estos lineamientos corresponden a fallas normales conocidas como fallas Solarpampa y Solarpampa-1 que pertenecen al sistema de fallas normales Huambo-Cabanaconde de orientación E-O y buzamiento hacia el Sur (Sébrier et al., 1985; Huamán, 1995).

Al observar e interpretar el patrón de franjas, que es igual y coherente en los tres interferogramas, se concluye que la deformación encontrada en esta zona está ciertamente relacionada a las fallas mencionadas, ya que: 1) la franja externa de la anomalía de gran longitud de onda (cuyo centro se localiza en la pampa Mojonpampa) está limitada hacia el norte por la falla Solarpampa (F-S); 2) la anomalía más local, de pequeña longitud de onda, se encuentra justo entre los límites de las fallas Solarpampa por el norte y por la falla Solarpampa-1 (F-S1) por el sur (Figs. 4a y 4b).

El carácter activo del sistema de fallas Huambo-Cabanaconde, fue confirmado por Antayhua et al., (2002) quienes realizaron un estudio sismo-tectónico del sismo de Cabanaconde (magnitud $M_b = 5.2$; profundidad = 5.8 km) ocurrido el 12/04/98; y



Foto N°1 (Izquierda).- Vista de la falla N155°, tomada hacia el NO desde el punto de coordenadas 16.74650° S; 70.64788° W. En la parte superior se observa una pequeña escarpa buzando hacia el NE. La línea entrecortada señala el trazo de la falla sobre el terreno, (Foto: Orlando Macedo 2006)

Foto N°2 (Derecha).- Roca desplazada de 5 cm en dirección SO respecto de su posición original por efecto del sismo del 01/10/2006. El terreno descendió bruscamente en dirección N30° dejando la abertura que se observa. Teniendo en cuenta que la falla tiene acimut de N155°, el descenso del terreno en dirección N30° implicaría que el movimiento fue de tipo normal con una componente sinistral, (Foto: Orlando Macedo 2006).

señalaron que este evento se produjo por movimientos de la falla Solarpampa-1, cuya actividad es producto de esfuerzos regionales extensivos (Sébrier et al., 1985; Mering et al., 1996).

Tabla 3. Sismos ocurridos durante el periodo de cobertura de los interferogramas (Fuentes: Instituto Geofísico del Perú, IGP; Nacional Earthquake International Center, NEIC).

Para poder explicar la deformación encontrada en la zona, se ha considerado los sismos de magnitud superior a 4 que hayan ocurrido en la zona para el periodo cubierto por los interferogramas.

Los archivos del National Earthquake Institute Center (NEIC, USGS) muestran que dos sismos de magnitud superiores a 4 (09:46:43, Mb = 4.0 y 16:31:11, Mb = 5.3) ocurrieron en la zona el día 13/12/02 y otro de magnitud Mb = 5.3 ocurrió el 14/12/02, a 7 y 8 días después de la adquisición de la imagen 04015 (del 06/12/02), respectivamente. En la tabla 3 se muestra la lista de los sismos de magnitud mayor a 4 que se han producido entre Diciembre del 2002 y Setiembre del 2003, su ubicación epicentral se muestra en la figura 4b. El mecanismo focal calculado para el segundo sismo del día 13/12/02 (Mb = 5.3) por el NEIC es el de una falla normal, orientada N70° (Fig. 4b), parámetros compatibles con el mecanismo del sistema de fallas normales Huambo-Cabanaconde.

La localización de los epicentros dada por el NEIC no es muy precisa debido a la baja densidad de la red de estaciones usada para el cálculo de los mismos, por lo que una hipótesis de ubicación del sismo a lo largo de un plano de falla es aceptable y que el patrón de subsidencia observado, es el resultado de estos dos sismos sucesivos. Los esfuerzos regionales de extensión producen un relajamiento de los materiales en esta zona. No se puede precisar cuál ha sido la contribución individual de estos eventos en la deformación observada, ya que el periodo de cobertura de un interferograma es de 35 días, y como los sismos ocurrieron sucesivamente dentro del periodo de adquisición de las dos imágenes del interferograma 04015_08023, por ello no es posible determinar esta diferencia. Solo sería posible detectar este cambio en interferogramas que resulten de la combinación de imágenes adquiridas antes e inmediatamente después de cada evento sísmico, lo que no es posible en la práctica.

