



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE COLOMBIA
SEDE BOGOTÁ

DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS
FACULTAD DE CIENCIAS



**Proyecto: CARTOGRAFIA GEOLOGICA Y MODELAMIENTO ESTRUCTURAL DE
LAS CUENCAS DE URABÁ Y SINÚ-SAN JACINTO A PARTIR DE LA
INTERPRETACION DE IMÁGENES DE SENSORES REMOTOS Y MONITOREO
SISMICO**

**INFORME FINAL
CONVENIO INTERADMINISTRATIVO
No. 070 de 2008**

**ESTUDIO TECTONICO ESTRUCTURAL A PARTIR DEL MONITOREO SISMICO Y
ANOMALIAS DE CAMPOS POTENCIALES**

Presentada por

**Orlando Hernández Pardo, PhD
Director de proyecto**

Bogotá, Diciembre 4 de 2009

PARTICIPANTES

DIRECTOR

ORLANDO HERNANDEZ PARDO, Ph.D.

ELABORACION Y EDICION DE INFORME

ORLANDO HERNANDEZ PARDO, Ph.D.

TRABAJO DE CAMPO

JHON JAIRO FRANCO HEREDIA
ORLANDO HERNANDEZ PARDO
JUAN CARLOS MOLANO M.
ANDREAS KAMMER
ARIEL RUIZ CARDENAS.
MARTIN PACHECO
CAROLINA BUITRAGO

Ingeniero Electrónico
Geólogo, MSc, PhD
Geólogo, MSc
Geólogo, PhD
Est. Lic. Física
Est. MSc Geofísica
Est. MSc Geofísica

PROCESAMIENTO E INTERPRETACION

ORLANDO HERNANDEZ PARDO
LUIS A. MONTES V.
ANDREAS KAMMER
JUAN CARLOS MOLANO M.
HERNAN GUERRERO
JHON FREDDY
ALEJANDRO DUITAMA
CAMILA LUENGAS

Geólogo, MSc, PhD
Geofísico, PhD
Geólogo, PhD
Geólogo, MSc
Ing. Civil, est. MSc Geofísica
Físico, est. MSc Geofísica
Físico, est. MSc Geofísica
Geóloga, Lic. Química

CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	5
2. UBICACIÓN GEOGRÁFICA	5
3. PERIODO DE MONITOREO DE LA RED SISMOLÓGICA	8
4. FUNDAMENTOS DE SISMOTECTÓNICA Y TOMOGRAFÍA SÍSMICA	8
4.1 Sismicidad y tectónica de placas	9
4.2 Tomografía Sísmica.....	9
5. REDUCCIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS SISMOLÓGICOS	16
5.1 Nomenclatura de las Estaciones Sismológicas.....	17
5.2 Identificación de Eventos Sísmicos.....	17
5.3 Estado de las Estaciones Sismológicas.....	17
5.3.1 <i>Análisis de señal-ruido</i>	19
5.3.2 <i>Evaluación de las estaciones en función del tiempo</i>	20
5.4 Sincronía de las estaciones:	27
5.5 Resumen de la reducción de datos sismológicos.....	31
5.6 Selección de Sismos:	32
5.7 Modelo de Inversión Sismológico.....	42
6. Interpretación de anomalías de campos potenciales	48
6.1 Objetivo	48
6.2 Justificación	48
6.3 Metodología.....	48
6.3.1 <i>Compilación de información</i>	49
6.3.2 <i>Estandarización de la información</i>	49
6.3.3 <i>Procesamiento de datos</i>	50
6.3.4 <i>Interpretación de los resultados</i>	50
6.3.5 <i>Integración de resultados</i>	50
6.4 Marco geológico regional.....	51
6.4.1 <i>Marco geotectónico</i>	51
6.4.2 <i>Evolución geológica</i>	53
6.5 Análisis gravimétrico regional a partir de datos satelitales, aerotransportados y terrestres.....	53
6.6 Interpretación de mapas gravimétricos regionales	59
6.6.1 <i>Modelo Digital del terreno</i> :.....	59
6.6.2 <i>Efectos gravimétricos del terreno</i> :	59
6.6.3 <i>Anomalías gravimétricas de aire Libre</i> :.....	59
6.6.4 <i>FAGA directamente relacionadas con TGE</i> :.....	60
6.6.5 <i>FAGA inversamente relacionadas con TGE</i> :	60
6.6.6 <i>Efectos gravimétricos de raíz cortical</i> :	60
6.6.7 <i>Compensación de efectos gravimétricos del terreno</i> :	61
6.6.8 <i>Profundidad del MOHO a partir de datos gravimétricos</i> :.....	61
6.6.9 <i>Profundidad del MOHO a partir de datos sísmicos</i> :	61
6.7 Análisis gravimétrico local a partir de datos de la Red Gravimétrica Nacional.....	62

6.7.1 Modelo Digital del terreno:.....	62
6.7.2 Anomalías gravimétricas de aire Libre:.....	62
6.7.3 Anomalías de Bouguer:	67
6.7.4 Anomalías de Bouguer Total.....	67
6.8. Análisis de la información magnética:	67
6.8.1 Mapas de magnetometría a partir del satélite CHAMP.....	67
6.8.2 Mapa de anomalías magnéticas totales del territorio colombiano.....	69
6.9 Aerogravimetría y aeromagnetometría de Urabá	70
6.10 Conclusiones sobre las anomalías de campos potenciales	73
6.11 Recomendaciones	74
7. TECTÓNICA Y PROSPECTIVIDAD DEL ÁREA DE ESTUDIO	75
7.1. Marco tectónico y estructuras regionales	75
7.2 Análisis estructural de Cinturón de Sinú	78
7.2.1. Estilo estructural del Cinturón de Sinú.....	80
7.2.2. Pliegues y trampas estructurales del Cinturón de Sinú	84
8. ASPECTOS GEOQUÍMICOS DE LOS REZUMADEROS Y VOLCANES DE LODO	87
8.1 Antecedentes geoquímicos	87
8.2 Análisis geoquímicos de unidades de roca.....	87
8.2.1 Formación Floresanto (Mioceno inferior).....	87
8.2.2 Formación Paujil (Mioceno medio)	88
8.2.3 Formación Corpa (Plioceno).....	88
8.3 Antecedentes geoquímicos de rezumaderos	89
8.3.1 Análisis de rezumaderos y crudos.....	90
8.3.2 Análisis geoquímicos de gases.....	92
8.4. Diapirismo de lodo	93
8.5 Recomendaciones	94
9. CONCLUSIONES	96
10. RECOMENDACIONES	98
BIBLIOGRAFIA	99
ANEXO 1. PROGRAMA PR3: DE CONVERSIÓN A FORMATO SEISAN	104
ANEXO 2. IMÁGENES DE EVENTOS SISMOS REGISTRADOS.....	106

1. Introducción

En este informe se presentan los aspectos tectónicos y estructurales interpretados a partir del monitoreo sísmico del proyecto ***"Cartografía geológica y modelamiento estructural de las cuencas de Urabá y Sinú- San Jacinto a partir de la interpretación de imágenes de sensores remotos y monitoreo sísmico"***. La información incluye la descripción del funcionamiento de la red de monitoreo, reducción y procesamiento de datos, generación de modelos de inversión de tomografía sísmica y la integración de resultados, incluyendo el análisis de las posibles trampas estratigráficas y estructurales favorables para la acumulación de hidrocarburos y su relación con los rezumaderos de petróleo y volcanismo de lodo identificados en la región.

2. Ubicación Geográfica.

La red sismológica de monitoreo se implementó en las cuencas de Urabá y Sinú-San Jacinto, en los departamentos de Chocó, Antioquia y Córdoba (**figuras 1^a y 1b**). La red de monitoreo sísmico estuvo constituida por 22 estaciones sismológicas triaxiales, de banda ancha, ubicadas estratégicamente en los municipios de Capurganá, Acandí, Triganá, Santa María y Unguía, en el Departamento del Chocó; Chigorodó, Carepa, Apartadó, Turbo, Changas, San Pedro, Necoclí, Mulatos, Zapata y Arboletes, en el Departamento de Antioquia y Valencia, Tierra Alta y Canalete, en el Departamento de Córdoba. La red de monitoreo fue complementada por las estaciones de Capurganá, Dabeiba, Bahía Solano y Santa Helena, pertenecientes a la Red Sismológica Nacional del INGEOMINAS.

La información referente al modelo estructural obtenido a partir de la interpretación de sensores remotos y comprobación de campo que orientaron el diseño de la red sismológica puede ser consultada en los siguientes informes de avance del convenio 070 de 2008:

- Componente de Sensores remotos, Noviembre 6 de 2008
- Informe final de Geología, Enero 30 de 2009

La información referente a las pruebas de monitoreo sísmico, acceso a las estaciones, ubicación geográfica en coordenadas Este, Norte y Altura y datos sobre los propietarios de los predios en los cuales fueron localizadas las estaciones sismológicas, puede ser consultada en los siguientes informes de avance:

- Reconocimiento geofísico y estructural para la ubicación e instalación de la red de sismógrafos, Marzo 3 de 2009
- Implementación de la red de monitoreo sísmico, Septiembre 3 de 2009.

