



## INFORME PRELIMINAR SOBRE EL SISMO DE BIJAGUA DE UPALA 2016 (Mw 5,4), COSTA RICA

Waldo Taylor Castillo<sup>1\*</sup>, Esteban J. Chaves Sibaja<sup>2</sup> & Henriette Bakkar Hindeleh<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), Costa Rica

<sup>2</sup> Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, (OVSICORI-UNA). Actualmente en la Universidad de California en Santa Cruz (UCSC).

\*: Autor para contacto: wtaylor@ice.go.cr

**RESUMEN:** El 2 de julio de 2016 a las 07:58 p.m. hora local (3 de julio 01:58 UTC), ocurrió un sismo de magnitud momento ( $M_w$ ) 5,4 con epicentro 4 km al norte de Bijagua de Upala, Costa Rica. Al igual que la actividad sísmica registrada en 2002 en Bijagua y en 2011 en Armenias de Upala, la reciente secuencia sísmica de Bijagua presenta una distribución temporal similar, caracterizada por la ocurrencia de réplicas de magnitud moderada (similar a la magnitud del terremoto) durante los primeros 20 a 30 minutos posteriores al evento principal. Debido a la reconocida complejidad tectónica de la región, compuesta predominantemente por fallamientos de tipo transcurrente, normal e inverso, así como su cercanía al arco volcánico, en este trabajo utilizamos la inversión completa de formas de onda y los primeros arribos de la onda P, para determinar los parámetros de fuente sísmica y la geometría de la falla causante. Los resultados muestran que la fuente que generó el sismo principal y las réplicas de mayor magnitud está compuesta en un 94% por una componente de doble cupla, DC, con desplazamiento de rumbo lateral derecha, 6% de CLVD y un 0% de componente isotrópica, ISO. De acuerdo con los parámetros de la fuente, su patrón de radiación y la distribución espacial de las réplicas, sugerimos que la falla causante de la reciente actividad sísmica de Bijagua de Upala, es una falla de rumbo NW-SE, paralela a la falla Caño Negro. El sismo activó fallas cercanas entre ellas la Caño Negro.

**Palabras clave:** Sismo de Bijagua 2016, Terremoto, Tensor de momento sísmico.

### 1. TECTÓNICA Y SISMICIDAD DE COSTA RICA

El proceso de subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe, la Depresión de Nicaragua, el límite triple de las placas del Coco, Caribe y Nazca, los cinturones deformados del norte y sur de Panamá, y los demás estilos tectónicos someros, controlados por fases compresivas regionales y rasgos tectónicos locales, son los rasgos sismo-genéticos más importantes del territorio de Nicaragua del sur y costarricense y en general de la Microplaca de Panamá. La figura 1 muestra los rasgos tectónicos de Costa Rica [Denyer *et al.*, (2003); Climent *et al.*, 2013], superpuestos al mapa elaborado con información de la Misión Radar Topográfico del Transbordador Espacial (SRMT, por sus siglas en inglés).

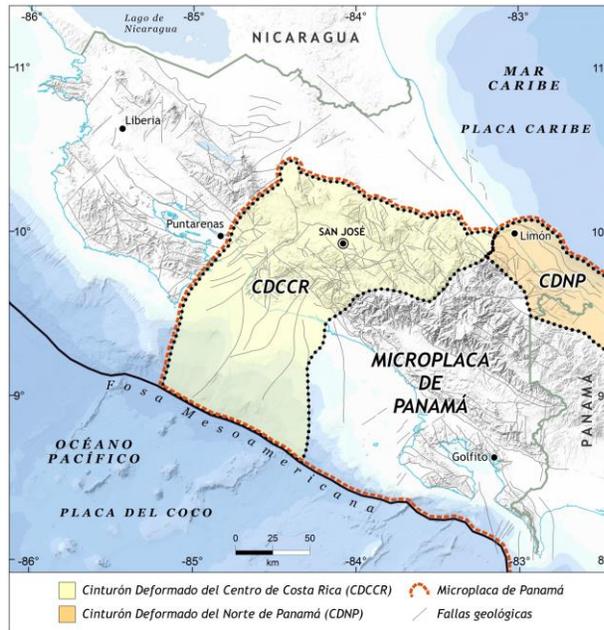


Figura 1: Mapa tectónico de Costa Rica (Climent *et al.*, 2013, modificado de Denyer *et al.*, 2003).

La interacción por subducción de la Placa del Coco por debajo de la Placa Caribe origina la zona sismogénica. La formación de magma en profundidad ha generado la cadena de volcanes cuaternarios que se extiende desde Guatemala hasta Costa Rica, luego con una pausa geográfica hacia el oeste de Panamá, y luego en parte de Panamá. En América Central, la zona sísmica de Wadati-Benioff experimenta cambios en su ángulo de subducción a lo largo del istmo, disminuyendo su valor conforme se avanza hacia el sureste. Protti *et al.*, (1995) observa que la zona de Wadati-Benioff bajo el territorio nicaragüense alcanza un ángulo de  $84^\circ$  que se reduce a  $60^\circ$  bajo la zona central de Costa Rica.

Frente a la entrada del Golfo de Nicoya, la zona de subducción experimenta una rasgadura a una profundidad aproximada de 70 km, denominada la Contorsión de Quesada, que delimita comportamientos diferentes en los dos segmentos. Las profundidades de los sismos de subducción decrecen en dirección sureste: bajo Nicaragua alcanzan profundidades de 200-250 km, 125 km bajo la zona central de Costa Rica, y al este de la longitud  $83^\circ 55'$  no se observan evidencias de la zona de Wadati-Benioff a profundidades mayores de 50 km.

