

# Estudio geodésico y sísmico del sismo de Acarí del 25 de setiembre de 2013

## Informe Técnico



**Instituto Geofísico del Perú**

Presidente Ejecutivo: Hernando Tavera

Director Científico: Danny Scipión

**Informe Técnico**

Estudio geodésico y sísmico del sismo de Acarí del 25 de setiembre del 2013

**Autores**

Wendy Quiroz

Juan Carlos Villegas

Este informe ha sido producido por el Instituto Geofísico del Perú

Calle Badajoz 169 Mayorazgo

Teléfono: 51-1-3172300

## Índice

<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>3</b>
<b>2. CONTEXTO SISMOTECTONICO .....</b>	<b>4</b>
<b>3. DATOS Y PROCESAMIENTO.....</b>	<b>5</b>
<b>4. DESPLAZAMIENTO COSISMICO GPS.....</b>	<b>13</b>
<b>5. MODELADO DIRECTO .....</b>	<b>16</b>
<b>6. DISCUSION .....</b>	<b>22</b>
<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>23</b>

## **1. INTRODUCCIÓN**

El 25 de setiembre del 2013, la provincia de Caravelí (Región Arequipa) fue sacudida por un fuerte sismo de magnitud 7.0 Mw, cuyo epicentro estuvo localizado a 66km al SSO del distrito costero de Acarí. El sismo se inició a las 16:42:43 UTC, a una profundidad de 31 km en las coordenadas geográficas (16.1°S, 74.9°W), (Tavera et al., 2013). Entre el 25 de Setiembre y fines de diciembre 2013, la Red Sísmica Nacional (RSN) registró un total de 22 replicas con magnitud local (ML) distribuidas en el rango de 3.4 a 4.3 y profundidad de foco entre 13km y 58km.

Los efectos del sismo fueron sentidos a lo largo de los 13 distritos de la provincia de Caravelí siendo Yauca, Chala y Atiquipa aquellos donde se observaron intensidades máximas de grado VI MM (Escala de Mercalli Modificada) (Tavera et al., 2013).

El sismo de Acarí es un típico evento de mecanismo inverso con origen en el proceso de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana (Stauder, 1975; Cahill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 2001). Las placas convergen a una velocidad de ~60 mm/año (Kendrick et al., 2003) lo que causa acumulación de energía en asperezas distribuidas sobre la zona de contacto, que eventualmente se rompen cuando el esfuerzo acumulado sobre ellas excede el nivel de acoplamiento, generando sismos como el del 25 de Setiembre 2013.

El objetivo del presente estudio es analizar la sismicidad y todas las observaciones GPS continuas y episódicas recolectadas en la zona de impacto antes y después del movimiento sísmico; a fin de investigar los desplazamientos superficiales cosísmicos para caracterizar los parámetros de la fuente y la distribución del deslizamiento del sismo principal.

## **2. CONTEXTO SISMOTECTONICO**

La región sur del Perú se caracteriza por la ocurrencia de grandes terremotos ( $M \geq 8.0$ ), cuyos periodos de recurrencia varían alrededor de 100-300 años (Kelleher, 1972; Dorbath et al., 1990).

Los terremotos históricos de mayor magnitud reportados para la región sur del Perú son los de 1604 ( $M_w=8.7$ ), 1784 ( $M_w=8.4$ ) y 1868 ( $M_w=8.8$ ) que destruyeron principalmente a las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna, Puno y Norte de Chile (Silgado, 1978; Dorbath et al, 1990). Entre los terremotos mas recientes están los ocurridos en Arequipa 1913 ( $M_s=7.7$ ), Nazca 1996 ( $M_w=7.7$ ), Arequipa 2001 ( $M_w=8.4$ ) y Pisco 2007 ( $M_w=8.0$ ) (Silgado, 1978; Dorbath et al, 1990; Tavera, 2002).

El terremoto del 13 de agosto de 1868 ( $M_w=8.8$ ) (Dorbath et al., 1990); produjo una intensidad máxima de IX en la escala de Mercalli Modificada y causó daños desde la ciudad de Ica en Perú hasta la ciudad de Tarapacá en Chile. La longitud de ruptura producida por el sismo fue del orden de 500 km y dio origen a un tsunami que afectó a la ciudad de Arica con olas de 12 a 16 metros de altura (Dorbath et al, 1990). El siguiente mega-terremoto de magnitud  $M_w=8.4$ , que sacudió esta región ocurrió el 23 de junio del 2001 y tuvo su epicentro sobre el mar al frente de la ciudad de Atico, región Arequipa (Tavera, 2002). Diversos estudios basados en observaciones GPS y datos sísmicos concluyen que la longitud de ruptura de este mega-terremoto tuvo una extensión aproximada de 300-350km (Pritchard et al., 2007; Norabuena, 2004), la misma que cubre parcialmente el área de ruptura del gran terremoto de 1868. En base a estos resultados se puede considerar que el segmento de la zona sismogénica entre Ilo y Arica se encuentra en un período de silencio sísmico.

Cabe precisar que el segmento al norte de la zona de ruptura del terremoto de Arequipa del 23 de junio del 2001 se activo con dos sismos de magnitud moderada ocurridos frente a la costa de la provincia de Caraveli – región Arequipa. El primero de magnitud  $M_w=7.0$ , ocurrió el 25 de setiembre de 2013 a 66km al SO de la localidad del distrito de Acarí y el segundo ocurrió el 14 de enero de 2018 a 54 km al sur del distrito de Lomas y cuya magnitud fue de  $M_w=7.1$ .

### 3. DATOS Y PROCESAMIENTO

#### 3.1 Datos sísmicos

Los datos utilizados corresponden a la sismicidad registrada en el periodo 2002 al 2013 antes del sismo de Acarí, así como las réplicas identificadas durante los tres meses siguientes al evento principal, ver figura 1. Estos datos fueron extraídos del catálogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú (IGP). La distribución espacial de la sismicidad permite identificar las zonas con baja densidad o ausencia sísmica, que se pueden interpretar como “silencio sísmico”. Se puede observar en la figura 1, vacíos entre las latitudes 16.8° y 17.8° aproximadamente en el área de ruptura del terremoto de 1868, lo que sugiere que los esfuerzos en esta región se siguen acumulando en la interfaz de placas.