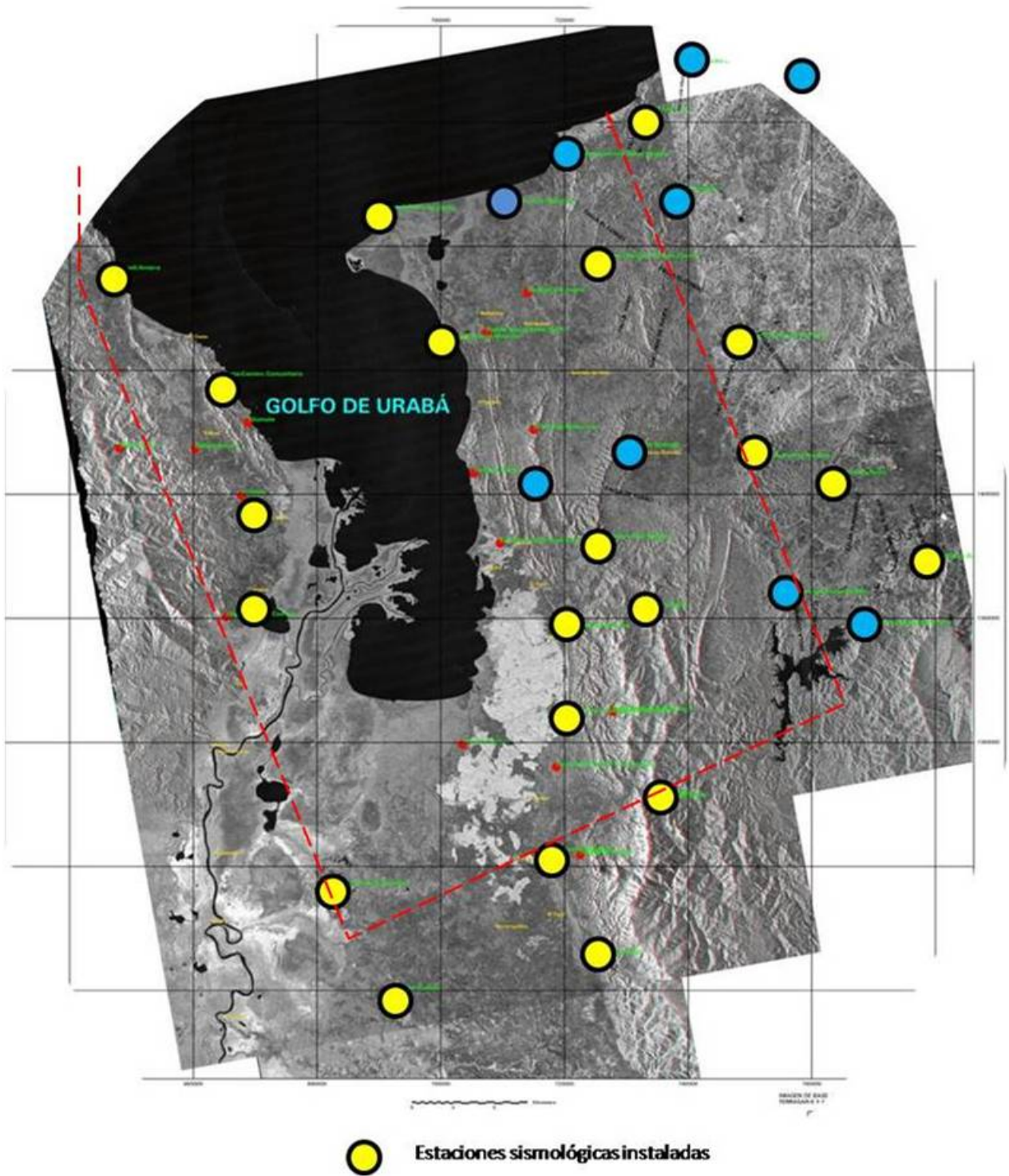


Figura 1(a) Mapa de la ubicación de las estaciones sismológicas en las cuencas de Urabá y Sinú-San Jacinto (círculos amarillos) sobre la imagen Radar. El área de estudio se demarca mediante el polígono en color rojo. Los pequeños círculos rojos demarcan sitios alternos recomendados para instalar estaciones sismológicas seleccionadas en la fase de diseño.

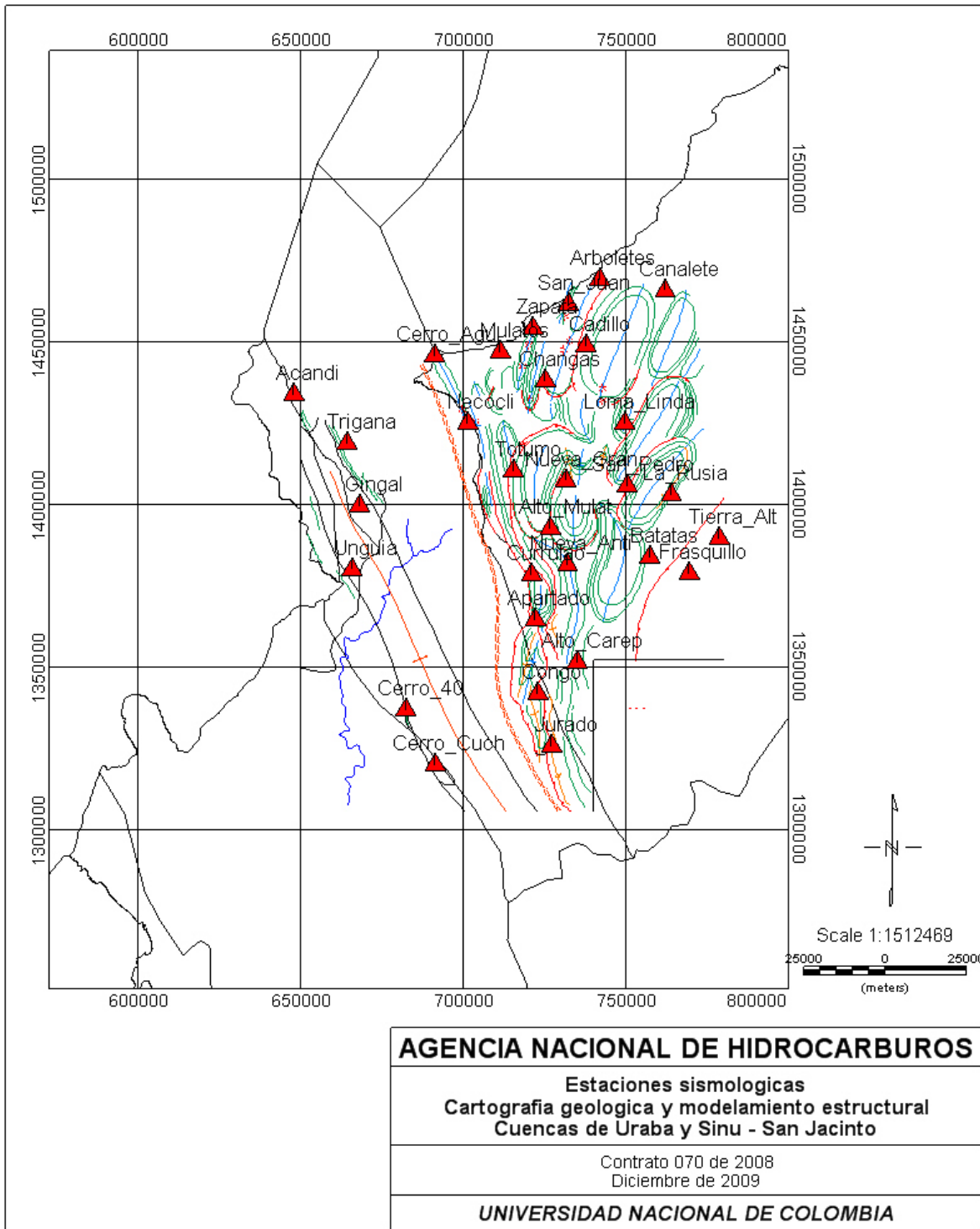


Figura 1(b) Mapa de la ubicación de las estaciones sísmológicas, en coordenadas planas cartesianas con origen Bogotá. La ubicación de estaciones fue realizada con base en la distribución de unidades litológicas y estructuras cartografiadas

3. Periodo de monitoreo de la red sismológica

La instalación de estaciones sismológicas se inició en enero 24 de 2009. El monitoreo se inició en febrero de 2009 con seis estaciones sismológicas. Posteriormente, en mayo de 2009 se instalaron otras seis estaciones para obtener un total de 12 estaciones en funcionamiento y en julio de 2009 se instalaron 10 estaciones adicionales para lograr un total de 22 estaciones sismológicas, las cuales se mantuvieron en operación hasta los meses de agosto y septiembre de 2009. El período de monitoreo varió para cada estación dependiendo de la fecha de instalación, estado de funcionamiento y fecha de desinstalación (**tabla 1**).