## 2. SISMICIDAD Y TECTÓNICA DEL ÁREA

Con base en la actualizaciones sismológicas de Linkimer *et al.*, (2010), es posible observar con mucho mejor detalle la profundidad de la zona de Wadati-Benioff bajo Costa Rica (figura 2). No obstante, la estructura interna de la interacción de las placas bajo la Península de Nicoya y la implicación para los terrenos en el noroeste y norte de Costa Rica, tiene serios cambios acordes con la propuesta de Linkimer *et al.*, (2010; figura 3). Los autores muestran un manto oceánico más seco subduciéndose bajo el sur de la península de Nicoya, comparado con un manto oceánico serpentizado bajo el sector norte. Los cálculos permiten determinar las razones de  $V_p/V_s$  y con ello determinar el carácter más continental o más oceánico de la corteza de la placa Caribe, y por

eso se propone la naturaleza de los terrenos Misquito, Nicoya y Chorotega, en donde el primero es el más continentalizado, debido al magmatismo. Bajo la cordillera volcánica, el Moho es donde se muestra más profundo, a unos 42 km.

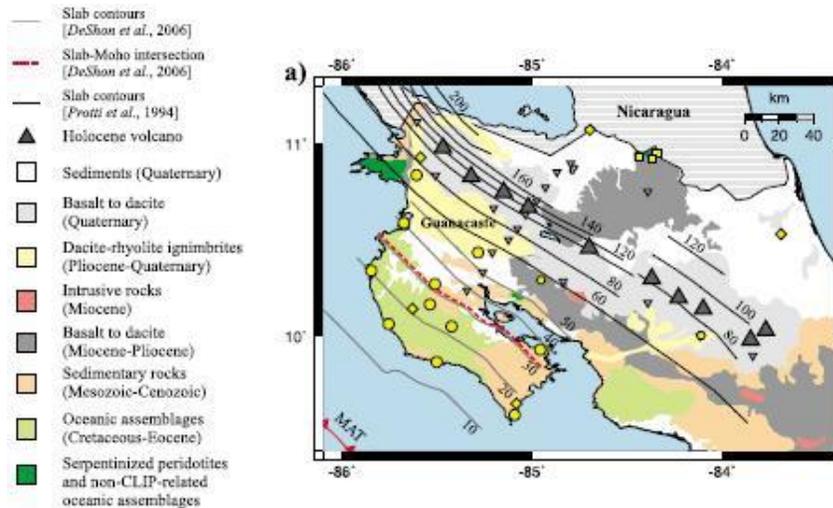


Figura 2: Mapa geológico simplificado del norte de Costa Rica (con base en Denyer & Alvarado, 2007 y Vogel et al., 2004) y las curvas de profundidad del techo de la placa subducida (en km) con base en la integración de varios trabajos. Tomado de Linkimer et al. (2010).

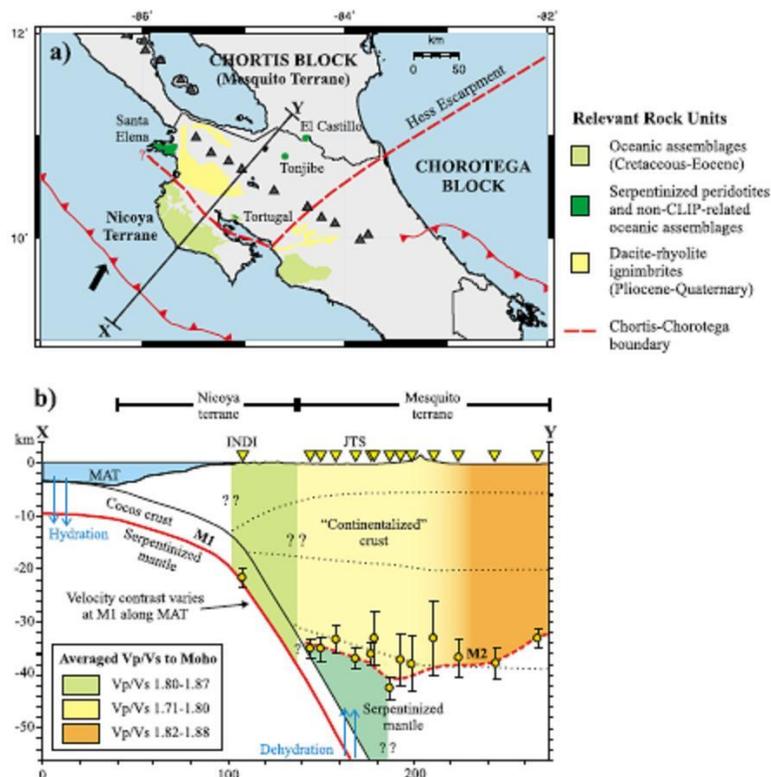


Figura 3: Sección vertical de la placa subducida (abajo) y su ubicación en el mapa del norte de Costa Rica (arriba). Tomado de Linkimer et al. (2010).

La sismicidad de la región norte de Costa Rica se caracteriza por tener una actividad importante en el sector Pacífico y una menor actividad en el sector norte-Caribe. La Tabla 1 resume los principales sismos de subducción ( $M_w \geq 6,0$ ) y locales corticales ( $M_w \geq 5,0$ ) registrados desde el siglo XX. La figura 4 muestra una distribución espacial de estos eventos además del detalle del ambiente tectónico del área. Se puede observar cómo la mayoría de los sismos importantes se encuentran localizados en el arco volcánico o hacia el área Pacífica. Los sistemas de fallas mostradas son las fallas someras corticales, que se estima pueden generar sismos con magnitudes no mayores a  $M_w = 7$ .