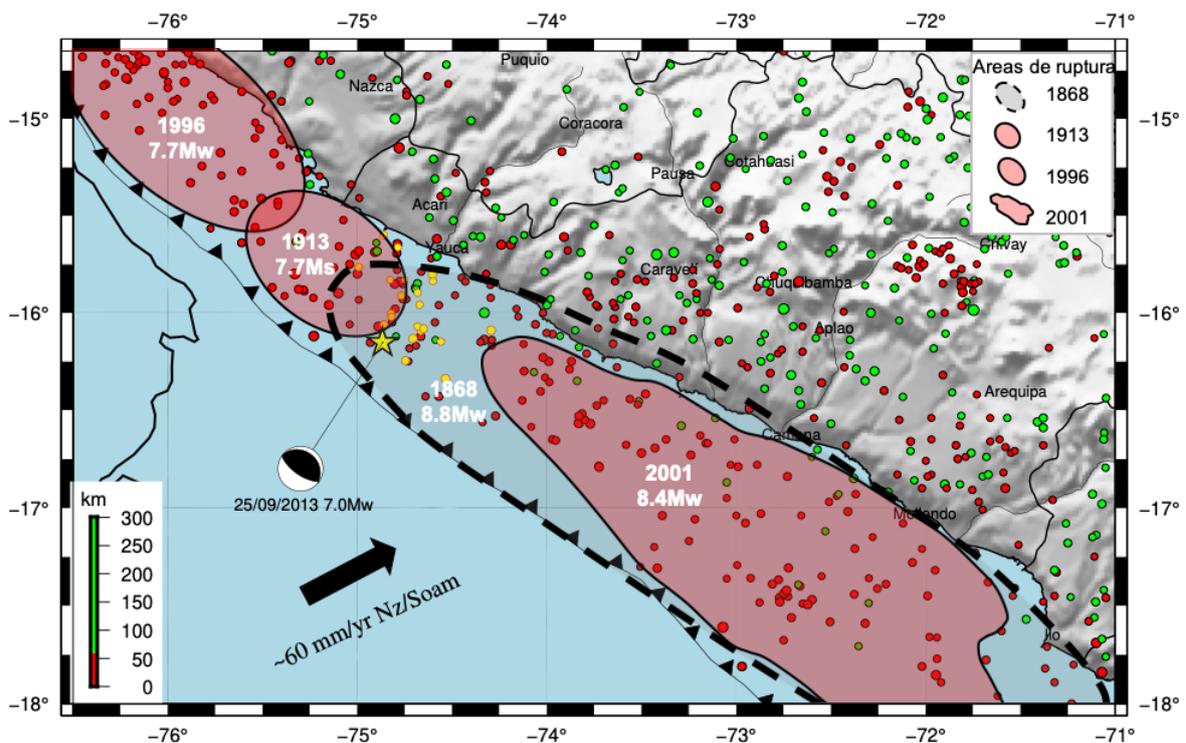


Figura 1. Distribución espacial de la sismicidad de fondo (2002-2013) (círculos rojos y verdes), las réplicas (círculos amarillos) y el epicentro (estrella amarilla) del sismo de Acarí 2013. Las áreas de color rojo representan a los terremotos mas recientes (1913-2013) y el área de color gris representa al terremoto histórico de 1868 (Silgado, 1978; Dorbath et al, 1990; Tavera, 2002), las áreas han sido redibujadas a partir de Villegas-Lanza et al 2016.

### 3.2 Datos Geodésicos

Los datos GPS utilizados en este estudio provienen de 4 estaciones permanentes (ATIC, NAZC, SJUA y PTIN) y una estación de campaña (BASU) ubicadas dentro del área epicentral del sismo del 25 de Setiembre 2013 (ver figura 2). Las estaciones permanentes pertenecen a proyectos de cooperación científica del IGP con el Instituto Tecnológico de California – Caltech y con el Instituto de Ciencias de la Tierra (ISterre – Francia); todas operativas desde el 2010-2011. La estación de campaña BASU fue instalada en junio 2012 como parte de una red de 30 puntos de control para estudiar la deformación cortical de la región sur del Perú entre Arequipa, Tacna y la zona del Altiplano. Afortunadamente para los fines de nuestro estudio, la estación BASU fue ocupada por segunda vez en junio 2013 (ver figura 3), lo que facilitó la estimación de una velocidad de desplazamiento previo al sismo de Setiembre 2013.

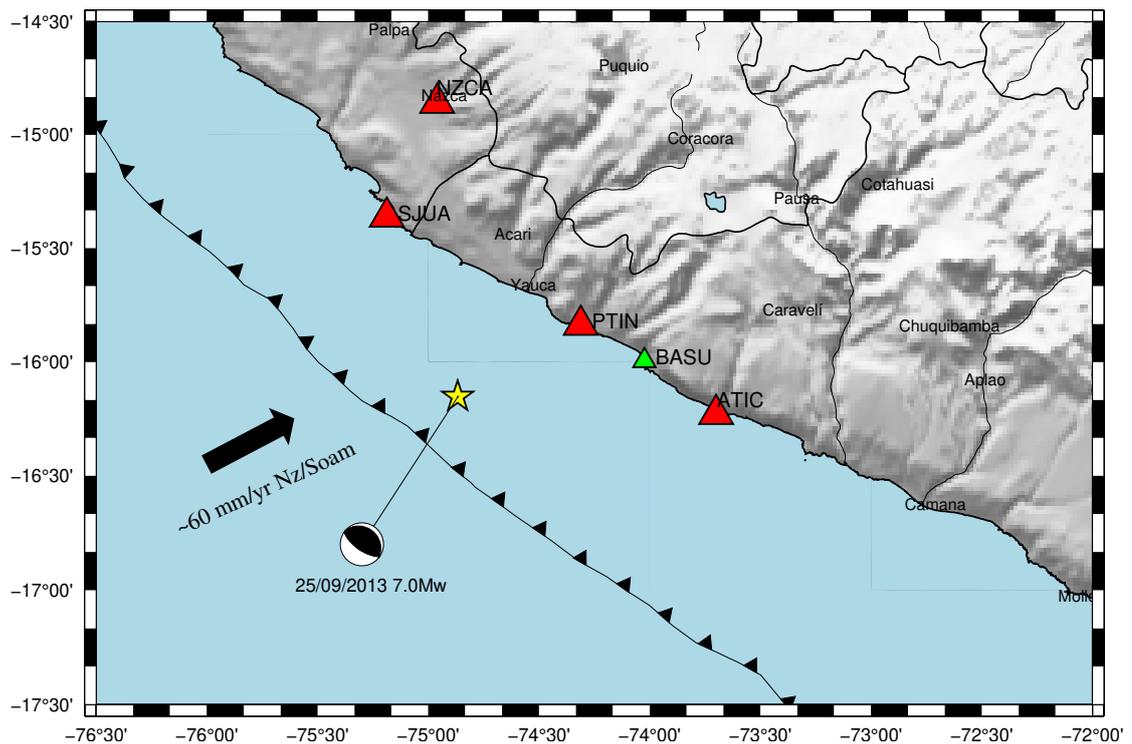


Figura 2. Mapa de estaciones geodésicas utilizadas en este estudio. Se muestra las estaciones permanentes (triángulos rojos), estación de campaña (triángulo verde) y el epicentro del terremoto de 25 de setiembre de 2013 (estrella amarilla).

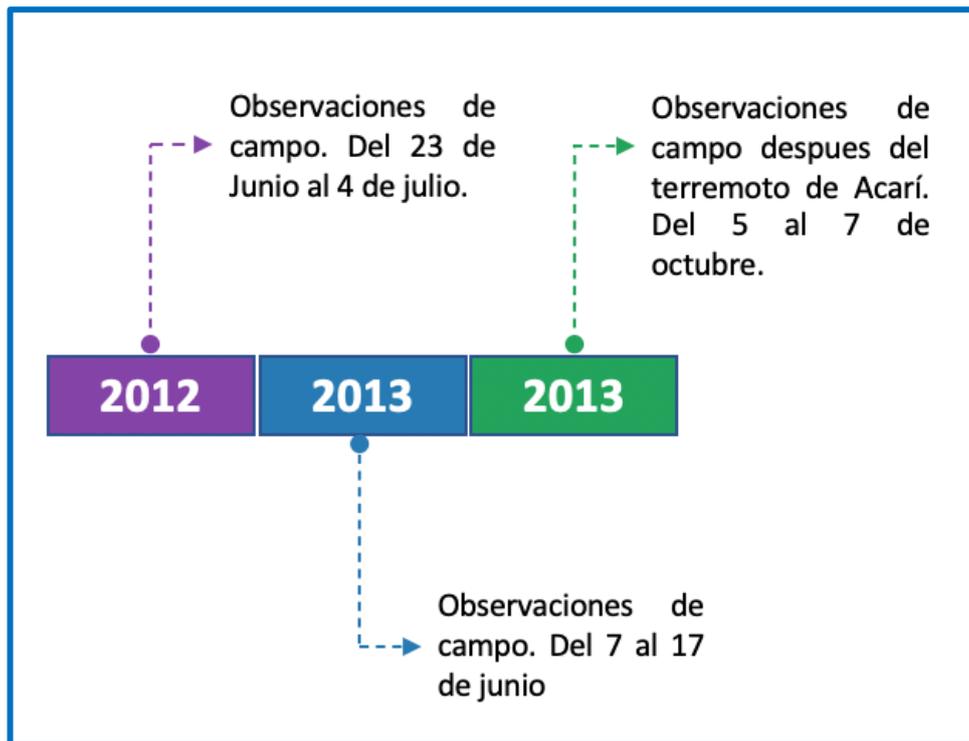


Figura 3. Línea de tiempo de las campañas geodésicas realizadas durante el 2012 y 2013.