Estación	Instalación	Desinstalación	No de días de monitoreo
Juradó	Enero 24 2009	Septiembre 21 de 2009	240
Alto de Mulatos	Febrero 5 de 2009	Septiembre 21 de 2009	228
Necoclí	Febrero 4 de 2009	Agosto 21 de 2009	229
San Juan de Urabá	Febrero 10 de 2009	Agosto 21 de 2009	223
San Pedro de Urabá	Febrero 8 de 2009	Septiembre 21 de 2009	225
Cerro El Cuarenta	Febrero 7 de 2009	Septiembre 21 de 2009	226
Cerro el Cuchillo	Mayo 10 de 2009	Septiembre 21 de 2009	134
Loma Linda	Mayo 11 de 2009	Septiembre 21 de 2009	133
Tierra Alta	Mayo 11 2009	Septiembre 21 de 2009	133
Apartadó-La Primavera	Mayo 10 2009	Septiembre 21 de 2009	134
Changas	Mayo 12 de 2009	Septiembre 21 de 2009	132
Acandí	Julio 14 de 2009	Septiembre 21 de 2009	69
Triganá	Julio 15 de 2009	Septiembre 21 de 2009	68
El Gingal	Julio 16 de 2009	Septiembre 21 de 2009	67
Unguía	Julio 16 de 2009	Septiembre 21 de 2009	67
Alto de Carepa	Julio 10 de 2009	Septiembre 21 de 2009	73
Nueva Antioquia	Julio 12 de 2009	Septiembre 21 de 2009	71
Cerro el Águila	Julio 11 de 2009	Septiembre 21 de 2009	72
Punta de Piedra	Julio 17 de 2009	Septiembre 21 de 2009	66
Currulao- La Arenera	Julio 13 de 2009	Septiembre 21 de 2009	70
Valencia – la Rusia	Julio 11 de 2009	Septiembre 21 de 2009	72
Estaciones de la Red Sismológica Nacional de INGEOMINAS*			
Capurganá	Enero 24 de 2009	Septiembre 21 de 2009	240
Dabeiba	Enero 24 de 2009	Septiembre 21 de 2009	240
Bahía Solano	Enero 24 de 2009	Septiembre 21 de 2009	240
Santa Bárbara	Enero 24 de 2009	Septiembre 21 de 2009	240

Tabla 1. Periodo de monitoreo de las estaciones sismológicas incluyendo fecha de instalación, días en funcionamiento y fecha de desinstalación. Se incluyen las estaciones sismológicas en vecindades a la región de Urabá de la Red Sismológica Nacional de INGEOMINAS.

4. Fundamentos de sismotectónica y Tomografía Sísmica

La relación entre las características geológicas y la ocurrencia de sismos se empezó a estudiar a finales del siglo XIX y a comienzos del siglo XX por Milne, Mercalli, Sieberg, Montessus de Ballore, Koto y Omori, entre otros (Udías, 1999). El término sismo tectónica es aplicado para describir las características de ocurrencia de sismos asociados con la tectónica regional y las condiciones generales de geodinámica. Por lo tanto, en este tipo de estudios se debe integrar la información de sismos con otras

bases de datos de tectónica, geofísica y geología particular de la región. Los datos de sismología utilizados incluyen la distribución geográfica de epicentros, con indicaciones de magnitud, profundidad y mecanismo focal, incluyendo la representación de esferas locales con cuadrantes de compresión y dilatación en negro y blanco, respectivamente. A partir de estos diagramas se puede determinar el tipo de falla asociado al evento sísmico].

4.1 Sismicidad y tectónica de placas

En la interpretación de datos sismológicos en términos de tectónica de placas se puede evidenciar una coincidencia entre la sismicidad y distribución de mecanismos focales con respecto al movimiento relativo en las zonas de límite de placas (Isacks et al, 1968; McKenzie, 1972). En el área de la región de Urabá se han propuesto modelos de convergencia entre las microplacas de Panamá y Bloque Norandino. En los límites convergentes, las placas colisionan y una de ellas es introducida bajo la otra bajo el manto conformando una zona de subducción en la cual se generan sismos, desde la superficie hasta profundidades cercanas a 700 km.

4.2 Tomografía Sísmica

El concepto de tomografía se deriva de la palabra griega *tomos* que significa una escena o sección de un objeto. En la práctica, el término hace referencia a la determinación de las propiedades internas de un objeto a partir de mediciones externas de rayos que atraviesan dicho objeto (Sheriff & Geldart, 2006). El análisis de tomografía usualmente asume que la propiedad a determinar es una función continua en su posición o que el medio está compuesto por un infinito número de elementos, cada uno de los cuales tiene un valor discreto de la propiedad. La tomografía sísmica se ajusta más a esta última situación en la cual utilizando un número limitado de rayos sísmicos se trata de reconstruir las características de propagación de ondas sísmicas en el objeto estudiado. En los métodos sísmicos pasivos, se utiliza la sismicidad natural del subsuelo para determinar parámetros de velocidades de propagación de ondas P y S, anisotropías, atenuaciones y determinación de diagramas de esfuerzo deformación. En los eventos sísmicos se generan ondas de cizalla que por lo general no se detectan en los métodos de exploración sísmica activa. El análisis de estas ondas de cizalla permiten un mayor entendimiento de la elasticidad y rigidez, permitiendo una mayor discriminación entre litologías con velocidades compresionales similares y la determinación de esfuerzos inducidos por orientación de minerales predominantemente anisotrópicos (Levander & Nolet, 2005).

A continuación se realiza una descripción físico-matemática del método que se utilizó para realizar los modelos directo e inverso. También se muestra un análisis de la información de las estaciones durante todo el periodo de registro.

Modelo directo:

Para generar la diferencia de tiempo entre la onda P y S, se realizó una simulación de las propagación de la onda. Para ello se resolvió la Ecuación de Onda utilizando el método de diferencias finitas para un espacio 3D.

$$\frac{d^2 u}{dt^2} = v^2 \left(\frac{d^2 u}{dx^2} + \frac{d^2 u}{dy^2} + \frac{d^2 u}{dz^2} \right)$$

Donde $u = u(x, y, z, t)$

Se calcula cada uno de los términos de la ecuación diferencial, a partir de una aproximación en Series de Taylor, para cada una de las variables, es decir, las tres espaciales y el tiempo. Por ejemplo para la componente "x" se obtuvo:

$$\begin{aligned} u(x + \Delta x, y, z, t) &= u(x, y, z, t) + \frac{\Delta x}{1!} \frac{\partial u(x, y, z, t)}{\partial x} + \frac{\Delta x^2}{2!} \frac{\partial^2 u(x, y, z, t)}{\partial x^2} + \frac{\Delta x^3}{3!} \frac{\partial^3 u(x, y, z, t)}{\partial x^3} + \\ &+ \sum_{n=4}^{\infty} \frac{\Delta x^n}{n!} \frac{\partial^n u(x, y, z, t)}{\partial x^n} \\ u(x - \Delta x, y, z, t) &= u(x, y, z, t) - \frac{\Delta x}{1!} \frac{\partial u(x, y, z, t)}{\partial x} + \frac{\Delta x^2}{2!} \frac{\partial^2 u(x, y, z, t)}{\partial x^2} - \frac{\Delta x^3}{3!} \frac{\partial^3 u(x, y, z, t)}{\partial x^3} + \\ &+ \sum_{n=4}^{\infty} (-1)^n \frac{\Delta x^n}{n!} \frac{\partial^n u(x, y, z, t)}{\partial x^n} \end{aligned}$$

Se realiza lo mismo para las otras dos componentes espaciales, y la temporal. En base a lo anterior, se toman tan solo los primeros términos de las aproximaciones de tal forma que el error sea de orden dos, tanto para las variables espaciales de la ecuación de onda, como para la variable temporal.

Al discretizar las ecuaciones, se obtiene las siguientes ecuaciones discretas de evolución:

$$\begin{aligned} \frac{u_{i,j,k,l+1}}{(\Delta t)^2} &= u_{i,j,k,l} \chi_1 + u_{i,j,k,l-1} \chi_2 + v^2 \times \\ &\left[\frac{u_{i+1,j,k,l} + u_{i-1,j,k,l}}{(\Delta x)^2} + \frac{u_{i,j+1,k,l} + u_{i,j-1,k,l}}{(\Delta y)^2} + \frac{u_{i,j,k+1,l} + u_{i,j,k-1,l}}{(\Delta z)^2} \right] \end{aligned}$$

Donde

$$\chi_1 = \left[\frac{2}{(\Delta t)^2} - \left(\frac{1}{(\Delta x)^2} + \frac{1}{(\Delta y)^2} + \frac{1}{(\Delta z)^2} \right) v^2 \right]$$

$$\chi_2 = \left[-\frac{1}{(\Delta t)^2} \right]$$

Las condiciones iniciales están dadas por:

$$u(x, y, z, t + \Delta t) = u(x, y, z, t) + \frac{\Delta t}{1!} \frac{\partial u(x, y, z, t)}{\partial t} + \frac{\Delta t^2}{2!} \frac{\partial^2 u(x, y, z, t)}{\partial t^2}$$

Por lo tanto para determinar el campo de onda en un estado posterior, es necesario conocer los dos estados anteriores, además de los valores de los vecinos más cercanos a cada punto en la cuadrícula. Para el obtener el modelo de tomografía tridimensional de la zona en estudio, se plantearon las siguientes condiciones iniciales para el modelo directo: la malla está definida con cubos de 1 Km en las tres dimensiones y el tiempo entre cada paso de la evolución del sistema es de 0.08 segundos.