Antayhua et al. (2002) muestran una localización del sismo principal de Cabanaconde del 12/04/1998 y de 17 réplicas ocurridas entre el 18 y 21 de abril del mismo año. Para el sismo principal se usaron datos de sismógrafos situados a grandes distancias (varias decenas de km) mientras que para las réplicas se usaron sólo 3 estaciones analógicas desplegadas localmente. Por esta razón, Antayhua et al. (2002)

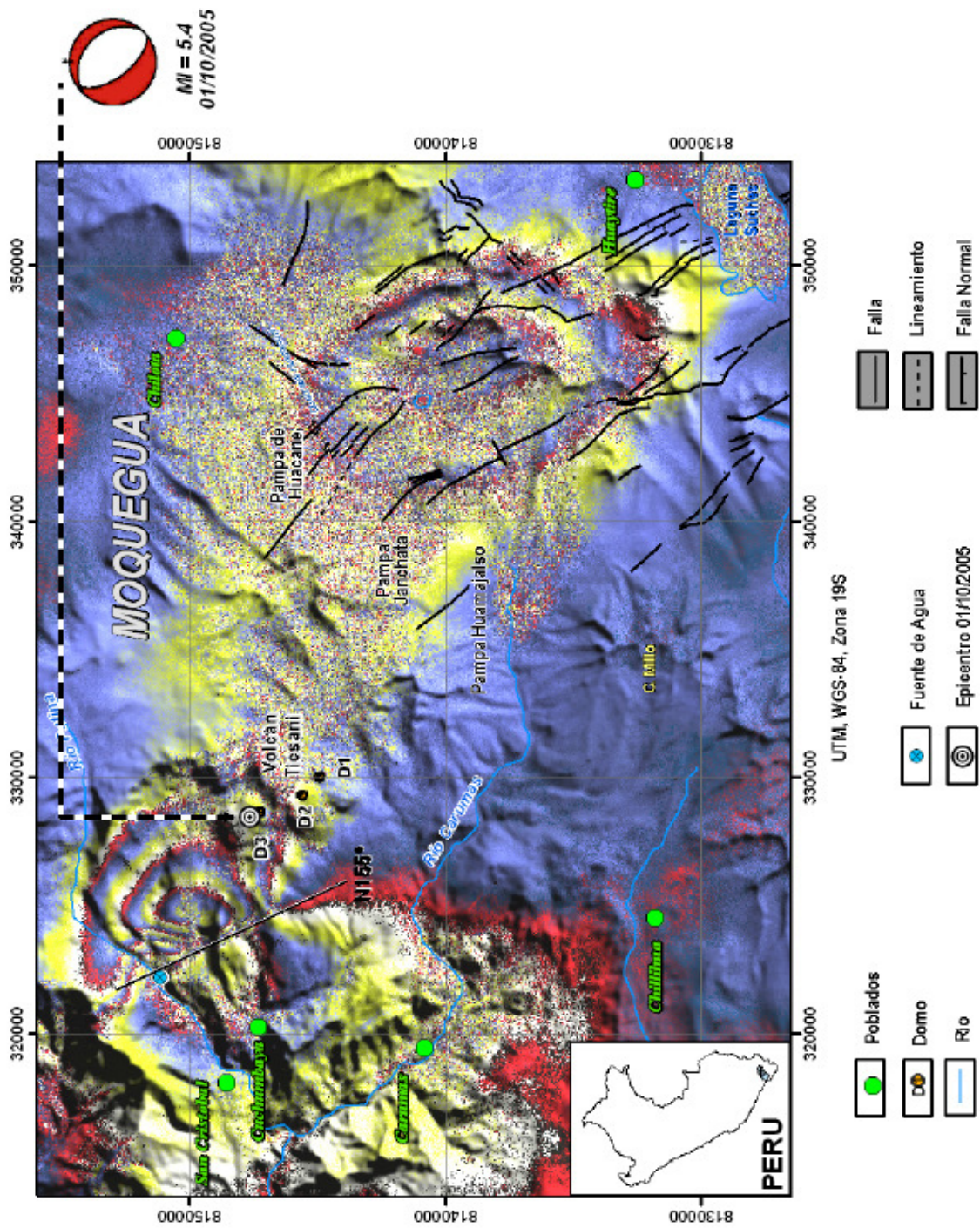


Figura 5. Extracción del interferograma 14443 21958 filtrado y superpuesto al modelo de elevación del terreno, donde se observan franjas de deformación del suelo en dos zonas, una hacia el NO de la cima del volcán Ticsani (D-1, D-2 y D-3: Domos del volcán Ticsani), y la otra hacia el SE del volcán (LOS = Line of Sight).

no obtuvieron localizaciones precisas que pudieran habernos permitido efectuar mejores correlaciones con nuestros resultados y así confirmar nuestra hipótesis. Un argumento adicional que planeamos investigar en el futuro sería el de verificar, mediante cálculos numéricos, que la amplitud y extensión de las deformaciones registradas en nuestro interferograma sean compatibles con las características de los sismos (magnitud y mecanismo focal).

ZONA DE CALACOA - HUAYTIRE

En la figura 5 se muestra una extracción del interferograma 14443_21915 calculado con imágenes radar ENVISAT-ASAR adquiridas el 01/12/2004 y el 10/05/2006 en Swath ascendente 4. Este interferograma cubre un periodo de 525 días, tiene una Aa de 180 m y se muestra coherente. En este se observa dos áreas con patrones distintos de deformación: un patrón de franjas en forma de mariposa observado en el área del volcán Ticsani (esquina superior izquierda de la figura). Este patrón está orientado en dirección NO-SE, sobre un área de 15 x 7 km. Se distingue un lineamiento divisorio de dirección NO-SE el cual separa dos tipos de comportamiento de las franjas. Hacia la derecha de este lineamiento, se pueden contabilizar casi 4 franjas concéntricas donde los valores de fase aumentan hacia el interior, lo que indica que la distancia entre la superficie del suelo y el satélite ha aumentado con respecto a la parte exterior, interpretándose como una subsidencia. Sin embargo