### 3.3 Procesamiento de datos geodésicos

El procesamiento de datos de las estaciones de campaña y permanentes se efectuó en tres etapas utilizando el software libre GAMIT/GLOBK versión 10.5 (Herring et al., 2010).

En la primera etapa, el módulo GAMIT utiliza la técnica de doble diferencia de fases entre las estaciones y satélites, para eliminar los efectos de error o inestabilidad del reloj satelital y del reloj de los receptores GPS. El software hace uso de órbitas satelitales e incluye un algoritmo de mínimos cuadrados ponderados para estimar las posiciones relativas de las estaciones procesadas. Estas soluciones diarias corresponden a las coordenadas (E, N, V) de cada estación y se les denomina soluciones "libres" porque no están sujetas a ningún marco de referencia motivo por lo cual no se usan directamente para obtener las coordenadas finales de posición de las estaciones. Como producto final de esta etapa, el GAMIT genera archivos denominados h-files los cuales contienen las estimaciones de las soluciones libres (E, N, V) de cada estación y su matriz de varianza-covarianza asociadas, por cada día procesado.

En la segunda etapa, las soluciones diarias de las coordenadas (E, N, V) y su matriz de varianza-covarianza son procesadas por el modulo GLOBK para estimar posiciones y velocidades (Feigl et al., 1993; Dong y col., 1998). Aquí, las soluciones libres se estabilizan dentro de un marco de referencia global usando la transformación de Helmert de 7 parámetros. Esta transformación alinea las estaciones IGS procesadas en conjunto con las 5 estaciones del área de estudio con la posición de las mismas estaciones definidas en el marco de referencia ITRF2008. Los criterios utilizados para seleccionar las estaciones IGS (ver figura 4) fueron los de estabilidad, disponibilidad de series de observación continua, calidad de los datos, disponibilidad de las posiciones, así como la forma geométrica de la red, en lo posible usar estaciones dentro de los 2000 km de distancia al área de estudio.

En la tercera etapa, todas las soluciones obtenidas del procesamiento de datos GPS, se pasan por un filtro de Kalman implementado por GLOBK, a fin de generar series de tiempo de las estaciones, realizar una prueba de repetibilidad e identificar y remover valores atípicos de cada estación.

Para evaluar la calidad de los resultados del procesamiento se utilizará la repetibilidad (WRMS) definida en la ecuación 1, la cual cuantifica la precisión en términos de la diferencia y variación de la coordenada de un mismo punto en el transcurso del tiempo, considerando los agentes externos que pueden provocar un salto importante en las series de tiempo de cada estación.

$$WRMS = \left( \frac{\frac{n}{n-1} \sum_{i=1}^n \frac{(R_i - R_m)^2}{\sigma_i^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{\sigma_i^2}} \right)^{1/2} \quad (1)$$

Donde n es el numero de observaciones,  $(R_i - R_m)$  y  $\sigma_i$  son respectivamente el residual y la incertidumbre asignada a la i-ésima componente.

Se consideran valores óptimos de WRMS para las componentes norte y este entre los 2 y 3mm. La repetibilidad (WRMS) y las series de tiempo, están expresadas en el mismo marco de referencia global ITRF2008.

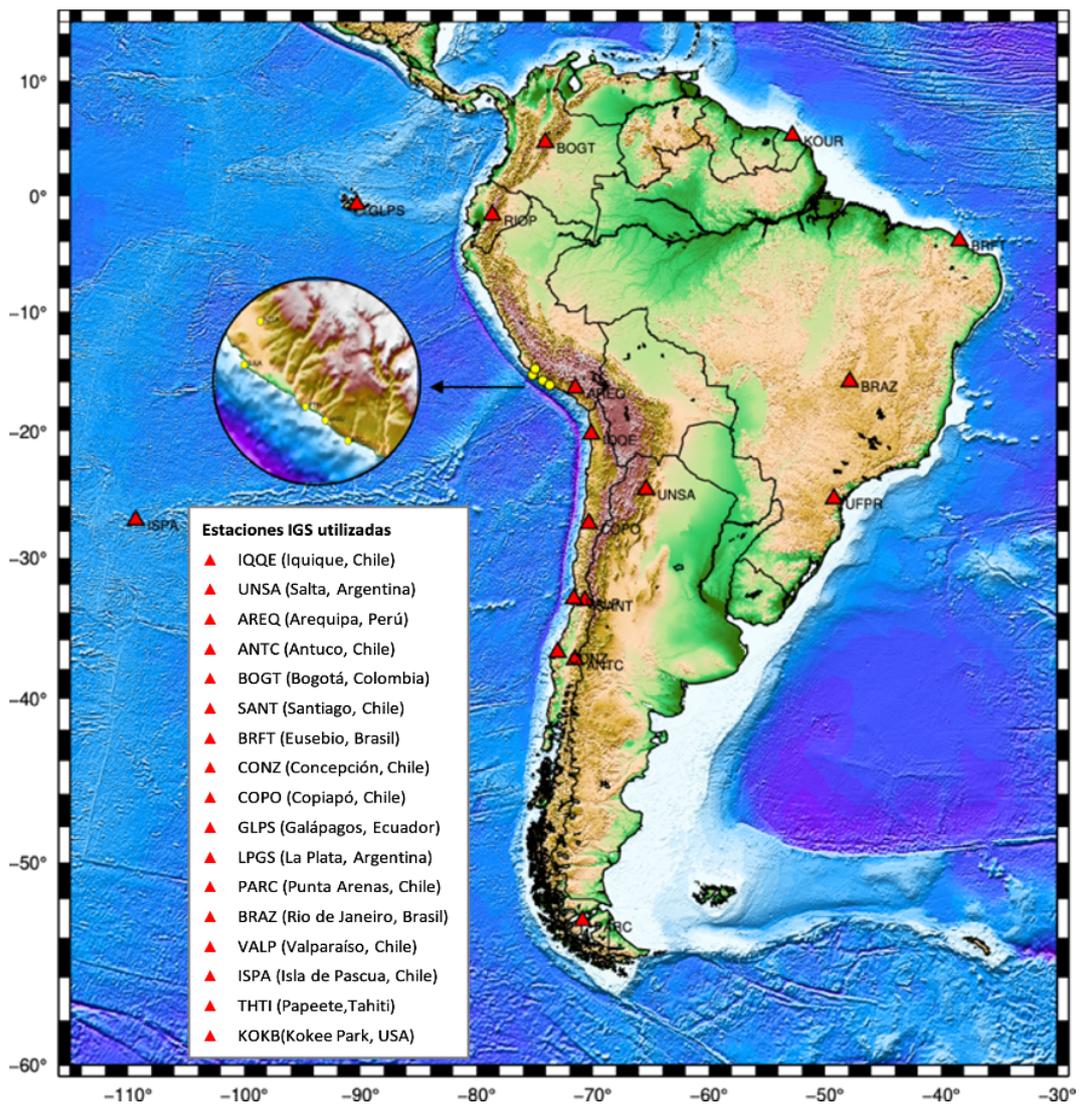


Figura 4. Mapa de estaciones regionales IGS y estaciones locales (círculos amarillos), utilizadas en el procesamiento GPS.

Se muestran las series de tiempo (E, N, V) de las estaciones NZCA, SJUA, PTIN y ATIC.