En las **figuras 2^a, 2b, 2c y 2d** muestran ejemplos de cómo se genera el modelo directo para la simulación de la propagación de una ondícula:

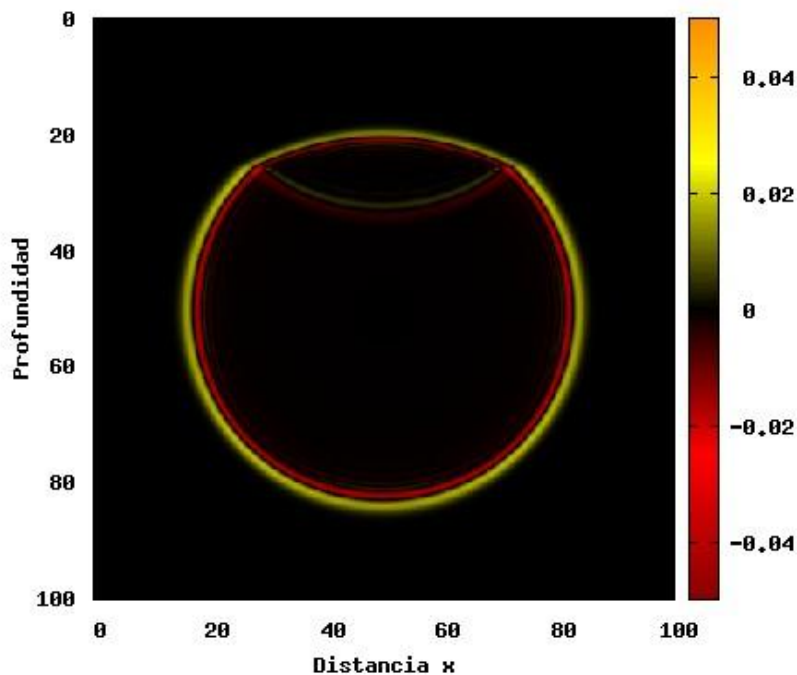


Figura 2(a). Propagación de una ondícula que se encuentra a 50 km de profundidad. El tiempo de propagación es de 4.2 seg. La definición es de 0.25 Km, tanto en X, Y y Z. El paso de tiempo Delta T es 0.001 seg., y la velocidad del medio es de 5 Km/s.

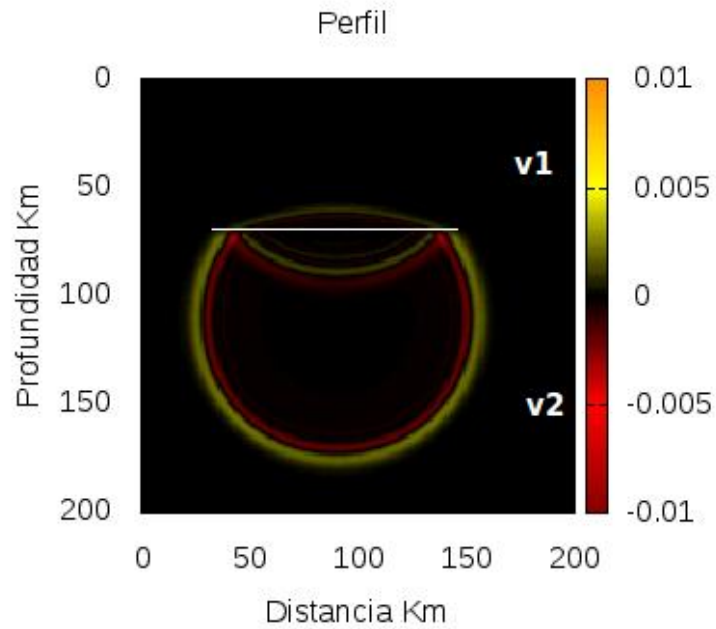


Figura 2(b) representa una capa plana, en donde la $v_1=2$ Km/s y la $v_2=5$ Km/s y la interfaz esta en 70 Km.

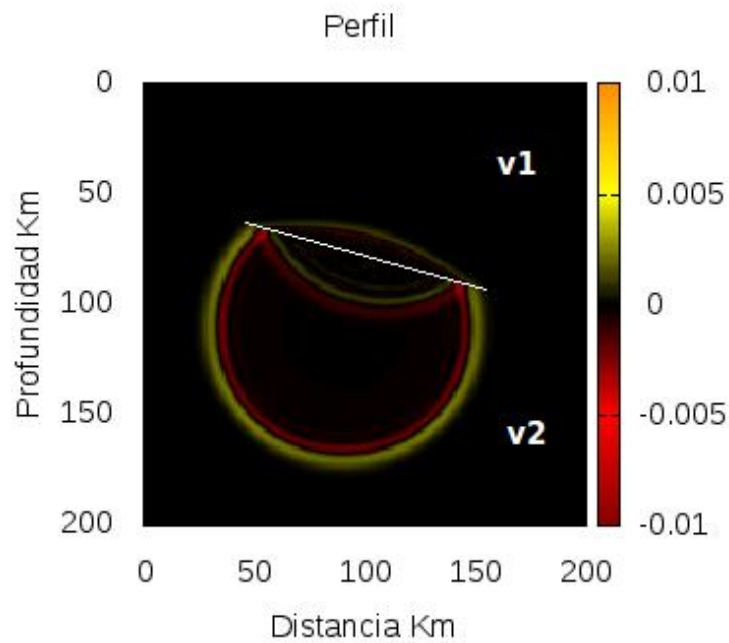


Figura 2(c) representa una capa buzante de 15 grados. Las velocidades del medio son respectivamente $v_1 = 2$ Km/s y $v_2=5$ Km/s.

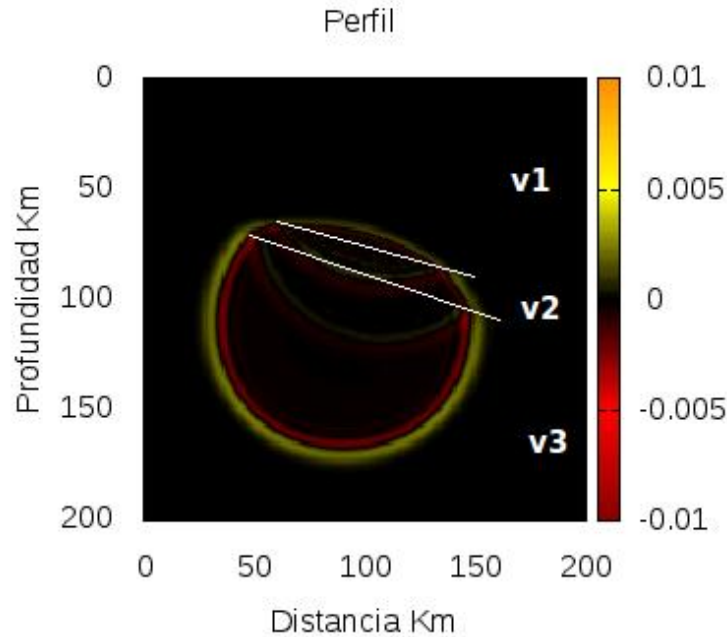


Figura 2(d) corresponde a dos capas buzantes de 15 y 20 grados respectivamente cuyas velocidades son $v1=2\text{Km/s}$, $v2=3.5\text{ Km/s}$ y $v3=5\text{Km/s}$.

Tomando como punto de origen de coordenadas planas el datum Quibdo, los límites del área de cobertura del modelo están definidos por -40 km y 175 Km en la coordenada este; -125 Km hasta 165 Km en la coordenada Norte.

En el modelo de la cuenca, la cantidad de divisiones es de 215 en la coordenada Este, 290 en la Norte y en profundidad hay 60, cada división es de 1 Km., por lo tanto, se tiene una resolución de 1 Km. para el modelo directo; el paso de tiempo en la simulación es de 0.01s.

Modelo inverso -- Método de inversión GLI

Si se tienen los tiempos de arribo de las ondas P y S de un evento sísmico es posible calcular el hipocentro del evento, es decir se puede calcular la posición (x, y, z) del sismo además de su tiempo de origen t .