hacia el lado izquierdo del lineamiento, solo se distingue una franja casi concéntrica, pero esta vez el sentido en el que aumenta los valores de fase es de manera inversa al observado del lado derecho, es decir que en la parte central la distancia entre el satélite y la superficie del suelo ha disminuido, indicando un levantamiento. La máxima amplitud de esta deformación (3.7 franjas en el lado derecho) es observada aproximadamente a 3.5 km del domo 3 (D-3, Fig. 5) del volcán Ticsani. Cada franja equivale a una variación de 0 a 2π , equivalente a 2.8 cm de desplazamiento del suelo en dirección del satélite, por tanto podemos señalar que entre las dos adquisiciones el lado derecho se alejó ~3.7 franjas del satélite (es decir que se hundió ~10.3 cm pero proyectados en la línea de vista del satélite o LOS) y que el lado izquierdo se acercó respecto al satélite (se elevó ~1.3 franjas o ~3.5 cm proyectados en dirección de la línea de vista del satélite o LOS (Fig.5).

A una distancia de aproximadamente 20 km al

SE de ésta primera señal, se observa una segunda señal, la cual se presenta en forma de dos franjas elípticas concéntricas y cubre un área de 19 x 13 km. El sentido de las franjas indica un alejamiento del terreno con respecto al satélite con un valor máximo de ~5.5 cm en la parte central de esta señal.

La presencia de estas dos señales ha sido observada también en dos interferogramas calculados con imágenes adquiridas en paso ascendente en diferentes Swaths y fechas, lo cual confirma que las dos señales corresponden a deformaciones del suelo y no a señales producidas por cambios en la atmósfera.

Deformaciones observadas en el área de Calacoa – Huaytire

El centro de máxima deformación de la señal (Fig. 5) observada sobre el volcán Ticsani, se encuentra en el flanco NO del mismo volcán. La distribución de las franjas de deformación observada en el Ticsani y el lineamiento divisorio (N155°) que separa los dos patrones de franjas, son típicos en presencia de un control estructural, tal como una falla tectónica activa. La deformación observada sería compatible con un movimiento de tipo normal en una falla cuyo bloque oriental se hunde, mientras que el occidental se eleva.