**Cuadro1: Sismos de subducción ( $M_w > 6,0$ ) y locales ( $M_w > 5,0$ ) más importantes y sus principales características, en los alrededores del área epicentral.**

<b>Año</b>	<b>Mes</b>	<b>Día</b>	<b>Hora UTC</b>	<b>Minuto</b>	<b>Latitud N</b>	<b>Longitud W</b>	<b>Profundidad (km)</b>	<b>Magnitud (<math>M_w</math>)</b>
1911	10	10	13	37	10,600	-84,916	10,0	6,3
1916	02	27	20	20	10,700	-85,700	33,0	7,3
1935	08	1	16	8	10,575	-85,245	12,0	5,5
1941	12	6	1	25	10,500	-85,250	5,0	6,0
1950	11	11	13	51	10,400	-85,700	40,0	6,0
1963	10	3	18	16	10,900	-85,900	21,0	6,5
1973	04	14	8	34	10,460	-84,900	10,0	6,5
1987	10	4	8	15	10,795	-85,938	51,5	6,0
1990	05	16	13	32	10,890	-85,493	5,0	5,0
1991	03	1	17	30	10,901	-84,672	209,4	6,0
2002	01	28	02	49	10,758	-85,019	10,0	5,4
2005	08	3	11	3	11,302	-85,503	14,4	6,4
2011	07	12	20	11	10,768	-85,101	12,7	5,5
2011	07	12	20	51	10,792	-85,143	11,6	5,3
2016	07	03	01	58	10,772	-85,061	7,0	5,4
2016	07	03	02	16	10,773	-85,065	6,0	5,0

A continuación se comentan varios de los eventos más importantes, cuya fuente sísmica corresponde con una falla local, y los cuales han sido bien documentados a lo largo de la historia por sus efectos dañadores.

Durante el periodo de 1994-2016, la red sísmica del Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles del ICE (OSIVAM), ha realizado el monitoreo sísmológico del área, y ha aumentado el número de estaciones sísmológicas en el área, sobre todo después de la ocurrencia del sismo de Armenias de Upala en el 2011 y la sismicidad disparada en toda la Cordillera Volcánica de Guanacaste por el terremoto de Nicoya del 5 de Setiembre del 2012 ( $M_w$  7,6).

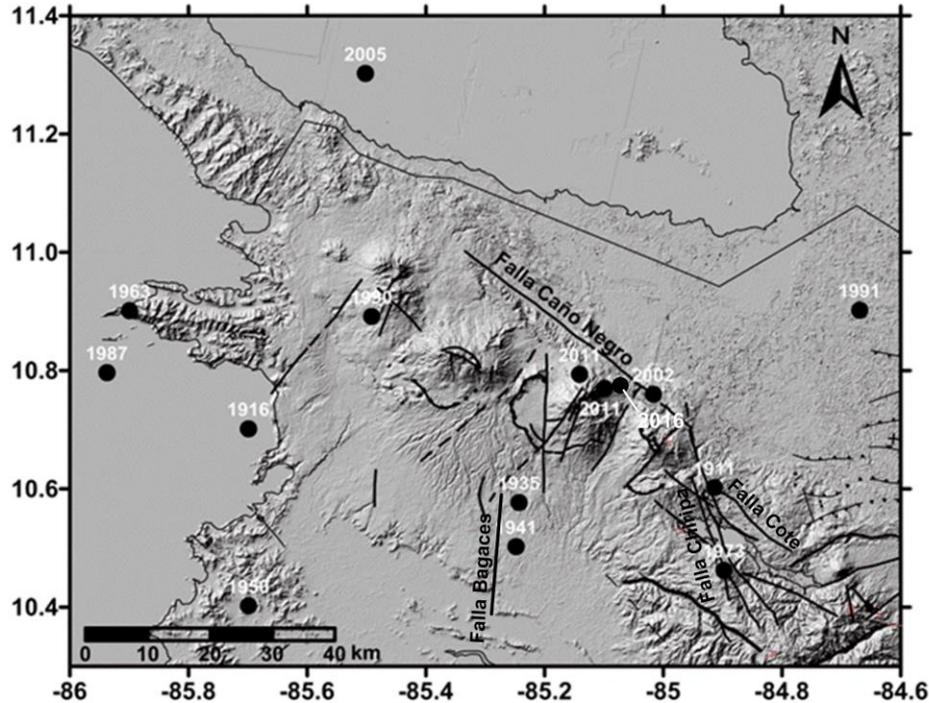


Figura 4: Mapa tectónico del norte de Costa Rica con la ubicación de los sismos importantes desde el siglo XX.

### 2.1 Falla Cote

A la falla Cote (figura 4) se le ha asociado el evento sísmico de la Laguna de Cote del 10 de octubre de 1911 ( $M_w$  6,3). Esta es una falla normal con el bloque sur descendido, que se extiende por más de 20 km desde la Laguna de Cote al norte, hasta cerca del Volcán Arenal.

### 2.2 Falla Bagaces

El 1° de agosto de 1935 ( $M_w$  5,5) y el 6 de diciembre de 1941 ( $M_w$  6,0), ocurrieron en el área de Bagaces dos importantes temblores, que causaron intensidades máximas MMI de VII y VIII, respectivamente, y de profundidades someras (Montero & Alvarado, 1988). Afectaron principalmente Bagaces y alrededores y se sintieron con intensidad V en el área del proyecto. Con base en los detalles geológicos y morfotectónicos, se sugiere que la fuente de origen fue el extremo sur del graben de Fortuna o de la falla Bagaces (Montero & Alvarado, 1988).

### 2.3 Falla Chiripa

La falla Chiripa (figura 4) ha sido estudiada con gran detalle ya que se le asocia el Terremoto de Tilarán del 14 de abril de 1973 ( $M_w$  6,5) (Montero, 1986), así como un evento menor en 1853 de  $M_s$  5,5. Se describe como una falla de desgarre lateral derecho orientada NNW-SSE de unos 20 km de longitud. Tanto en el campo como en fotografías aéreas se observan una serie de alineamientos discontinuos y trincheras de falla que se extienden hasta la Laguna de Cote en el noroeste, donde se une e interactúa en forma compleja con la falla Cote (Montero, 1986).