Si se tiene m estaciones ($k = 1, \dots, m$), y se asume que la velocidad del medio es uniforme y su valor es V_p . Entonces el tiempo de arribo de la onda P de la estación k -ésima es:

$$t_k^{(P)} = \frac{1}{V_p} \sqrt{(x - x_k)^2 + (y - y_k)^2 + (z - z_k)^2} + t, \quad (1)$$

donde (x_k, y_k, z_k) es la posición de la k -ésima estación.

Entonces se tienen m ecuaciones con 4 incógnitas. Para despejar la incógnita $m = (x, y, z, t)$ se linealiza la dependencia funcional utilizando series de Taylor (Stein & Wysession, 2003). En primer orden:

$$\Delta t^{(P)}_k = \sum_{j=1}^4 \frac{\partial t^{(P)}_k}{\partial m_j} \Delta m_j, \quad (2)$$

donde $\Delta t^{(P)}_k$ es la variación del tiempo observado a variaciones del modelo hipocentral m_j .

Los términos matriciales $\frac{\partial t^{(P)}_k}{\partial m_j}$ se conocen como la sensibilidad, su valor significa que tan sensible es el tiempo observado a una pequeña variación del hipocentro.

La ecuación (1) se puede reescribir como una ecuación lineal,

$$\Delta t = G \Delta m. \quad (3)$$

Sin embargo para encontrar la solución es necesario invertir G pero este sistema no es cuadrado, hay más ecuaciones que incógnitas, por tanto se evalúa la función de error definida como la norma al cuadrado del vector Δt , es decir:

$$e = \sum_{k=1}^m \Delta t_k^2. \quad (4)$$

Utilizando el método de mínimos cuadrados la ecuación (3) se transforma en:

$$G^T \Delta t = G^T G \Delta m, \quad (5)$$

cuya solución es:

$$\Delta m = (G^T G)^{-1} G^T \Delta t. \quad (6)$$

Inversión hipocentral

El método de inversión GLI aplicado a hallar el hipocentro se reduce a calcular Δt y G . Si se asume un modelo inicial $m^0 = (x^0, y^0, z^0, t^0)$, es posible calcular t_k para todas las estaciones por medio de la ecuación (1). Δt es la diferencia entre los tiempos calculados por (1) y los tiempos observados registrados en las estaciones. Como el modelo inicial no es exacto hay una diferencia, esta se mide por medio de la función error definida en (4), mientras este valor sea relativamente grande, el modelo propuesto no es aceptable. Por lo cual se evalúa la matriz de sensibilidad G .

Al variar una variable del hipocentro se obtienen nuevos tiempos calculados, de esta manera se conoce la sensibilidad del tiempo a pequeños cambios de cada una de las variables. Tomando la ecuación (1), la matriz está dada por:

$$G_{k1} = \frac{(x-x_k)}{V_P} [(x-x_k)^2 + (y-y_k)^2 + (z-z_k)^2]^{1/2}, \quad (7)$$

$$G_{k4} = 1.$$

La forma funcional de G_{k2} y G_{k3} es muy parecida a G_{k1} .

De esta forma es posible hallar Δm , es decir se conoce la variación del modelo hipocentral inicial m^0 para acercar la solución al hipocentro del sismo.

$$m^1 = m^0 + \Delta m . \quad (8)$$

Con este nuevo modelo es posible hallar los tiempos teóricos a partir de (1) y el método se itera hasta que la función error sea óptima.

Inversión simultanea

Para invertir simultáneamente los parámetros de velocidad y los hipocentros Crosson (1976) trabajó el problema en 1-D e independientemente Aki & Lee (1976) publicó el método de inversión 3-D generalizando el problema de localización de un sismo.

Si se supone m estaciones ($k = 1, \dots, m$) y n sismos ($j = 1, \dots, n$). Los parámetros hipocentrales están dados por el tiempo de origen del sismo, la longitud, latitud y profundidad focal. Como se tienen n sismos, se tiene un vector que contiene $4n$ elementos:

$$m^0 = (x_1^0, y_1^0, z_1^0, t_1^0, x_2^0, y_2^0, z_2^0, t_2^0, \dots, x_n^0, y_n^0, z_n^0, t_n^0) , \quad (9)$$

este vector representa el hipocentro del conjunto de sismos.

Si se desea invertir no solo el hipocentro del conjunto de sismos sino también la distribución de velocidades, se divide el espacio 3D en L bloques indexados por $l = 1, \dots, L$. Por tanto el vector a invertir es:

$$m^0 = (x_1^0, y_1^0, z_1^0, t_1^0, x_2^0, y_2^0, z_2^0, t_2^0, \dots, x_n^0, y_n^0, z_n^0, t_n^0, V_1^0, \dots, V_L^0) , \quad (10)$$

El número de elementos de este vector es $4n+L$.

La información que se tiene es la posición de las estaciones y los tiempos de arribo observados en la k -ésima posición por el j -ésimo sismo. Lo cual permite calcular los tiempos teóricos por medio de alguna relación funcional $T(m^0)$, análogamente como se hizo en la ecuación (1). La matriz de sensibilidad tiene la siguiente forma:

$$G = \left(\begin{array}{ccc|c} A_1 & \dots & 0 & \\ \vdots & \dots & \vdots & C \\ 0 & \dots & A_n & \end{array} \right) , \quad (11)$$

donde A_j es una matriz $m \times 4$, dada por,

$$A_j = \left(\begin{array}{ccc|c} \partial T_{j1}/\partial x & \partial T_{j1}/\partial y & \partial T_{j1}/\partial z & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \partial T_{jm}/\partial x & \partial T_{jm}/\partial y & \partial T_{jm}/\partial z & 1 \end{array} \right) , \quad (12)$$

y C es una matriz $nm \times L$, la i -ésima fila (donde $l = k + (j - 1)m$) de C está dada por,

$$C_{ik} = \theta_{jki} \partial T_{j1} / \partial V_i, \quad (13)$$

donde θ_{jki} está dada por,

$$\theta_{jki} = \begin{cases} 1 & \text{si el bloque } l \text{ es penetrado por el rayo del sismo } j \text{ que llega a la estación } k \\ 0 & \text{si no es penetrada} \end{cases}$$

Para calcular el tiempo $T(m^0)$ se resolverá la ecuación de onda por diferencias finitas. El método permitirá hallar la matriz A_j y C resolviendo las derivadas con aproximación de primer orden de las series de Taylor de cada término de la matriz G diferente de cero.

$$\frac{\partial T(m)}{\partial m} = \frac{T(m+\Delta m/2) - T(m-\Delta m/2)}{\Delta m} \quad (14)$$

5. Reducción y procesamiento de datos sísmológicos

Los datos de la actividad sísmica fueron almacenados en sistemas digitales incorporados a cada una de las estaciones sísmológicas CME en archivos en formato ASCII. Estos archivos fueron convertidos a un formato en sistema binario para ser manipulados con el programa de computo SEISAN (Ottermöller et al., 2009; **anexo 1**). El programa SEISAN es un sistema completo de programas y de una base de datos simples para analizar terremotos a partir de datos análogos y digitales. Con el programa SEISAN es posible ubicar sismos locales y terremotos globales, incorporar lecturas de la fase manualmente o escogerlas con un cursor, localizar y corregir acontecimientos, determinar parámetros espectrales, momento sísmico, azimut de arribo de ondas a partir de estaciones de tres componentes y localizar epicentros.

El sistema consiste en un conjunto de programas unidos a la misma base de datos de un fichero "plano". A partir de la aplicación de los programas de búsqueda es posible utilizar diversos criterios para consultar la base de datos para acontecimientos particulares y para trabajar con este subconjunto sin extraer los eventos. La mayor parte de los programas pueden funcionar de una manera convencional mediante la utilización de un solo archivo con muchos acontecimientos. Adicionalmente, SEISAN contiene un cierto tipo integrado programas de investigación como el CODA Q, modelos sintéticos y un sistema completo para el cálculo sísmico de amenaza sísmica.

Una vez realizada la transformación de formatos, los datos fueron graficados en función del tiempo. A partir de los gráficos se realizó el picado de las fases P y S de los sismos durante el periodo de monitoreo entre el primero de febrero hasta el 23 de septiembre de 2009, que fueron registrados tanto por la Red Sísmológica Nacional del INGEOMINAS como por la red implementada por la Universidad Nacional de Colombia. A partir de la información del tiempo de arribo de las fases P y S se realizó un análisis del estado de las estaciones sísmológicas, incluyendo: el tiempo de registro de cada una de ellas, la calidad señal-ruido y la sincronía entre ellas

5.1 Nomenclatura de las Estaciones Sismológicas

Con base en la información de cada archivo de entrada de datos (formato ASCII), se elaboró un listado con la posición de cada estación en coordenadas geográficas y altura con respecto al nivel del mar y se asignó un nombre abreviado para cada una de ellas (**Tabla 2**). En la **tabla 3** se muestra el tiempo durante el cual se tiene registró de cada estación

5.2 Identificación de Eventos Sísmicos

Una vez realizado el cambio de formato ASCII a formato binario-SEISAN, se generaron trazas de cuentas en función del tiempo llamadas “*wave-file*” y se graficaron mediante la implementación del programa SEISAN, como se observa en la **figura 3**. Se concentró el análisis de datos en las fechas y horas en las cuales se registraron eventos sísmicos en la Red Sismológica de INGEOMINAS realizando el picado de las fases S y P. En el **anexo 2** se presentan los registros de los principales eventos sísmicos registrados durante el periodo de monitoreo.