Algunos autores han publicado mapas tectónicos de la zona en los que se distingue fallas fuera del edificio volcánico (García, 1978) así como lineamientos sobre el edificio (Mariño, 2002; Audin, comunicación personal), obtenidos básicamente a partir de interpretación de imágenes satelitales (Fig. 2); Los lineamientos ubicados sobre el edificio volcánico siguen una dirección NO-SE, existiendo algunos lineamientos pequeños coincidentes con la ubicación y dirección del lineamiento de dirección N155° puesto en evidencia por el método interferométrico (Figs. 2 y 5). Estos lineamientos obtenidos a partir de las imágenes de satélite no son continuos, sin embargo, dicho lineamiento N155° aparece claramente en el interferograma, por lo que se asume que algunas estructuras como fallas y/o sistemas de fallas en ésta área habrían sido sepultados por productos volcánicos más recientes provenientes del Ticsani. A fin de establecer in-situ las características de la deformación puesta en evidencia por la interferometría radar, se realizó una inspección de campo en setiembre 2006. En esta breve visita, se ha podido observar que, en efecto, la

deformación corresponde a una zona de falla (Foto 1). La falla, que ha podido ser seguida por cerca de dos kilómetros, es de tipo normal de dirección N155°, con pendiente hacia el NE. Existe una pequeña escarpa de falla que aparece por sectores, pero que mayormente se encuentra cubierta por coladas de lava en bloques e ignimbritas.

La zona de Calacoa es conocida por su elevada actividad sísmica (Aguilar et al., 2001; Rivera et al., 2006), habiéndose registrado frecuentemente sismos de magnitud importante. El 01/10/2005 ocurrió un fuerte sismo (5.4 ML, localizado en 16.748 Lat. S, 70.609 Lon. O, y a una profundidad de 8.5 km) en la zona (Rivera et al., 2006). En la zona de deformación que hemos reconocido in-situ en setiembre 2006 hay evidencias de un fuerte movimiento ocurrido muy recientemente. En efecto, se ha observado gran número de rocas, de algunos decímetros hasta 2 ó 3 m de diámetro, que han sufrido desplazamientos entre 2 a 15 cm, en dirección SO (Foto 2) compatibles así con un movimiento de la falla de tipo normal. Por otro lado, siguiendo la prolongación de la falla hacia el NO, se ha observado la existencia de al menos dos fuentes de agua termal, una de las cuales se encuentra en la intersección del rumbo de la falla con el río Putina (Fig. 2), y que por referencia de los habitantes de la zona, estuvo emitiendo ruidos extraños durante la crisis sísmica de octubre de 2005.

Por tanto, es muy probable, que el sismo ocurrido el 01/10/2005 produjo la deformación observada en esta zona, siendo registrada en el interferograma calculado con imágenes adquiridas el 04/12/2004 y el 13/05/2006 (Fig. 5). Tanto la falla N155° puesta en evidencia por la Interferometría, así como otras fallas presentes en la zona, siguen la dirección preferencial del sistema tectónico regional (sistema de fallas de Incahuasi) y de la dirección del emplazamiento de los tres domos ubicados en la cima del volcán Ticsani, concordando así con el modelo de régimen extensivo de la deformación en los Altos Andes propuesto por Sébrier et al. (1985). Asimismo, la deformación y el plano de falla observados gracias a la interferometría, podrían ser compatibles con el movimiento a lo largo de un plano nodal orientado NO-SE y 38 grados de buzamiento al Este, del mecanismo focal del sismo del 01/10/2005 (Fig. 5), y que correspondería a un proceso de deformación por extensión con ejes principales de esfuerzo T (Tensión) orientados en dirección NE-SO (Tavera et al., 2006).