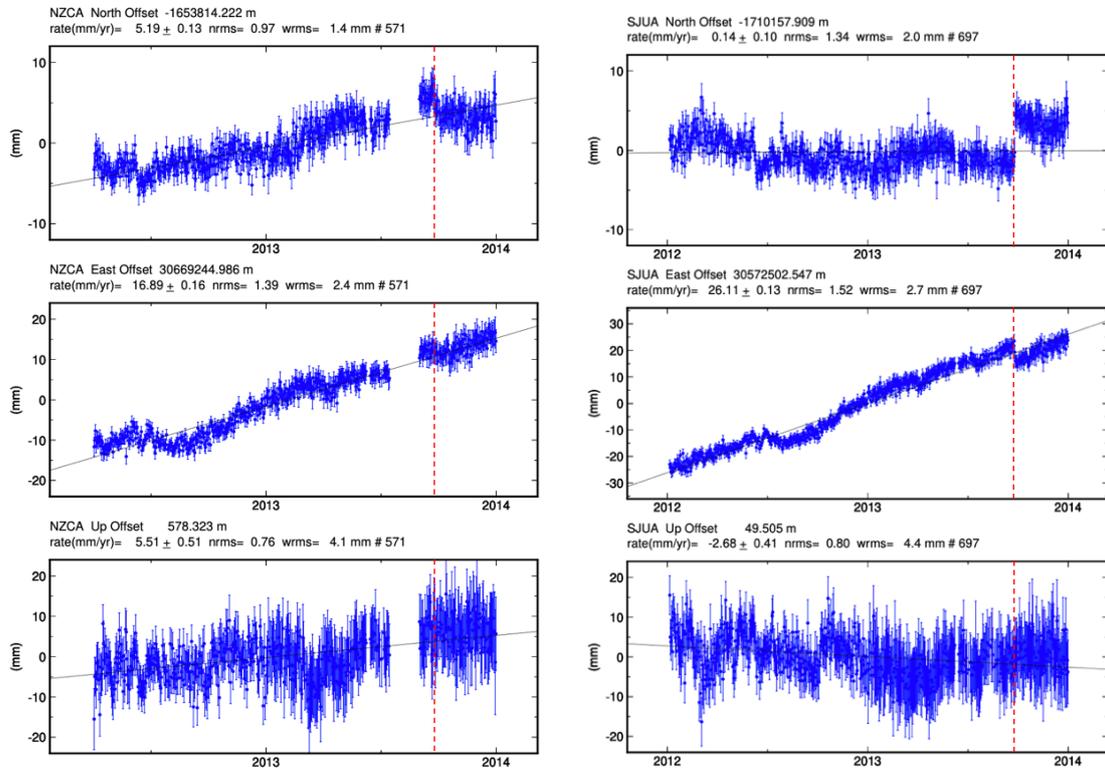


Figura 5. Series de tiempo (3 componentes) de las estaciones permanentes NZCA y SJUA obtenidas utilizando el software GAMIT/GLOBK. Cada punto representa la posición correspondiente para un solo día. Las barras verticales corresponden al error asociado con la medición diaria. El día del sismo es representado por una línea discontinua roja.

En la figura 5, el WRMS es 1.4mm y 2.0mm para el desplazamiento de la componente Norte de las estaciones NZCA y SJUA respectivamente, para el desplazamiento de la componente Este el WRMS es 1.34mm y 1.52mm para las estaciones NZCA y SJUA respectivamente. Dado que los WRMS son menores que 10mm esto indicaría que la data no contiene valores atípicos.

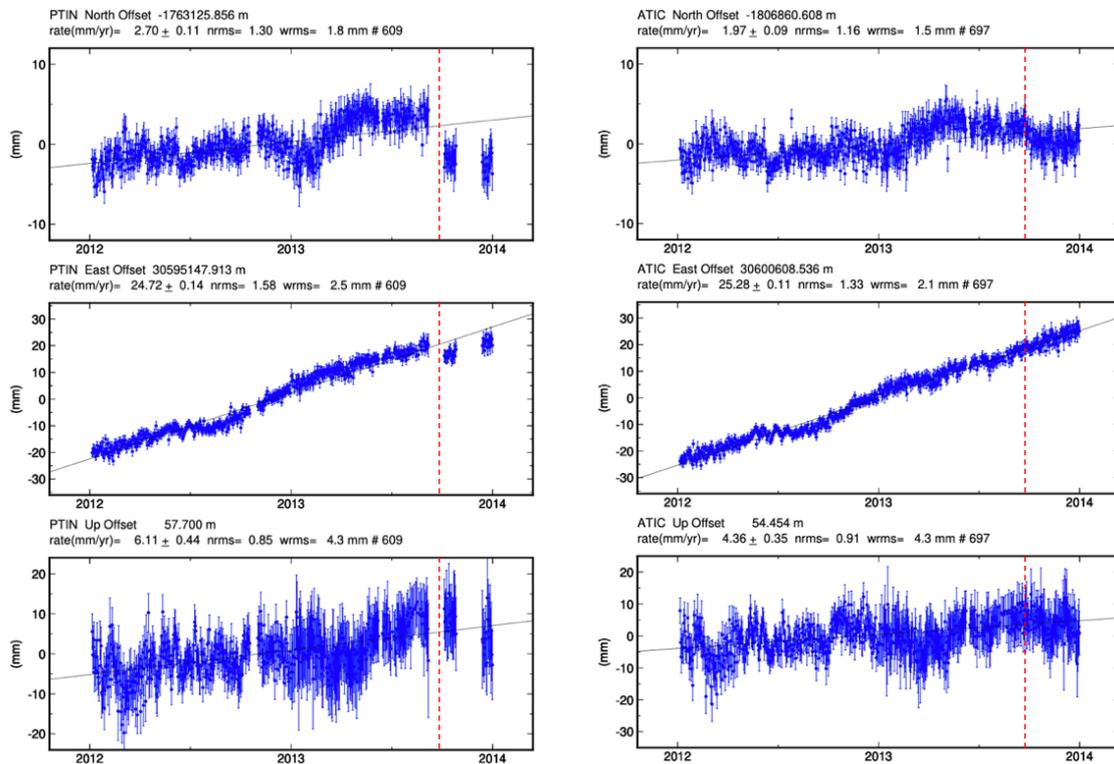


Figura 6. Series de tiempo (3 componentes) de las estaciones permanentes PTIN y ATIC, obtenidas utilizando el software GAMIT/GLOBK. Cada punto representa la posición correspondiente para un solo día. Las barras verticales corresponden al error asociado con la medición diaria. El día del sismo es representado por una línea discontinua roja.

En la figura 6, el WRMS es 1.3mm y 1.16mm para el desplazamiento de la componente Norte de las estaciones PTIN y ATIC respectivamente, para el desplazamiento de la componente Este el WRMS es 2.5mm y 2.1mm para las estaciones PTIN y ATIC respectivamente. Dado que los WRMS son menores que 10mm esto indicaría que la data no contiene valores atípicos.

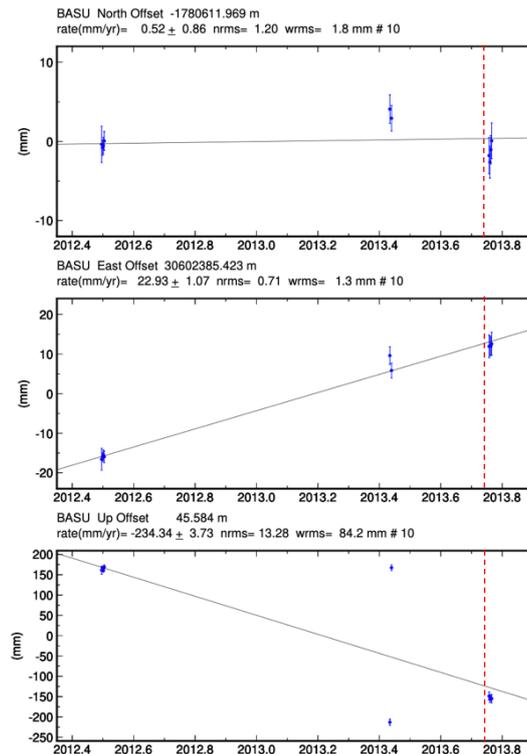


Figura 7. Serie de tiempo (3 componentes) de la estación de campaña BASU, obtenida utilizando el software GAMIT/GLOBK. Cada punto representa la posición correspondiente para un solo día. Las barras verticales corresponden al error asociado con la medición diaria. El día del sismo es representado por una línea discontinua roja.

La figura 7, muestra las 3 mediciones obtenidas para la estación BASU, las dos primeras tienen una diferencia de un año y definen la velocidad de desplazamiento previa al sismo y la tercera medición a 9 días después del sismo. Se observa que el WRMS es 1.8mm para el desplazamiento de la componente Norte de la estación BASU y 1.3mm para el desplazamiento de la componente Este. Dado que los WRMS son menores que 10mm esto indicaría que la data no contiene valores atípicos.