5.3 Estado de las Estaciones Sismológicas

En general el estado de las estaciones permitió picar los arribos de las fases P y S. Sin embargo, en varios registros se observaron las siguientes complicaciones:

- Algunos componentes tuvieron una baja relación de señal-ruido, impidiendo algunas veces que se pueda picar fases en aquel canal, observar **figura 3**.
- La sincronización en el tiempo de las estaciones sismológicas se realizó mediante equipos de GPS en cada estación con tiempos referenciados a la hora Universal. Sin embargo, se identificó que no hay sincronía entre varias estaciones sismológicas debido al manejo electrónico de los sistemas digitalizadores

Estaciones	Abreviatura	POSICIÓN (Archivos txt)			Posición (Informe **)	
		Longitud (°)	Latitud (°)	Altura (m)	Longitud (°)	Latitud (°)
Acandí	ACA	-77.166	8.312	8	-77.278	8.529
Águila	AGL	-76.531	8.372	37	-76.887	8.62
Apartadó	APA	-76.359	7.531	104	-76.601	7.889
Capurganá*	CAP	ESTACIÓN INGEOMINAS			-77.359	8.646
Carepa	CAR	-76.290	7.453	685	-76.484	7.771
Changas	CHA	-76.569	7.365	191	-76.578	8.552
Cocos	COC	-76.331	7.320	104	-76.379	7.411
Cuchillo	CUC	-76.208	8.155	71	-76.877	7.483
Dabeiba*	DBB	ESTACIÓN INGEOMINAS			-76.21	7.017
El 40	EL40	-76.336	8.083	125	-76.96	7.635
Gingal	GIL	-77.055	8.118	21	8.203	-77.09
Guajira	GUA	-76.344	8.329	104	-76.09	8.116
Helena*	HEL	ESTACIÓN INGEOMINAS			-75.529	6.191
Jurado	JUR	-76.379	7.411	129	-76.554	7.538
La Arenera	ARE	-76.365	8.005	83	8.013	-76.61
Loma Linda	LOL	-76.052	8.068	149	-76.355	8.437
Mulatos	MUL	-76.211	8.260	531	-76.561	8.143
Necoclí	NEC	-76.473	8.258	50	-76.792	8.433
Nueva Antioquia	NAN	-76.304	8.023	205	-76.51	8.044
Primavera	PRI	-76.359	7.532	122	-76.601	7.889
Punta Piedra	PPI	-76.445	8.118	87		
San Juan	SJN	-76.514	8.766		-76.514	8.766
San Pedro	SPD	-76.521	7.652	292	-76.347	8.262
Solano*	SOL	ESTACIÓN INGEOMINAS			-77.409	6.227
Triganá	TRI	-77.070	8.226	39	-77.129	8.375
Unguía	UNG	-77.073	8.039	57	-77.113	8.026
La Rusia	RUS	-76.130	8.140	304	-76.224	8.238

Tabla 2: Información de las estaciones utilizadas en la red sísmológica. (* Estaciones de Ingeominas, ** Informe del reconocimiento geofísico y estructural para la ubicación e instalación de la red de sismómetros).

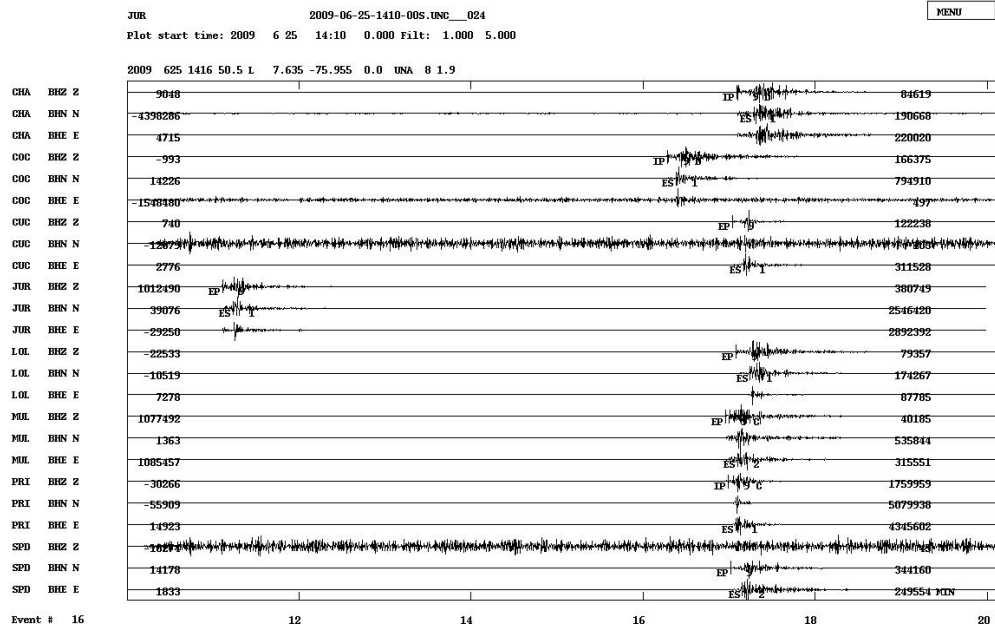


Figura 3: Traza en la cual se observa un evento sísmico en 8 estaciones de la red en la fecha 2009/06/25 14:10. Cada estación registra tres componentes, por lo tanto, la traza consta de 24 canales.

5.3.1 Análisis de señal-ruido

Para cuantificar la calidad de la señal se utiliza el espectro de potencia de Peterson (Peterson, 1993). Este consiste en calcular la potencia que genera cada frecuencia (ecuación 1) y comparar con el estándar mundial

$$P = \left| F^{DFT} \right|^2 \times \frac{\Delta t^2}{T} \times 2 \quad (1)$$

Donde P es el espectro de potencia de Peterson, F^{DFT} es la transformada discreta de Fourier, Δt es el intervalo de muestreo y T es la longitud de la ventana de tiempo. Mediante el programa SEISAN se ejecutó el espectro de potencia de Peterson escogiendo una ventana T alrededor del tiempo de arribo de la fase P (Havskov & Ottemöller, 2001). El método se aplicó para la traza de la figura 4, en la cual se observa que la calidad en la señal de la componente E es baja y en la componente N es menor, por lo tanto, el proceso de identificar las fases P o S es una labor dispendiosa, lo que dificulta realizar los picados. A continuación se describe el estado de calidad de las estaciones de acuerdo al tiempo en que perduró un problema en alguna de sus componentes:

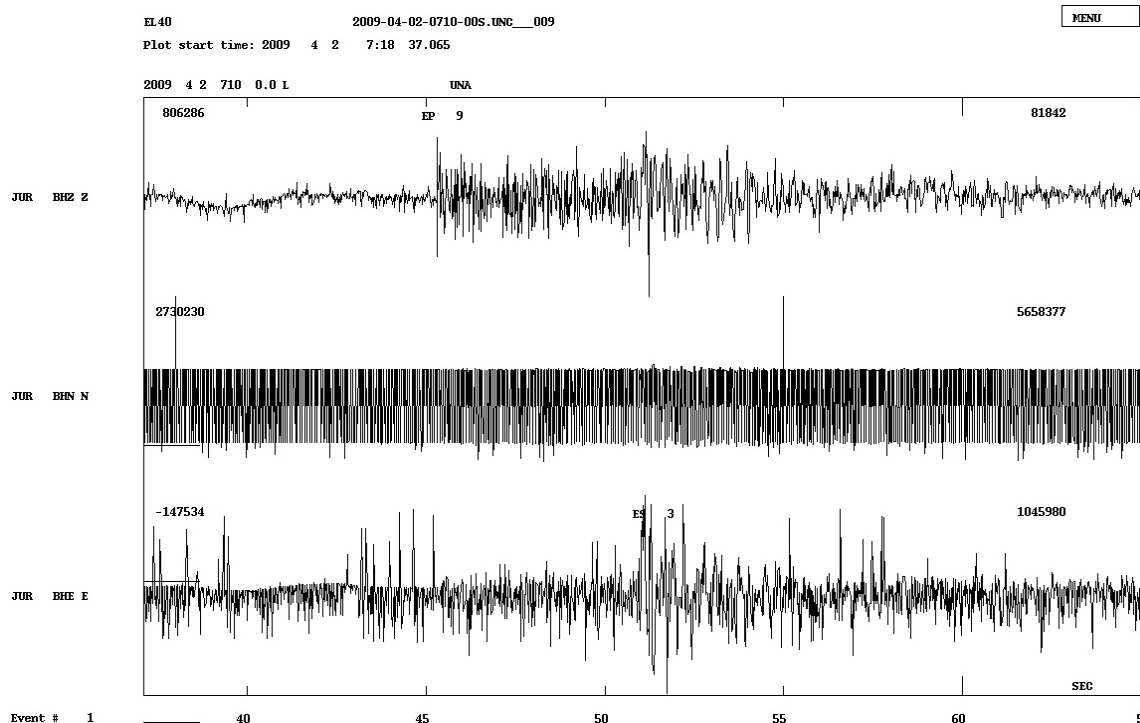


Figura 4: Problemas en la estación JUR en 2009/04/02 07:18UT. Hay un evento sísmico de magnitud 1.6 calculado por la RSNC de INGEOMINAS. Aunque se pudo realizar el picado **P** en la componente vertical, es difícil realizar el picado de la fase **S**. Las componentes E y N tienen baja calidad señal/ruido.