En el caso de la zona de deformación observada

entre el volcán Ticsani y el Nevado Huaytire, (Fig. 5), cuando se superpone la zona de anomalías de interferometría con la información de fallas activas obtenidas en base a fotografías aéreas (Fig. 2; Carlotto, 2009,), se observa coincidencia geográfica entre la presencia de dichas fallas y la forma y extensión de la anomalía, lo que sugiere un control de parte de estas fallas kilométricas activas en la deformación observada. La dirección promedio de las fallas activas NO-SE, coinciden con el eje mayor del elipsoide de deformación, en tanto que los bordes sur y norte parecen ser controlados por fallas activas de dirección NE-SO.

La parte sur de esta anomalía elíptica correspondería a un área donde se intersecan dos sistemas de fallas regionales una NO-SE y la otra NE-SO, tal como lo sugieren estudios regionales en curso, apoyados en mapas de anomalías magnéticas, sobre las grandes estructuras del sur del Perú para el mapa tectónico (Carlotto, comunicación personal). El hundimiento o subsidencia indicada por la anomalía INSAR, se debería a esfuerzos de extensión NE-SO, hipótesis que jugaría bien con las fallas activas de dirección NO-SE y que probablemente sean normales formando pequeños grabens y horsts.

Respecto al origen de esta deformación, ésta habría ocurrido producto de una actividad sísmica en esta zona ocurrida entre diciembre del 2004 y mayo del 2006, periodo cubierto por el interferograma, no pudiéndose precisar si la fecha exacta.

DISCUSIÓN

Los grandes sismos asociados a la convergencia de placas Nazca-Sudamérica originan reajustes de los sistemas de fallas en el interior de la placa continental. Estos desplazamientos tectónicos regionales son, a su vez, susceptibles de propiciar cambios en reservorios y actividad magmática de la región dando lugar a manifestaciones locales de sismicidad y tectonismo. Las deformaciones que se han puesto en evidencia en este estudio están controladas por la tectónica actual de los altos Andes, donde dominan los esfuerzos de extensión, y tienen la particularidad de haberse manifestado en zonas muy próximas a un volcán de muy reciente erupción, como es el caso volcán Sabancaya en el Cañón del Colca, que erupcionó entre 1986-1997, y sobre un flanco de un volcán activo con posibilidades de reactivación, tal es el caso del volcán Ticsani en la zona de Calacoa, que tuvo una importante erupción hace menos de 400 años.

Hacia el NO del volcán Sabancaya, los esfuerzos de extensión N-S ocurren actualmente a lo largo de dos fallas normales de dirección E-O, falla de Solarpampa y Solarpampa-1 (que son parte del reconocido sistema de fallas Huambo-Cabanaconde), habiéndose manifestado una vez más en la ocurrencia de sismos ocurridos en diciembre 2002, y por tanto en las deformaciones puestas en evidencia por la técnica InSAR.

En la zona del volcán Ticsani y hacia el Nevado Huaytire, los esfuerzos extensionales NE-SO también se manifiestan en la actualidad. En el caso del volcán Ticsani, fueron los datos interferométricos los que permitieron inferir la existencia de una falla normal de dirección N155° sobre el flanco occidental del volcán Ticsani, siendo el mecanismo de la falla la cual ha determinado la forma de la deformación observada. Hacia el NO del Nevado Huaytire la deformación habría sido controlada por el sistema de fallas existentes en la zona.

Las observaciones hechas con Interferometría Radar han permitido detectar campos de deformación activa en áreas sísmo-tectónicas de la cordillera sur andina y asociar, por una lado la ocurrencia de sismos a rasgos tectónicos bien cartografiados, como el caso del sistema fallas Huambo-Cabanaconde, y por otro lado poner en evidencia fallas en otras zonas donde los rasgos estructurales no son evidentes en superficie, como el caso del volcán Ticsani.