Los daños debidos a este terremoto estuvieron concentrados dentro de un área de 150 km<sup>2</sup> entre Tilarán y el antiguo poblado de Arenal (este poblado ha quedado bajo las aguas del embalse de Arenal desde 1978 y fue trasladado a Nuevo Arenal), así como la original Laguna de Arenal y Pueblo Nuevo. Los deslizamientos mayores generados por la sacudida sísmica se produjeron dentro de un área de 20 km<sup>2</sup>, y fueron los responsables de la muerte de 23 personas y de daños a los caminos vecinales. Los fracturamientos observados están relacionados todos con deslizamientos gravitacionales y ninguna de las fracturas tenía más de unas decenas de metros de longitud (Plafker, 1973).

En las investigaciones de campo de Umaña & Mainieri (1973) y de Plafker (1973), posteriores al terremoto, no encontraron evidencias de rupturas sísmicas superficiales, sino más bien relacionadas con deslizamientos. Esto sugería una ruptura no muy superficial, correspondiente con la profundidad del evento (10 km) y el gran área donde se sintió el terremoto.

### **3. SISMICIDAD EN LA FALLA CAÑO NEGRO Y ASOCIADAS**

Como se observa en el mapa de la figura 4, en las cercanías de la falla Caño Negro han sucedido sismos locales importantes con magnitudes entre 5 y 6 en los años 2002, 2011 y ahora en el 2016. Las características morfológicas sugieren que esta falla de 45 km de longitud podría estar dividida en dos fragmentos de longitudes de 22 km. Cada tramo, por su longitud, se estima que puede generar sismos con magnitud momento ( $M_w$ ) no mayor a 7,0. Además, observaciones recientes sugieren que el tramo más activo de la falla es el tramo sureste, en la vecindad del flanco este del volcán Miravalles.

En el período comprendido entre el 30 de abril y el 6 de mayo de 1985, la Red Sismológica Nacional registró un enjambre de temblores en la zona del volcán Miravalles. Cuatro de los sismos fueron ubicados en la ladera norte del volcán. Los vecinos de Armenias de Upala, población situada a unos 3 km al norte del Miravalles, se alarmaron y se informó de la posible activación de algunos deslizamientos. Se estima que la intensidad máxima en la zona más afectada fue entre IV y V (MM), y en el poblado de Guayabo, a unos 20 km al SW de la zona epicentral, la intensidad no superó los II grados (Boschini, 1985).

El 27 de enero del 2002 se registró un sismo de  $M_w$  5,4 en Bijagua, asociado con la falla Bijagua, en el extremo sureste de la falla Caño Negro. Desde el año 2001 la red sísmica local registró alrededor de 2 a 3 sismos por mes, con una actividad importante en setiembre del 2001, cuando ocurrieron al menos 15 eventos. El enjambre de mayor importancia se inició el 27 de enero del 2002 con varios eventos pequeños ( $M < 2,5$ ). A las 20:49 (hora local) se produjo el evento principal de  $M_w$  5,4, el cual sacudió fuertemente Bijagua y alrededores. Se estima que la intensidad máxima en la zona más afectada fue de VI. Posterior a este evento, ocurrieron más de 150 réplicas durante las primeras doce horas, con magnitudes inferiores a 4,1 y alrededor de 1000 hasta mediados de marzo. La distribución epicentral de estos eventos muestra claramente que existe una barrera sísmica con dirección noroeste-sureste que está limitada por las fallas Caño Negro y El Macho (Taylor *et al.*, 2002). Algunos sismos localizados más en el sector de la falla Caño Negro en su parte terminal sureste, presentan una geometría de fallamiento tipo inversa

(Taylor *et al.*, 2002), lo cual concuerda con las observaciones de campo y fotogeológicas discutidas supra.

El último sismo de magnitud importante ocurrió el 12 de julio del 2011 a las 14:11 hora local (20:11 UTC), con una magnitud  $M_W = 5,5$  y con epicentro al sur de Armenias de Upala. Una semana antes se había presentado un pequeño enjambre sísmico con eventos de magnitudes intermedias ( $M_c$  3,4 - 4,4). Posterior al evento principal, tuvo lugar una serie de réplicas sentidas por la población cuyas magnitudes alcanzaron hasta  $M_W$  5,3. De acuerdo con la solución del tensor de momento sísmico, se determinó que la fuente que originó el sismo principal del 2011 no es de par conjugado pura (*Doble Cupla*, DC), sino que cuenta con una gran componente de expansión volumétrica. La decomposición del tensor de momento sísmico deviatórico sugiere que la fuente está compuesta predominantemente por un 74% de CLVD (Compensated Linear Vector Dipole, por sus siglas en Inglés) y un 26% de DC. La distribución del deslizamiento durante el evento principal, modelado con datos locales y regionales, muestra una ruptura circular. Al conocer los parámetros de la fuente, su patrón de radiación y al estar ubicado en un área bastante cercana al volcán Miravalles, se sugiere que la fuente del sismo está asociada con movimiento de fluidos en un posible sistema de doble cámara magmática del volcán Miravalles. Las réplicas muestran que al menos tres fallas estuvieron activas antes y posterior al sismo principal de Las Armenias.