#### 4. DESPLAZAMIENTO COSISMICO GPS

Se estimó el campo de desplazamiento cosísmico horizontal usando datos de la red GPS permanente del sur del Perú (NZCA, PTIN, SJUA y ATIC) ver tabla 2 y figura 9, seleccionados por su ubicación dentro del área afectada, cubriendo tres días antes y tres días después del terremoto. Los datos se complementaron con observaciones GPS de estaciones de campaña llevadas a cabo unos días después del evento principal y en algunos monumentos geodésicos disponibles en la región afectada: TANA, CRVL, BASU. Debido a problemas técnicos con los instrumentos en los sitios TANA y CRVL, solo se utilizaron los datos de la estación de campaña BASU. La distancia de las estaciones utilizadas en el estudio respecto al epicentro del sismo del 25 de setiembre de 2013, se muestran en la tabla 1.

Tabla 1. Estaciones utilizadas en este estudio y su distancia respecto al epicentro del sismo del 25 de setiembre de 2013.

Estación	Distancia al epicentro
PTIN	21km
BASU	53km
SJUA	64km
ATIC	125km
NZCA	145km

Lo ideal para obtener los desplazamientos cosísmicos sería tener observaciones geodésicas continuas de estaciones permanentes en el área de ocurrencia de un sismo, pero a falta de ello se utilizan observaciones de tipo campaña. En este caso es necesario contar con al menos dos observaciones antes y al menos una después del terremoto; entonces los desplazamientos cosísmicos serían las diferencias entre la posición estimada inmediatamente antes del sismo y la obtenida después del mismo. Para este estudio se cuenta con las posiciones estimadas de tres días antes y tres días después del sismo de las estaciones permanentes de SJUA, ATIC y NZCA, ver figura 8.

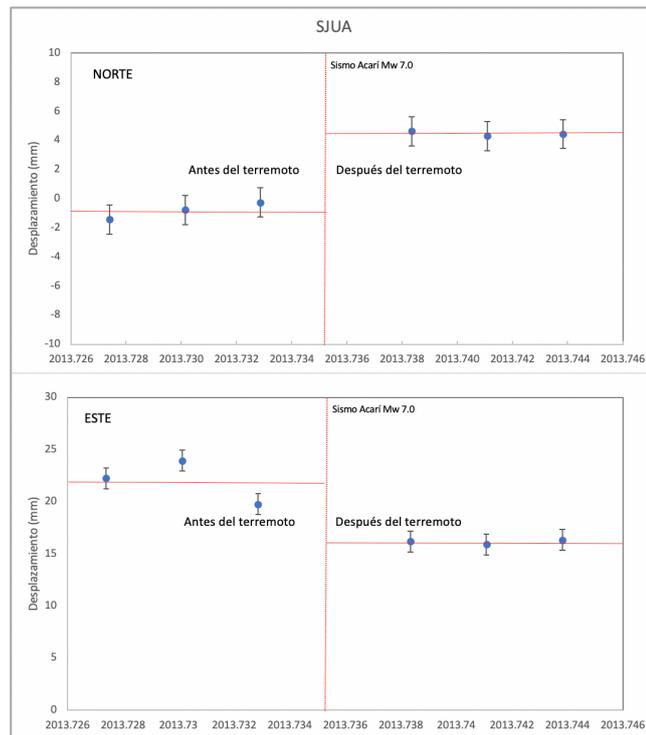


Figura 8. Desplazamientos cosísmicos (N, E) de la estación permanente SJUA.

En el caso de las estaciones de PTIN y BASU, solo se cuenta con datos de semanas antes del sismo y unos días después del sismo. Como no se cuenta con la observación geodésica inmediatamente antes del sismo, se procede a modelar con un polinomio que mida una cantidad en varios valores del tiempo, los coeficientes desconocidos de este polinomio se calculan mediante el ajuste mínimos cuadrados utilizando la función polyfit de Matlab. Luego se evalúa el modelo polinomial con la función polyval de Matlab y finalmente se extrapola para la fecha que ocurrió el sismo, a fin de poder obtener el desplazamiento cosísmico.

Tabla 2. Desplazamiento cosísmico para las estaciones geodésicas usados en este estudio

Código	Longitud (°W)	Latitud (°S)	Este (mm)	Norte (mm)	Vertical (mm)
BASU	74.02	15.99	-2.3	-5.8	--
PTIN	74.31	15.83	-8.2	-8.7	0.7
SJUA	75.18	15.36	-6.7	5.6	2.5
ATIC	73.69	16.23	0.58	-2.1	-0.17
NZCA	74.96	14.86	-0.8	-2.2	-2.9

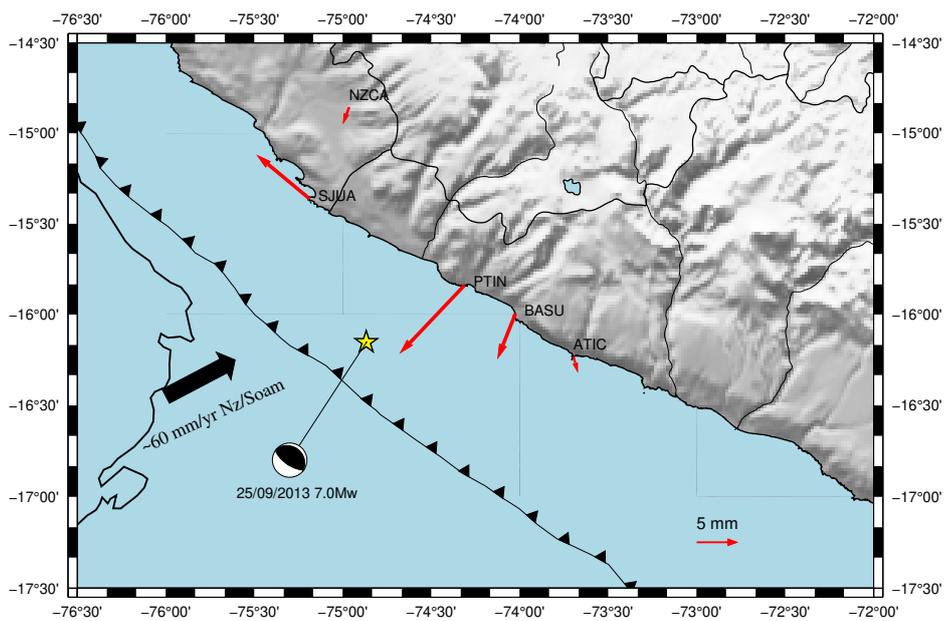


Figura 9. Desplazamientos cosísmicos obtenidos a partir de las mediciones GPS del 2012 y 2013.

## 5. MODELADO DIRECTO

A fin de estimar los desplazamientos cosísmicos debido a la ocurrencia del sismo de Acarí, se aplica un modelado directo. Para esto se consideran los parámetros que definen el plano de falla y la formulación de Okada (1985).

Okada (1985) supone un medio elástico homogéneo e isótropo y asume que la ruptura consiste en un deslizamiento uniforme del plano de falla. Además, se debe definir una cuadrícula rectangular alrededor de la ruptura de la falla de tal manera que pueda cubrir el campo de desplazamiento, donde el hipocentro del sismo se debe ubicar en el centro de la cuadrícula. De acuerdo con las características del sismo se definió una cuadrícula de 200kmx200km con espaciado de 4km entre los puntos de la cuadrícula. El modelo de Okada define la relación entre los parámetros de la fuente del terremoto y el desplazamiento en superficie, como se observa en la siguiente función:

$$[uE, uN, uZ] = \text{OKADA85}(E, N, h, \Phi, \delta, L, W, \lambda, \Delta\mu)$$

Donde:

- uE, uN, uZ : desplazamientos en coordenadas geográficas.
- L : Longitud de la falla (en metros o kilómetros)
- W : Ancho de la falla (en metros o kilómetros)
- E., N : X, Y coordenadas del centro del plano de falla.
- h : Profundidad de la coordenada anterior.
- $\Phi$  : Ángulo de rumbo medido en sentido horario y desde el norte (0° a 360°)
- $\delta$  : Ángulo de buzamiento medido desde la horizontal (0° a 90°)
- $\lambda$  : Ángulo de deslizamiento (-180° a 180°)
- d : Tasa de deslizamiento (unidad de longitud)

De esta manera se desarrollan varios modelos los cuales son comparados con los desplazamientos cosísmicos GPS y se elegirá el modelo que mejor se ajuste a dichos desplazamientos.