CONCLUSIONES

Este estudio ha permitido poner en evidencia deformaciones en el suelo producto de la actividad

REFERENCIAS

- Aguilar, V., Tavera, H., Bernal I., Palza, H. & Kosaka R. (2001). Análisis y evaluación del sismo de Calacoa (Omate- Moquegua) del 6 de mayo de 1999 (Mw=4.0). Boletín Soc. Geol del Perú, v. 91, p. 69-80.
- Antayhua, Y., Tavera, H., Bernal, I., Palza, H. & Aguilar, V. (2002). Localización hipocentral y características de la fuente de los sismos de Maca (1991), Sepina (1992) y Cabanaconde (1998), Región del volcán Sabancaya. Bol. Soc. Geológica del Perú v.93, p.63-72.
- Beauducel, F., Briole, P. & Froger, J.L. (2000). Volcano wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna (1992-1999): deformation or tropospheric effect? J. Geophys. Res. 105 (B7), (2000) 16391-16402.
- Carlotto, V. (2009). Puesta en evidencia de fallas activas mediante fotografías aéreas en la región de Huaytire-

sismo-tectónica en áreas de tectonismo y volcanismo activo como son las zonas próximas a los volcanes Sabancaya y Ticsani usando la técnica de Interferometría Radar. En el caso de la zona Huambo-Cabanaconde (Oeste del volcán Sabancaya), la deformación (subsistencia) registrada en la Pampa Mojonpampa, se habría producido luego de varios sismos de magnitud moderada ocurridos en las cercanías al poblado de Cabanaconde. En el caso de la zona del Volcán Ticsani, la deformación registrada es muy probablemente consecuencia directa del sismo de magnitud 5.4 ML ocurrido el 01/10/2006 a lo largo del plano de la falla N155°, producto de los esfuerzos extensivos que actúan en dirección NE-SO en la zona. Hacia el NO del nevado Huaytire, se distinguen esfuerzos tensionales en el mismo sentido que los observados en el volcán Ticsani y asociados a sistemas de fallas activas, formando horsts y grabens serían los responsables del hundimiento detectado por InSAR en esta zona. Parte de los resultados mostrados aquí, revelan el interés de la aplicación del método interferométrico en el estudio y cuantificación de los desplazamientos co-sísmicos. Las deformaciones del suelo en zonas próximas a aparatos volcánicos activos pueden estar muy asociados a la actividad magmática, por lo cual el monitoreo correspondiente debería ser efectuado permanentemente.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a todas las personas que ayudaron para la culminación y publicación del trabajo y en particular a CONIDA, INGEMMET, UNIVERSIDAD DE CLERMONT, IRD y al IGP. Igualmente al Dr. Víctor Carlotto por la revisión.

- Laguna Suches, Moquegua, Sur del Perú. Archivo técnico INGEMMET, 5p.
- Froger, J., Bonvalot, S., Remy, D., Gabalda, G., Gonzales, K., Pavez, A. & Souriot, T. (2004). Potential and limitation of ASAR-ENVISAT Interferometry for monitoring of volcanic activity. Applications to South American Volcanoes. IAVCEI General Assembly 2004, Pucon, Chile.
- Froger, J., Remy, D., Bonvalot, S., & Legrand, D. (2007). Two scales of inflation at Lastarria-Cordon del Azufre volcanic complex, central Andes, revealed from ASAR-Envisat interferometric data. Earth and Planetary Science Letters, 255, 148-163.
- García, W. (1978). Geología de los cuadrangulos de Omate, Puquina, Huaytire, Mazo Cruz y Pizacoma.