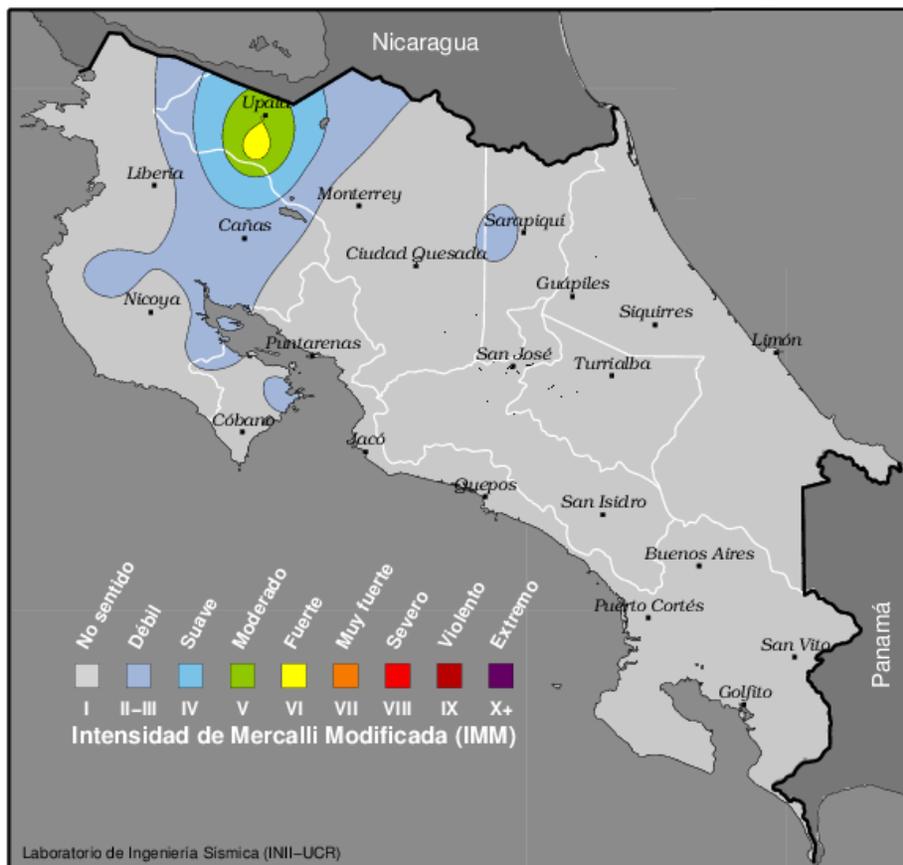


Figura 5. Mapa de intensidades calculado para el sismo de Bijagua de Upala 2016 por el Laboratorio de Ingeniería Sísmica (LIS) de la Universidad de Costa Rica.

## 4. EL SISMO DE BIJAGUA DE UPALA 2016

### 4.1 INTENSIDADES MÁXIMAS

El día 2 de julio a las 07:58 p.m. (hora local), se produjo un sismo de  $M_w$  5,4, que fue sentido con intensidades (IMM) de VI en los poblados de Las Armenias, Aguas Claras y Bijagua de Upala, ocasionando caída de objetos en las casas y negocios y grietas en algunas de ellos, esto debido principalmente a la malas técnicas de construcción (figura 5). Se le ha llamado el sismo de Bijagua de Upala 2016. Inicialmente, a partir de los datos sísmicos no resultó muy claro si el sismo principal fue originado por la falla Caño Negro o alguna otra falla asociada con el complejo sistema de fallas del sector como la falla Río Naranjo-Bijagua.

### 4.2 DAÑOS A LA INFRAESTRUCTURA

Aunque fue un sismo de una magnitud moderada, no se presentaron daños estructurales importantes. Los daños reportados se observaron en viviendas con problemas en los métodos constructivos, deslizamientos en suelos cercanos a los cauces de los ríos y en postes del tendido eléctrico y productos que cayeron de las estanterías de los supermercados (figura 6).



**Figura 6. Efectos del sismo en viviendas con métodos constructivos no adecuados, artículos caídos de las estanterías de los supermercados y grietas de deslizamientos en lugares cercanos a los cauces de los ríos.**

#### 4.3 MECANISMO FOCAL CON PRIMEROS ARRIBOS Y LA INVERSIÓN DEL TENSOR DEL MOMENTO SÍSMICO

Por las características tectónicas del área, la topografía, la geología regional, la magnitud y la ubicación espacial del evento; así como por los eventos sísmicos previos (Bijagua 2002 y Armenias 2011), se esperaba que la fuente generadora del sismo fuera del tipo transcurrente, de fallamiento normal o fallamiento inverso.

En este trabajo se estiman los parámetros de fuente sísmica (tiempo de origen, hipocentro, magnitud momento, geometría de falla, etc.) del evento principal utilizando la polaridad de los primeros arribos de la onda P y la inversión completa del tensor de momento sísmico. A partir de la polaridad de los primeros arribos de la onda P registradas en las estaciones sismológicas del OSIVAM, los resultados muestran un mecanismo focal de desplazamiento de rumbo (figura 9, mecanismo focal 2). La inversión del tensor del momento sísmico regional se realizó utilizando el desplazamiento obtenido de las formas de onda de los instrumentos de banda ancha del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI-UNA) (figura 7).

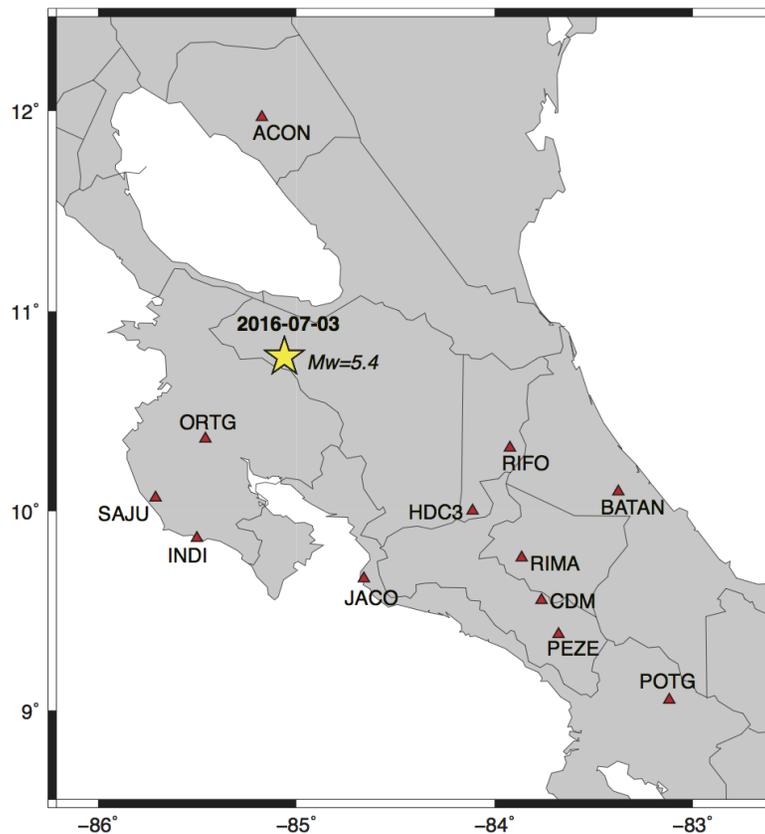


Figura 7. Estaciones sismológicas usadas en la inversión del Tensor de Momento Sísmico para el sismo de Bijagua de Upala 2016.