Para realizar el modelamiento primero es preciso definir los parámetros geométricos de la falla, la cual esta caracterizada por el ángulo de buzamiento ( $\delta$ ), ángulo de rumbo ( $\Phi$ ), ángulo de deslizamiento ( $\lambda$ ), largo (L) y ancho (W) del plano de falla, también se debe tener en cuenta el slip (d) es decir la tasa de desplazamiento. Como punto de partida para el modelamiento se obtienen los parámetros del plano de falla derivados de las soluciones del momento tensor publicadas por Harvard CMT, USGS e IGP, ver tabla 3, los cuales serán analizados para encontrar los parámetros de la falla del modelo. Se comenzó buscando el ángulo de deslizamiento en el rango de 84 y 96 grados y el ángulo de buzamiento en el rango de 22 y 31 grados, los cuales se basan en la tabla 3.

Tabla 3. Parámetros de la fuente sísmica

Fuente	Magnitud Momento	Profundidad (km)	Strike/ Dip/ Rake (°)
<b>*USGS - CMT</b>	7.1	40	312/23/96
<b>Global CMT</b>	7	46.1	307/31/84
<b>*IGP</b>	7	31	311/22/90

\*USGS: United States Geological Survey

\*IGP: Instituto Geofísico del Perú

Para el calculo de la tasa de deslizamiento (d) se utilizó la ecuación que define el momento sísmico producido por una falla de geometría rectangular es función del área de ruptura ( $S = L \times W$ ) y de las propiedades físicas del medio que la rodea, Kanamori (1977).

$$M_0 = \mu S d \quad \dots\dots\dots (1)$$

Donde:

- $\mu$  : es la rigidez del medio
- S : es la superficie de ruptura
- L : Longitud del plano de falla
- W : Ancho del plano de falla
- d : es el slip o tasa de desplazamiento
- $M_0$  : Momento sísmico

El presente estudio asume 30GPa como valor típico promedio de la rigidez en corteza terrestre sobre zonas de subducción y utiliza como base el momento sísmico de  $4.9 \times 10^{26}$  dina-cm estimado por el IGP; obteniendo así una tasa de desplazamiento (d) de 2m.

Para estimar las dimensiones de longitud (L) y ancho (W) de una falla, se cuenta con variadas relaciones empíricas que relacionan la magnitud con los parámetros de la falla. Las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994), para fallas normal, inverso y de rumbo, correlacionan la magnitud con la longitud de la superficie de ruptura y son las más comúnmente utilizadas. Leonard (2010) propone leyes de escalamiento teóricas e indica que las relaciones puramente empíricas de Wells y Coppersmith (1994) no son autoconsistentes y por lo tanto su aplicabilidad a los procesos de simulación no es lo ideal, debido a que muchos de los resultados de Wells y Coppersmith (1994) para fallas inversas no son estadísticamente significativas por lo que su aplicabilidad no está clara.

Se presenta una tabla comparativa de los escalamientos empíricos de Wells y Coopersmith (1994) y de los escalamientos teóricos de Leonard (2010) aplicados para el sismo de Acarí del 25 de setiembre de 2013 de magnitud 7.0 Mw (IGP), ver tabla 4.

Tabla 4. Comparación entre las relaciones de escalamiento de Wells y Coopersmith (1994) y Leonard (2010)

<b>Autores</b>	<b>Relaciones de escalamiento</b>
Wells y Coopersmith (1994)	$\log(\text{SRL}) = 0.63M_w - 2.86 = 35 \text{ km}$ $\log(\text{RW}) = 0.41M_w - 1.61 = 18 \text{ km}$
Leonard (2010)	$M_w = 1.52 \log(\text{SRL}) + 4.4$ $\text{SRL} = 51 \text{ km}$ $M_w = 1.0 \log(A) + 4$ $A = 1000 \text{ km}^2$

Donde: SRL: Longitud de la superficie de ruptura, km  
RW: Ancho de la ruptura, km  
A: Área de ruptura  $\text{km}^2$

En este estudio se ha considerado los resultados obtenidos utilizando las relaciones teóricas de Leonard (2010), debido a que estos serían mas consistentes con la distribución epicentral de las replicas del terremoto de Acarí, que los resultados obtenidos utilizando las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994).

Una vez establecidos los parámetros de la falla, estos serán utilizados como parámetros de entrada (a priori) en la elaboración de los modelos directos, usando el método de “prueba y error”, el cual es un proceso iterativo, cuyo objetivo es obtener una configuración de parámetros mediante la formulación de Okada (1985) que minimice la desviación estándar de los residuos (diferencia entre los desplazamientos cosísmicos GPS y los desplazamientos cosísmicos sintéticos).

Para evaluar la calidad del modelo se estima el RMS entre los desplazamientos teóricos y los desplazamientos observados. A este proceso se conoce por el nombre de Modelización (Ruegg, 1994).

El largo y el ancho de la falla de 55km y 25km respectivamente y una tasa de deslizamiento de 2m, fueron los que tuvieron mejor ajuste. Los parámetros obtenidos en el modelo directo final no deben ser demasiado diferentes a los parámetros de entrada por lo que se ha fijado el ancho de la falla en 25km.

En la figura 10, se muestran los RMS para los parámetros del ángulo de buzamiento ( $\delta$ ) y ángulo de deslizamiento ( $\lambda$ ), se observa que para el ángulo de buzamiento ( $\delta$ ) de 31 grados es el que presenta menor error y esta relacionado con el ángulo propuesto por el CMT y el ángulo de deslizamiento ( $\lambda$ ) de 91 grados, es bastante cercano al ángulo propuesto por el IGP, con una raíz cuadrada media (RMS) de 0.61.