Estaciones con registros incompletos:

- GUA: En La componente Vertical (Z) no se observaron eventos sísmicos (**figura 6**)
- MUL: Tuvo problemas de pulsos de alta frecuencia en sus tres componentes (**figura 7**).
- COC: En la componente Este (E) no se observaron eventos sísmicos (**figura 8**).
- SPD: En la componente Vertical (Z) no se observaron eventos sísmicos (**figura 9**).

Estaciones con registros discontinuos:

- CHA: La estación empezó con buena calidad, pero con el tiempo se observó un problema en la componente N el cual iba aumentando con el tiempo (**figura 10**).
- CUC: Aunque la estación tuvo un buen comportamiento al inicio, a partir de la cuarta semana de junio se observó un problema con la componente N. (**Figura 11**).
- LOL: La estación tuvo un comportamiento bueno en general, en algunas semanas todas sus componentes tenían ruido de alta frecuencia (**figura 12**). Con el fin de identificar en detalle el estado de cada estación en el tiempo de registro se elaboró la **tabla 5**.

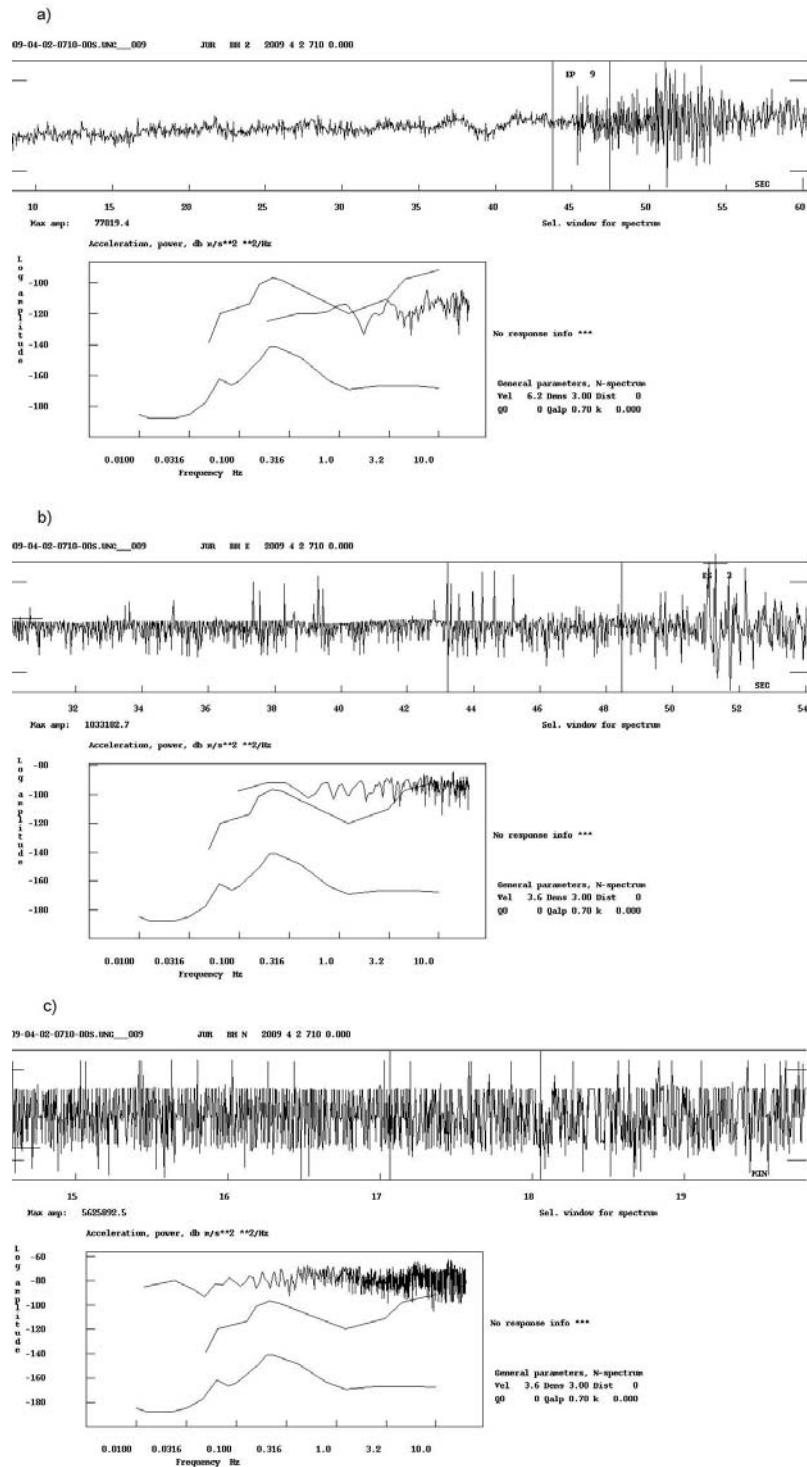


Figura 5: Espectro de potencia de Peterson para cada componente de la estación JUR. En a) la amplitud de espectro está entre los estándares mundiales y por tanto la calidad de la señal es buena. En b) y c) la amplitud de espectro está por encima del estándar mundial y por tanto la calidad es baja.

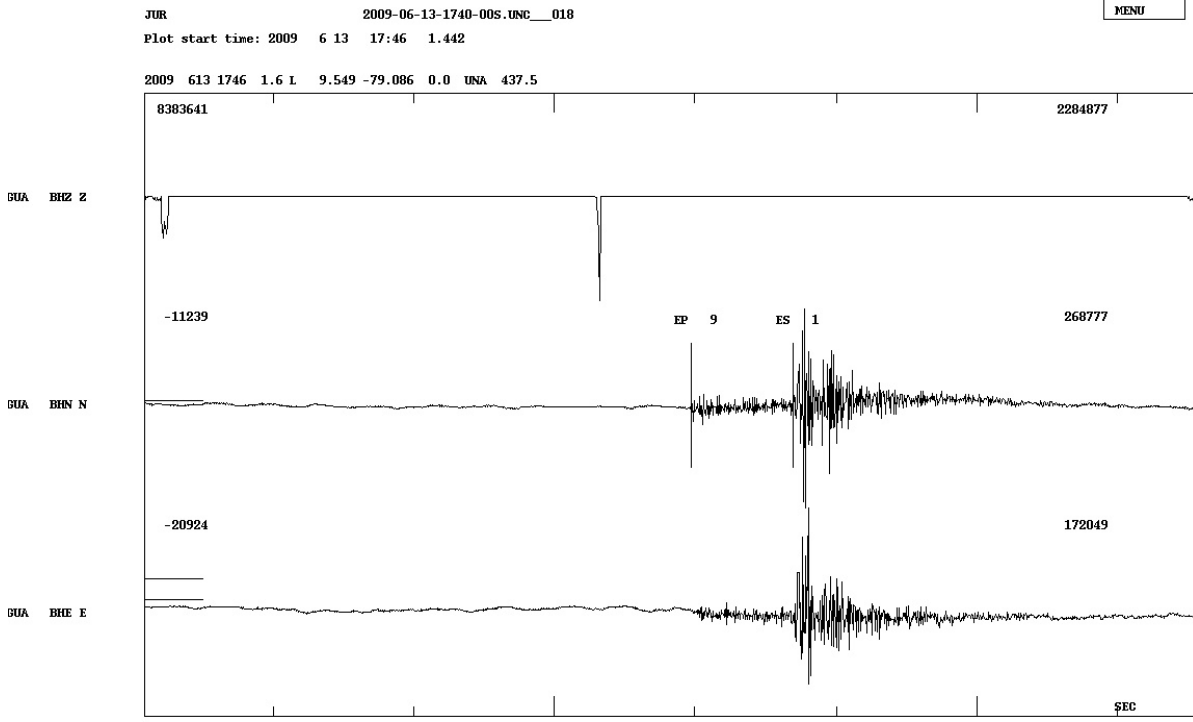


Figura 6: Traza de la estación GUA en la fecha 2009/06/13 17:46UT. El evento sísmico no fue observado en la componente Z.