Una vez removida la respuesta de instrumento, la señal resultante fue filtrada utilizando un filtro pasa banda de 20 a 50 s (Minson and Dreger, 2008). La figura 8 muestra la inversión de las formas de onda para el tensor de momento sísmico deviatorico. Los sismogramas sintéticos se muestran en color rojo y los datos observados en color negro. En general, con la inversión se

obtuvo un momento sísmico  $M_0 = 1,4e^{17}$  Nm, una geometría de falla con strike 315; dip 88, 71; rake 166. La de composición del tensor de momento sísmico deviatorico mostró que la fuente está compuesta por un 94% DC y solamente el 6% CLVD, lo cual sugiere un mecanismo de doble cupla puro con desplazamiento de rumbo. La componente CLVD puede estar relacionada a pequeñas variaciones en la correlación de los sismogramas observados con los sismogramas sintéticos, posiblemente por efectos de propagación que no son resueltos en el modelo de velocidad, efectos de la fuente sísmica o ambos.



**Figura 8. Mecanismo focal generado en la inversión del tensor de momento sísmico.**

Al comparar los mecanismos focales obtenidos usando la polaridad de primeros arribos de la onda P con el obtenido a partir de la inversión de tensor de momento sísmico, se observa que ambos presentan una geometría de falla similar, con una pequeña rotación que obedece a la distribución de las estaciones utilizadas en ambos métodos. Las observaciones sugieren que se trató de un evento puramente tectónico de doble cupla (DC), es decir, ambos mecanismos son compatibles con un deslizamiento simple de cizalla.

#### 4.4 DISTRIBUCIÓN DE LAS RÉPLICAS DURANTE LAS PRIMERAS 24 HORAS

La localización de las réplicas durante las primeras 24 horas permite tener una idea clara de la orientación de la ruptura de la falla. La figura 9 indica que la ruptura principal se produjo hacia el NW del epicentro y que algunas de las réplicas están asociadas a varias fallas que se activaron, tal y como sucedió durante el sismo de Bijagua de Upala en el año 2002 y Armenias 2011 (Taylor *et al.*, 2002; Taylor *et al.*, 2012).

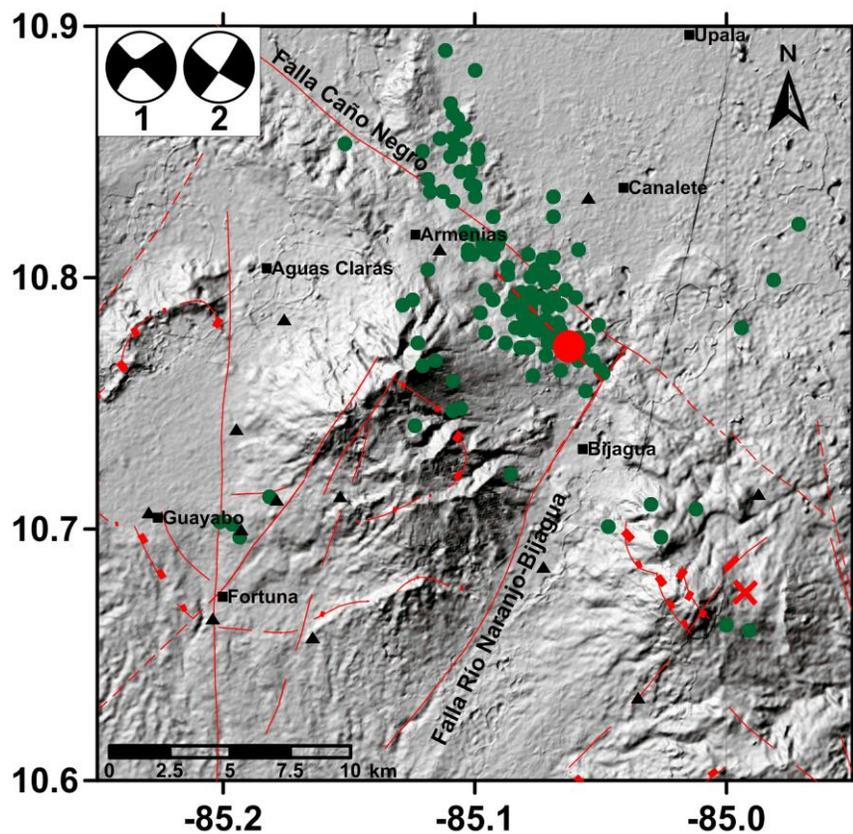


Figura 9. Ubicación de las réplicas durante las primeras 24 horas. Los triángulos son las estaciones sismológicas cercanas al área epicentral que registraron la actividad.