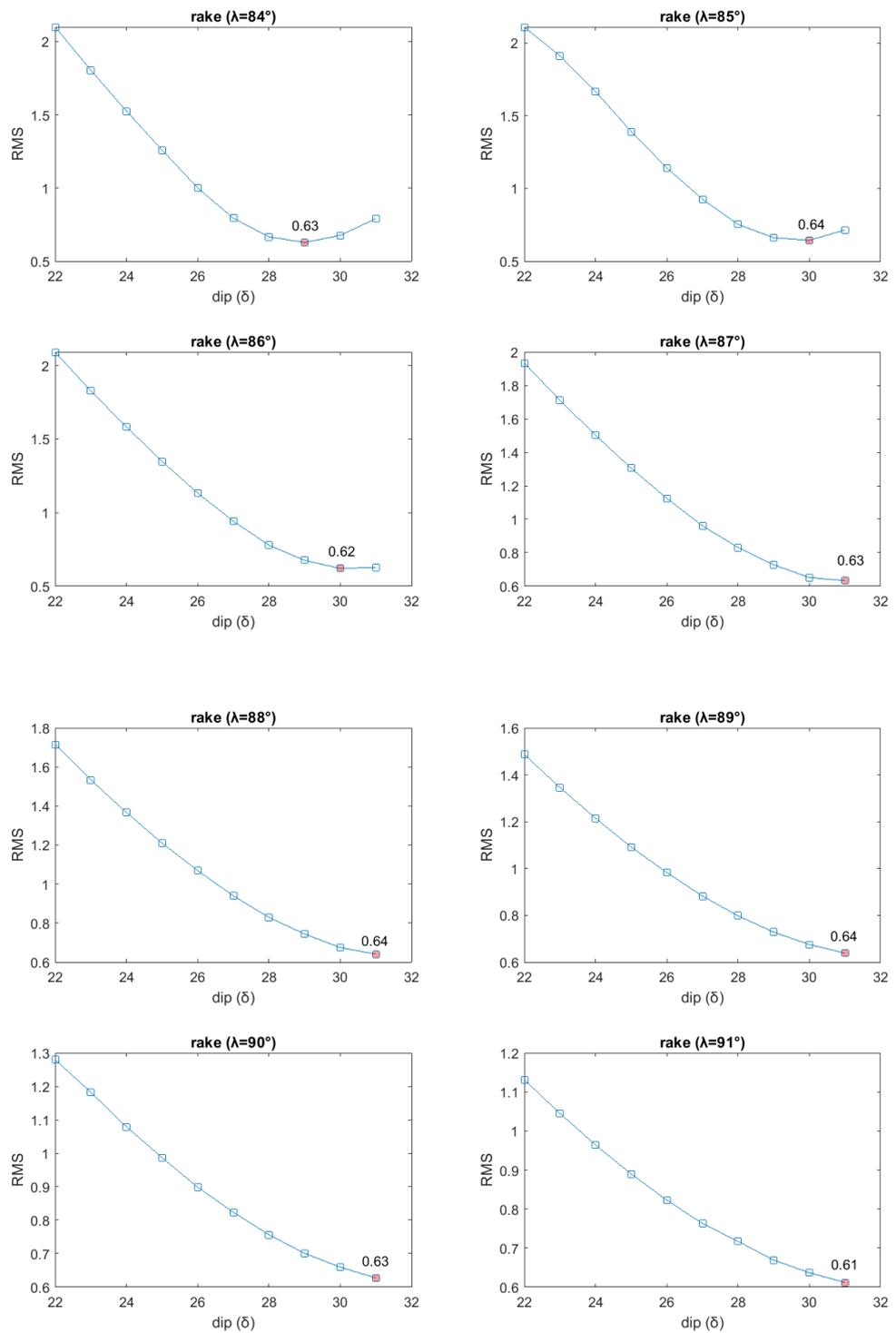


Figura 10. Ensayos para encontrar los valores de ángulo de buzamiento ( $\delta$ ) y ángulo de deslizamiento ( $\lambda$ ) que modelen con menos error los valores GPS observados.

Los desplazamientos modelados que se han obtenido con el modelo directo (ver figura 11, flechas azules) son similares en magnitud y dirección con los desplazamientos

GPS (ver figura 11, flechas rojas) con excepción de la estación SJUA, donde hay una diferencia notable en la magnitud y dirección del desplazamiento sintético, esto podría deberse a la ubicación del evento, cabe mencionar que esta diferencia incide directamente con el valor elevado del RMS obtenido. El momento sísmico deducido del modelo directo obtenido es de  $8.25E+26$  dina-cm, que equivale a una magnitud  $M_w$  de 7.2, el cual no concuerda con el momento sísmico del IGP.

En la figura 11 se muestra las comparaciones entre los desplazamientos cosísmicos modelados y los desplazamientos observados en las estaciones GPS.

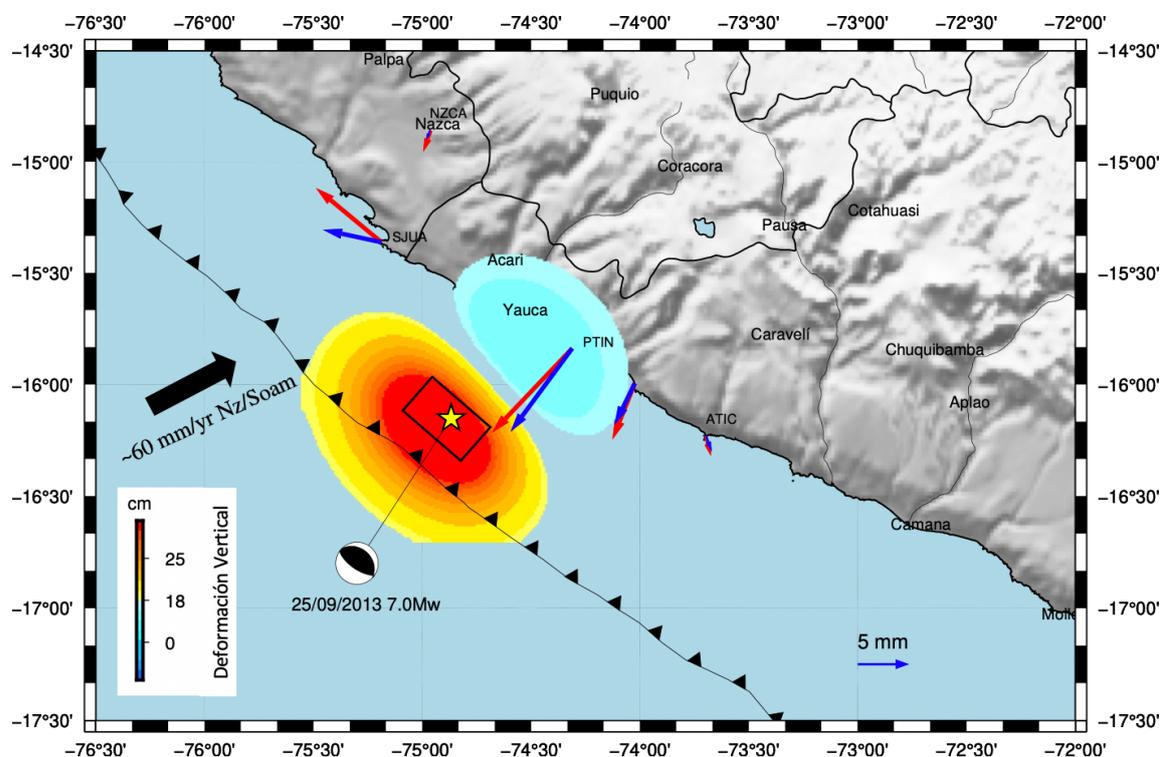


Figura 11. Desplazamientos cosísmicos verticales (color) y horizontales (flechas azules) estimados con el modelo de dislocación elástica de Okada (1985) y los desplazamientos cosísmicos GPS (BASU, PTIN, SJUA, ATIC y NZCA) (flechas rojas), ambos desplazamientos exagerados para una mejor visibilidad. Se muestra el plano de falla utilizado (rectángulo), el epicentro del sismo del 25 de setiembre de 2013 y el mecanismo focal obtenido a partir del modelamiento.

## **6. DISCUSION**

Para aplicar el método del modelado directo se hicieron varias asunciones, se asumió un área rectangular de ruptura, se utilizó el escalamiento teórico entre la magnitud momento y el área de ruptura, se asumió que la tasa de deslizamiento es homogénea a lo largo del plano de falla, estas premisas constituyen una limitación en la simulación porque no se ajustan a la realidad, pero son necesarias para la simplificación de los cálculos.

De manera general el modelo obtenido logra reproducir los desplazamientos cosísmicos, la principal diferencia que se observa es en la magnitud del desplazamiento sintético en la estación SJUA, con un RMS de 0.61, sin embargo, utilizando los parámetros dados por el IGP el RMS se eleva a 0.99.

Se evaluó un modelo directo alternativo, el cual se obtuvo luego de realizar múltiples iteraciones hasta conseguir el mínimo error posible entre los desplazamientos GPS observados y los desplazamientos modelados. Asimismo, se estimó el error mínimo cuadrado (RMS) el cual disminuyó de 0.61 a 0.57 respecto al modelo anterior.

Este modelo alternativo explica mejor las observaciones geodésicas, cuando el epicentro del evento se ubica a unos pocos kilómetros hacia el noreste ( $16.08^{\circ}\text{S}$ ,  $74.86^{\circ}\text{W}$ ) del epicentro inicial. En el proceso de análisis se pudo observar que la variación de la ubicación del epicentro modifica ligeramente la dirección del desplazamiento modelado de la estación SJUA, en las demás estaciones la variación en dirección es imperceptible, figura 12.