- INGEMMET, Boletín N° 29, Lima.
- Gerbe, M.C. & Thouret, J.C. (2004). Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990-98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bull Volcanol*, 66, 541-561.
- Grange, F. (1983). Etude sismotectonique détaillée de la subduction lithosphérique au Sud Pérou. Thèse 3ème Cycle, Univ. Grenoble.
- Grange, F., Hatzfeld, D., Cunningham, P., Molnar, P., Roecker, S.W., Suarez, G., Rodriguez, A. & Ocola, L. (1984). Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault-plane solutions in Southern Peru. *J. Geophys. Res.*, 89, B7, 6139-615.
- Huamán, D. (1995). Métodos y aplicaciones de las imágenes de satélite en la cartografía geológica. El caso del seguimiento y evolución de la amenaza volcánica del Sabancaya (región del Colca, Arequipa). Tesis de Ingeniero, Universidad Nacional San Agustín, Arequipa. 138 p.
- Husson, L. (2001). Dynamique et régime thermique des chaînes de montagnes-Application aux Andes centrales, Ph.D. thesis Ecole Normale Supérieure de Lyon, France.
- Lazo, M. (1994). Sismicidad en la región del volcán Sabancaya y el terremoto de Maca del 23 de julio de 1991.- Asamblea regional de Sismología en America del Sur, Brasilia (Brasil), Agosto 1994.
- Linde, A. & Sacks, S. (1998). Triggering of volcanic eruptions. *Nature*, 395, 888-890.
- Macedo, O. & Lesage, Ph. (1997). La actividad sísmica de los volcanes activos Sabancaya y Ubinas (Sur del Perú). Resúmenes extendidos del IX Congreso Peruano de Geología, Vol Esp I, p. 463-466.
- Mariño, J. (2002). Estudio geológico vulcanológico y evaluación de peligros del volcán Ticsani (sur del Perú). Tesis, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima. 160 p.
- Massonnet, D. (1996). Philosophie et mode d'emploi de la chaîne logicielle interférométrique, DIAPASON, CNES, Toulouse, France.
- Massonnet, D. & Feigl, K. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface: Reviews in Geophysics, 36, 441-500.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K. & Rabaute, T. (1993). The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry: *Nature*, 364, 138-142.
- Massonnet, D., Briole, P., and Arnaud, A. (1995). Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry: *Nature*, 375, 567-570.
- Mering, C., Huamán, R., Chorowicz, B. & Guillaude, R. (1996). New data on the geodynamics of southern Perú from computerized analysis of SPOT and SAR ERS-1 images: *Tecton*, 259, 153-169.
- Pritchard, M. E., Simons, M., Rosen, P.A., Hensley, S. & Webb, F. H. (2002). Coseismic slip from the July 30, 1995, Mw - 8.1 Antofagasta, Chile, earthquake as constrained by InSAR and GPS observations. *Geophysical Journal International* 150, 362-376.
- Rivera, M., Tavera, H., Aguilar, V., Medina, J. & Lazares, F. (2006). Crisis sísmica de Calacoa (Moquegua) Octubre 2005. Informe Técnico multi-institucional INGEMMET-IGP-PREDES-UNSA-CISMID, Lima, Febrero 2006.
- Rodríguez, A. & Uribe, M. (1994). Participación del Instituto Geofísico del Perú en relación con la reactivación del Volcán Sabancaya, provincia de Caylloma, región de Arequipa. Informe interno IGP-Oficina de Arequipa, 28 p.
- Sévrier M. & Soler P., (1991). Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the Present, *Bolt. Geological Society of America, Special Paper* 265, 259-277.
- Sévrier, M., Mercier, J., Megard, F., Laubacher, G. & Carey-Gailhardis E. (1985). Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of Perú. *Tectonics*. 7, 895-928.
- Squarzonni, C. Delacourt, P. & Allemand (2003). Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry, *Engineering Geology* 68, 53-66.
- Strozzi T. & Wegmüller U. (1999). Land Subsidence in Mexico City Mapped by ERS differential SAR Interferometry, *Proceedings of IGARSS'99, Hamburg*, 28 June - 2 July.
- Talebian, M., Fielding, E.J., Funning, G.J., Jackson, J.A., Nazari, H., Parsons, B.E., Priestley, K., Ghorashi, M., Rosen, P.A., Walker, R., & Wright, T.J. (2004). The 2003 Bam (Iran) earthquake: rupture of a blind fault: *Geophysical Research Letters*, v. 31, L11611, doi:10.1029/2004GL020058.
- Tavera, H., Bernal, I., & Quintanar, L (2006). La crisis sísmica de octubre 2005 en la región del volcán Ticsani (departamento de Moquegua, Perú), *Geos*, 26, 1, Octubre.
- Thouret J.C., Guillaude R., Huaman D., Gourgaud A., Salas G. & Chorowicz J., (1994). L'activité actuelle du Nevado Sabancaya (Sud Pérou): reconnaissance géologique et satellitaire, évaluation et cartographie des menaces volcaniques volumineuse de l'histoire dans les Andes Centrales. *Bull. de la Soc. Geol. de France*, 165, 1, 49-63.