#### 4.5 DISTRIBUCIÓN DE LOS ESFUERZOS DE COULOMB

El análisis de la distribución de los esfuerzos de Coulomb (figura 10), muestra que la mayor cantidad de réplicas se localizan dentro del área de ruptura, justo donde ocurre una reducción en los esfuerzos estáticos de Coulomb (esfuerzos negativos color azul) de alrededor de  $\sim -5$  bar ( $-5 \times 10^2$  kPa). Con algunos eventos disparados en los extremos SE y NW de la falla, en

donde el sismo principal (y el consecuente desplazamiento de la falla) contribuyó incrementando los esfuerzos estáticos locales (los lóbulos de color rojo), activando pequeñas fallas pre-existentes. Sin embargo, hay sismicidad ubicada al NNE de Armenias, a lo largo de un lóbulo de esfuerzos negativos (en otras palabras, corresponde negativamente con el modelo de esfuerzos estáticos de Coulomb), pudiendo estar relacionada a una falla que pudo haber sido activada por alguna de las réplicas de mayor magnitud y no por el evento principal, dado que el cambio en los esfuerzos estáticos de Coulomb es un proceso acumulado y el evento principal posiblemente no contribuyó con un cambio en los esfuerzos locales significativos en ese lugar. La reubicación de la sismicidad con otros modelos de corteza y aplicando el método HypoDD, serán necesarios para poder construir el proceso de ruptura, estas labores serán realizadas en un estudio más detallado.

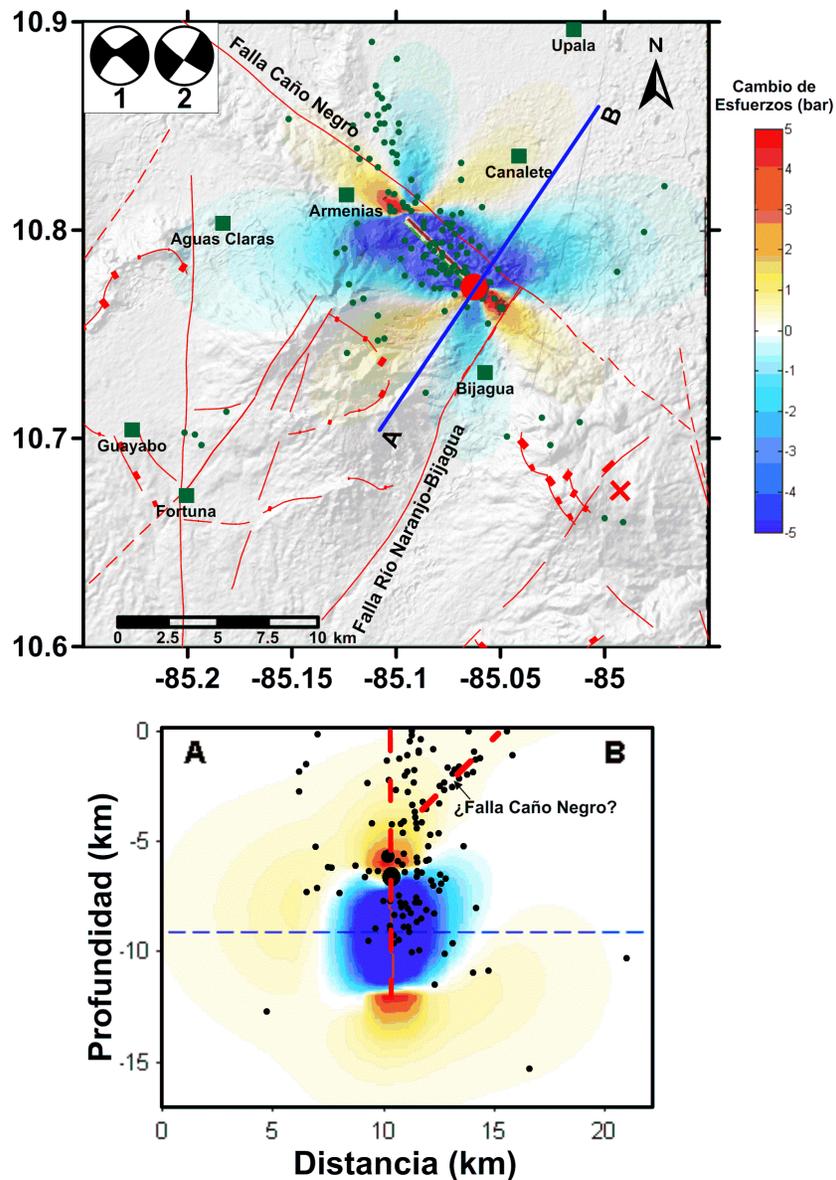


Figura 10. Distribución de los esfuerzos de Coulomb y las réplicas durante las primeras 24 horas. En el perfil AB se puede ver la ubicación del sismo principal y la réplica de mayor magnitud, se indica además, la falla vertical causante del sismo y quizás sismicidad asociada con la falla Caño Negro.

En el perfil AB de la figura 10, se observa la distribución de los esfuerzos de Coulomb y la ubicación del sismo principal y la réplica de mayor magnitud. Además, se indica la traza de la falla causante del sismo, y una traza de sismicidad con un ángulo aproximado de  $45^\circ$ , que podría estar asociada con sismicidad disparada en la falla Caño Negro. Esto puede ser un indicador de que el volumen de terreno entre las dos fallas, sea más bien una cuña que se encuentra en compresión.

## 5. CONCLUSION

El cálculo del mecanismo focal obtenido usando la inversión del tensor de momento sísmico y la polaridad de los primeros arribos de las ondas P, así como la distribución de esfuerzos estáticos de Coulomb y las réplicas, confirman que el sismo de Bijagua de Upala 2016 fue originado por una falla tipo transcurrente lateral de derecha con rumbo NW, que discurre paralela a la falla Caño Negro. Este sismo, así como los ocurridos en los años 2002 y 2011 en la misma zona, generan información suficiente para replantear la tectónica actual que controla el área. Sin embargo, debe ser completado con estudios de geología de campo y geología estructural (neotectónica), así como de estudios de geofísica especializada como sondeos de polarización inducida en el dominio del tiempo y sondeos audio magnetotelúricos, para definir las trazas de las fallas en profundidad.



Cráter del Volcán Tenorio (julio 2016). Foto Cortesía de la Comisión Nacional de Emergencias.