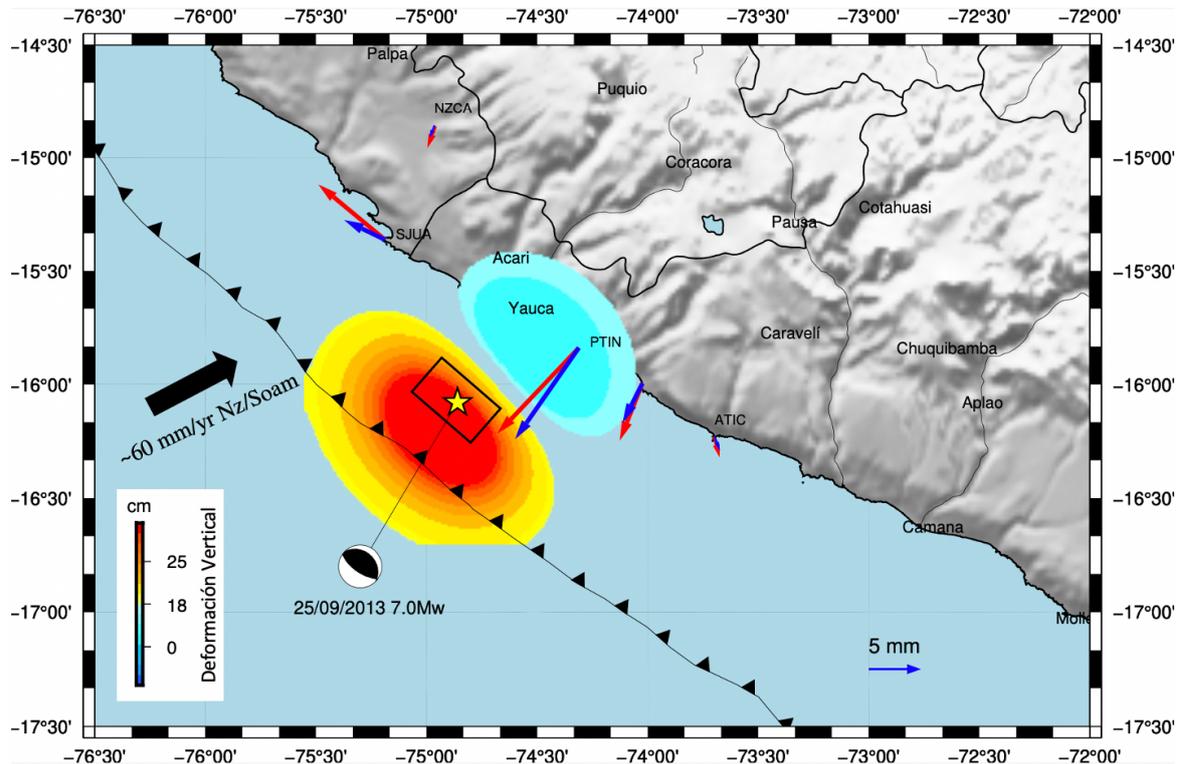


Figura 12. Modelo Directo Alternativo. Desplazamientos cosísmicos verticales (color) y horizontales (flechas azules) estimados con el modelo de dislocación elástica de Okada (1985) y los desplazamientos cosísmicos GPS (BASU, PTIN, SJUA, ATIC y NZCA) (flechas rojas), ambos desplazamientos exagerados para una mejor visibilidad. Se muestra el plano de falla utilizado (rectángulo), el epicentro del sismo del 25 de setiembre de 2013 y el mecanismo focal obtenido a partir del modelamiento.

## CONCLUSIONES

Se han estimado los desplazamientos cosísmicos GPS en los sitios geodésicos próximos al epicentro del sismo de 25 de setiembre de 2013, en el marco de referencia ITRF2008, considerando el periodo 2012-2013. Se han obtenidos valores óptimos de WRMS para las componentes horizontales entre los 2 y 3 mm, lo que indica buena calidad en los resultados del procesamiento.

Se ha elaborado un modelo directo para simular los desplazamientos cosísmicos mediante la formulación de Okada (1985), la cual supone un medio elástico homogéneo e isótropo y asume que la ruptura consiste en un deslizamiento uniforme del plano de falla.

El modelo es consistente con un deslizamiento máximo de 2 m de un sismo de falla inversa y una extensión de ruptura de 55 km, que reproduce los desplazamientos GPS con un RMS de 0.61, esto representa solo una pequeña aspereza en la brecha sísmica.

Finalmente, a pesar de los 55 km cubiertos por el sismo de Acarí, observamos que todavía hay una gran parte de la brecha sísmica del gran terremoto de 1868 que aún permanece bloqueado con energía para ser liberada en un próximo terremoto.

Este estudio es una contribución de generación de conocimiento e información científica sobre la brecha sísmica en la región sur del país asociada al ciclo sísmico del terremoto de 1868.

## **BIBLIOGRAFÍA**

- Bejar M., et all, 2010, *Geophys. J. Int.*, 390-406, doi:1111/j.1365-246X.2010.04748.x
- Cahill, T. y Isacks, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Jour Geoph. Res.* 97, 17503-17529p
- Dorbath L., A. Cisternas, C. Dorbath, 1990, Assesment of the Seize of Large and Great Historical Earthquakes in Peru, *Bull. Seis. Soc.of Am.*, 80,551-576.
- Gutenberg B, Richter, C.F., 1944 Frecuency of earthquake in California, *BSSA*, Vol 34, pp 185-188
- Herring T., King, R., Floyd, M., & McClusky, S. 2015a. GAMIT reference manual. Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences, MIT. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts. Consultado el 15 de enero de 2016, de: [http://www.gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/GAMIT\\_Ref.pdf](http://www.gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/GAMIT_Ref.pdf)
- Leonard, M. (2010). Earthquake fault scaling: Relating rupture length, width, average displacement, and moment release, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 100, 1971–1988.
- Okada Y., 1985, Surface deformation to shear and tensile faults in a half space, *Bull. Seism. Soc. Am.*,75, 1135-1154.
- Pacheco, J., Sykes, L. & Scholz, C., 1993. Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type, *J. geophys. Res.*, 98, 14 133–14 159
- Pritchard, E.O., Norabuena, E., Boroschek, R., Comte, D., Simons, M., Dixon, T. and Rosen, P. 2007. Geodetic, teleseismic, and strong motion constraints on slip from recent southern Peru subduction zone earthquakes, *JGR Vol.* 112, B03307, doi 10.1029/2006JB004294
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., and Stepanyan, R.: GPS constraints on continental deformation in the ArabicaAfrica-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.-Sol. Ea.*, 111, B05411, <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>, 2006.

- Ruegg, J. C. (1994). Crustal deformation and earthquakes: application to the seismic cycle study in Northern Chile. *Física de la Tierra*, Núm. 6. 201-243. Editorial Complutense, Madrid.
- Silgado E., 1978, Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú, 1513-1974, INGEMMET. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 3, 130 p.
- Smith, W. D. (1981), The b-value as an earthquake precursor, *Nature*, 289, 136–139, doi:10.1038/289136a0.
- Stauder, W. (1975). Subduction of the Nazca plate under Perú as evidenced by focal mechanism and by seismicity, *J. Geophys. Res.* 80, 053-1064p.
- Tavera H., E. Fernandez, P. Guardia, JC. Villegas, M. Chlie, L. Arredondo, C. Flores, J. Martínez, 2013, Sismo de Yauca-Acarí del 25 de Septiembre del 2013 (7.0 Mw) – Arequipa, Aspectos Sismológicos, Reporte Interno Inst. Geofísico del Peru.
- Tavera H., Buforn, E. (2001). Source mechanism of earthquake in Peru. *Journal of Seismological*, V5, 4, 519-540.
- Tavera H., 2002, The Arequipa (Peru) earthquake of June 23, 2001, Reporte Interno IGP.
- Villegas-Lanza, J. C., M. Chlieh, O. Cavalié, H. Tavera, P. Baby, J. Chire-Chira, and J.-M. Nocquet (2016), Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 7371–7394, doi:10.1002/2016JB013080.