## 6. AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo incondicional del personal técnico, quienes siempre han realizado una excelente y oportuna labor. Gracias Luis Madrigal, Dagoberto Boniche, Oscar Guzmán, Guido Calvo, Carlos Trejos, Luis Anchía y Guillermo Vargas.

## 7. REFERENCIAS

- AMMON, C. J., VELASCO, A. A. & LAY, T., 1993: Rapid estimation of rupture directivity: Application to the 1992 Landers ( $M_S = 7.4$ ) and Cape Mendocino ( $M_S = 7.2$ ), California earthquakes.- *Geophys. Res. Lett.* 20: doi: 10.1029/92GL03032. Issn: 0094-8276.
- BOSCHINI, I., 1985: Informe preliminary de la actividad sísmica en la zona cercana al volcán Miravalles, abril-mayo 1985.- Informe interno ICE. 8 págs.
- CLIMENT, A., TAYLOR, W., SOTO, G. J. & VARGAS, A., 2013: Proyecto de Repotenciación P. E. Tejona, Estudio de Amenaza Sísmica y Volcánica.- Informe interno ICE. 44 págs.
- DENYER, P., MONTERO, W. & ALVARADO, G.E., 2003: Atlas Tectónico de Costa Rica. – 81 págs. Editorial Universidad de Costa Rica, San José.
- FORD, S. R., DREGER, D. S. & WALTER, W. R., (2009). Identifying isotropic events using a regional moment tensor inversion.- *J. Geophys. Res.* 114, B01306, doi 10.1029/2008JB005743.
- FOULGER, G. R., JULIAN, R. B. & MILLER, D. A., 1998: Non-Double Couple Earthquakes Observations.- *Rev. Geophys.* 36(4): 551-568, doi 10.1029/98RG00717.
- HASKOV, J. & L. OTTEMÖLER, 1999: Seisan earthquake analysis software.- *Seismol. Res. Lett.* 70: 532-534.
- HUDSON, J., R. PEARCE, & R. ROGERS, 1989: Source type plot for inversion of the moment tensor.- *J. Geophys. Res.* 94: 765–774.
- JULIAN, B. R., MILLER, A. D. & FOULGER, G. R., 1998: Non-double-couple earthquakes.- Theory, *Rev. Geophys.* 36(4): 525–549, doi 10.1029/98RG00716.
- KUGE, K., & LAY, T., 1994: Data-dependent non-double-couple components of shallow earthquake source mechanisms: Effects of waveform inversion instability.- *Geophys. Res. Lett.* 21: 9-12.
- LIGORRIA, J. P. & AMMON, C. J., 1999: Iterative deconvolution and receiver-function estimation.- *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89: 1395–1400.
- LINKIMER, BECK, S., SCHWARTZ, S., ZANDT, G. & LEVIN, V., 2010: Nature of crustal terranes and Moho in northern Costa Rica from receiver function analysis.- *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11. Q01S19. DOI:10.1029/2009GC002795.
- MINSON, S. & DREGER, D., 2008: Stable Inversions for Complete Moment Tensors. *Geophys. J. Inter.* 174. DOI:10.1111/j.1365-246X.2008.03797.x.
- MONTERO, W., 1986: Periodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores intraplaca e interplaca de Costa Rica. – *Rev. Geol. Amér. Central*, 5: 35-72.
- MONTERO, W. & ALVARADO, G.E., 1988: Los Terremotos de Bagaces de 1935 y 1941: Neotectonismo Transversal a la Cordillera Volcánica del Guanacaste, Costa Rica. - *Rev. Ciencia y Tecnología*, 12(1-2): 69-87, San José, Costa Rica.

- PACHECO, J. F., QUINTERO, R., VEGA, F., SEGURA, J., JIMÉNEZ, W. & GONZÁLEZ, V., 2006: The Mw 6.4 Damas, Costa Rica, Earthquake of 20 November 2004: Aftershocks and Slip Distribution. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 96(4). DOI: 10.1785/0120050261.
- PLAFKER, G., 1973: Field reconnaissance of the effects of the earthquake of April 13, 1973, near Laguna de Arenal, Costa Rica.- *Bull. Seism. Soc. Amer.* 63: 1847-1856.
- PROTTI, J.M., GÜENDEL, F. & McNALLY, K., 1995: Correlation between the age of the subducting Cocos Plate and the geometry of the Wadati Benioff Zone under Nicaragua and Costa Rica.- En: Mann, P. (Ed.): *Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*. - Geological Society of America Special Paper 295.
- THIO, H. K. & KANAMORI, H., 1995: Moment tensor inversions for local earthquakes using surface waves recorded at TERRAScope.- *Bull. Seism. Soc. Amer.* 85: 1021–1038.
- TAYLOR, W., BARQUERO, R., ROJAS, W., MONTERO, W. & LINKIMER, L., 2002: La crisis sísmica de Bijagua de Upala (Enero-Marzo del 2002), Costa Rica.- 20 págs. Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE), San José [Informe interno].
- TAYLOR, W., CHAVES, E. & SOTO, G. J., 2012: El sismo de Armenias de Upala (5,5 MW), Costa Rica: Una respuesta a la compresión y el movimiento de fluidos en la Cordillera Volcánica de Guanacaste.- 21 págs. Red Sismológica Nacional (RSN:UCR-ICE), San José [Informe interno].
- UMAÑA, J. & MAINIERI, A., 1973: Informe sobre las visitas efectuadas a las zonas del proyecto Arenal afectadas por el sismo del día 14 de abril de 1973.- 38 págs. Instituto Costarricense de Electricidad [Informe interno].
- WALDHAUSER, F., 2001: HypoDD: A computer program to compute double-difference earthquake locations.- USGS Open File Rep. 01-113.
- WALDHAUSER, F., & ELLSWORTH, W. L., 2000: A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault.- *Bull. Seism. Soc. Am.* 90: 1353-1368.