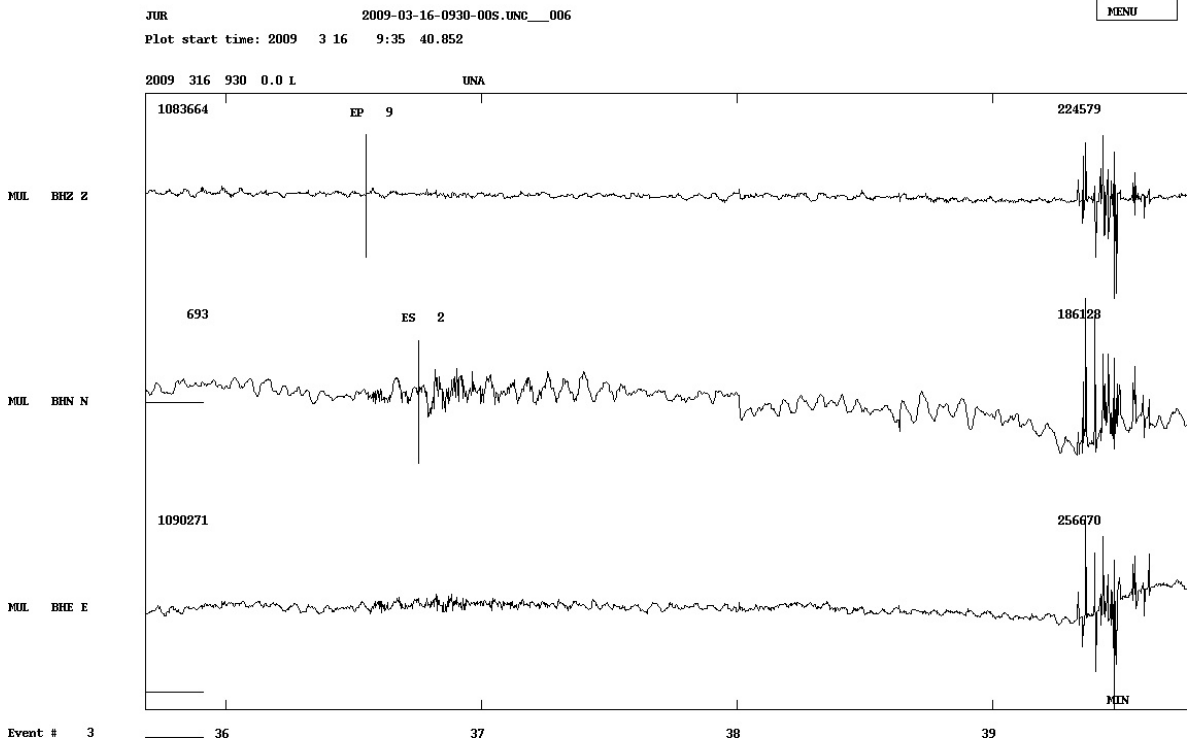


Figura 7: Traza de la estación MUL en la fecha 2009/03/16 9:35UT. Obsérvese que en el minuto 39 hay ruido de alta frecuencia.

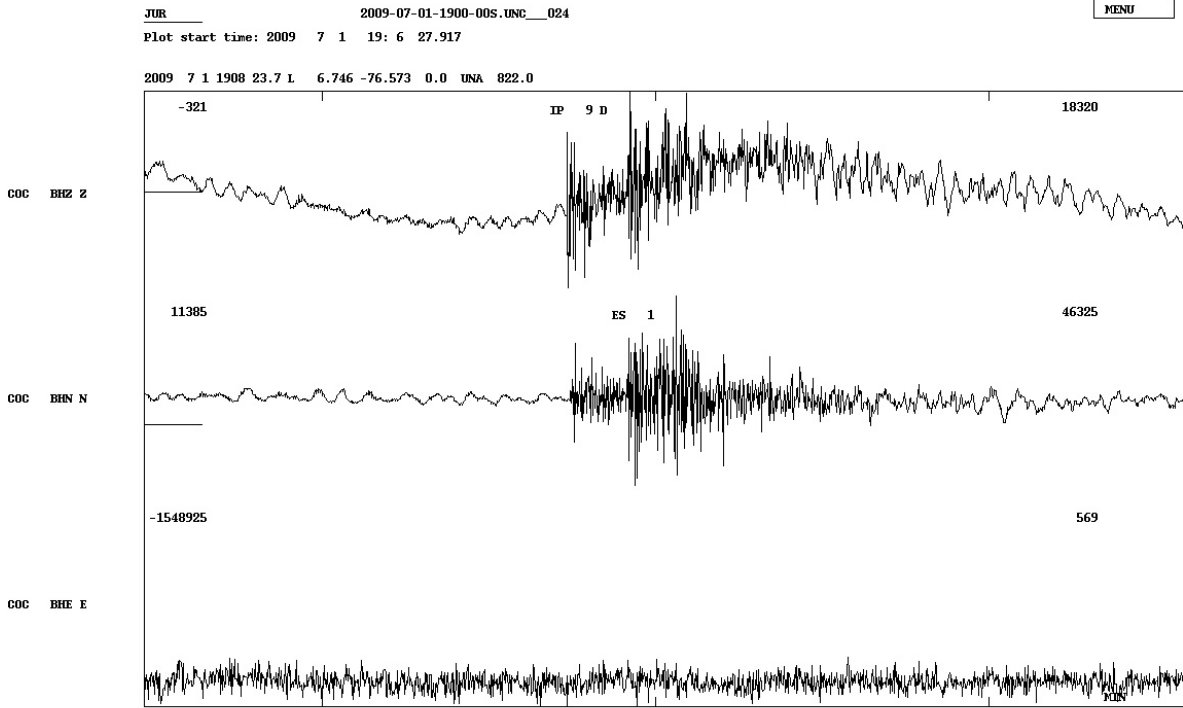


Figura 8: Traza de la estación COC en la fecha 2009/07/01 19:06UT. En la componente E no se observa el evento sísmico.

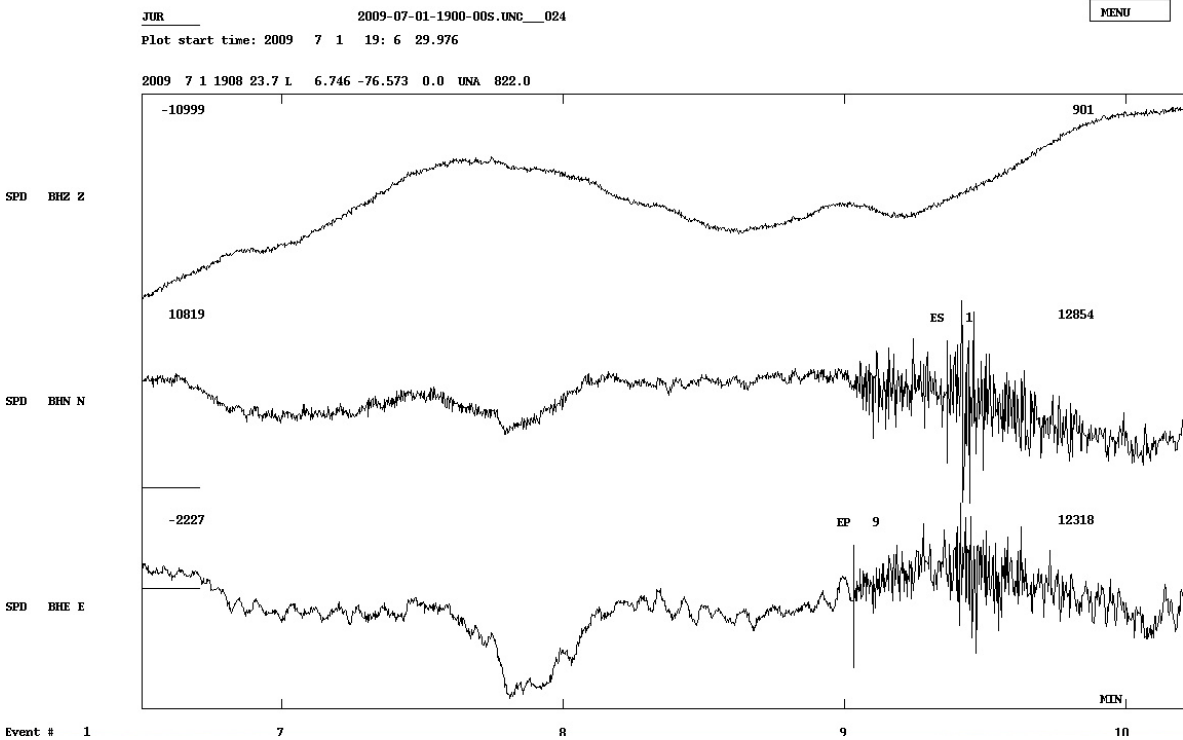


Figura 9: Traza de la estación SPD en la fecha 2009/07/01 19:06UT. En la componente Z no se observa el evento sísmico.

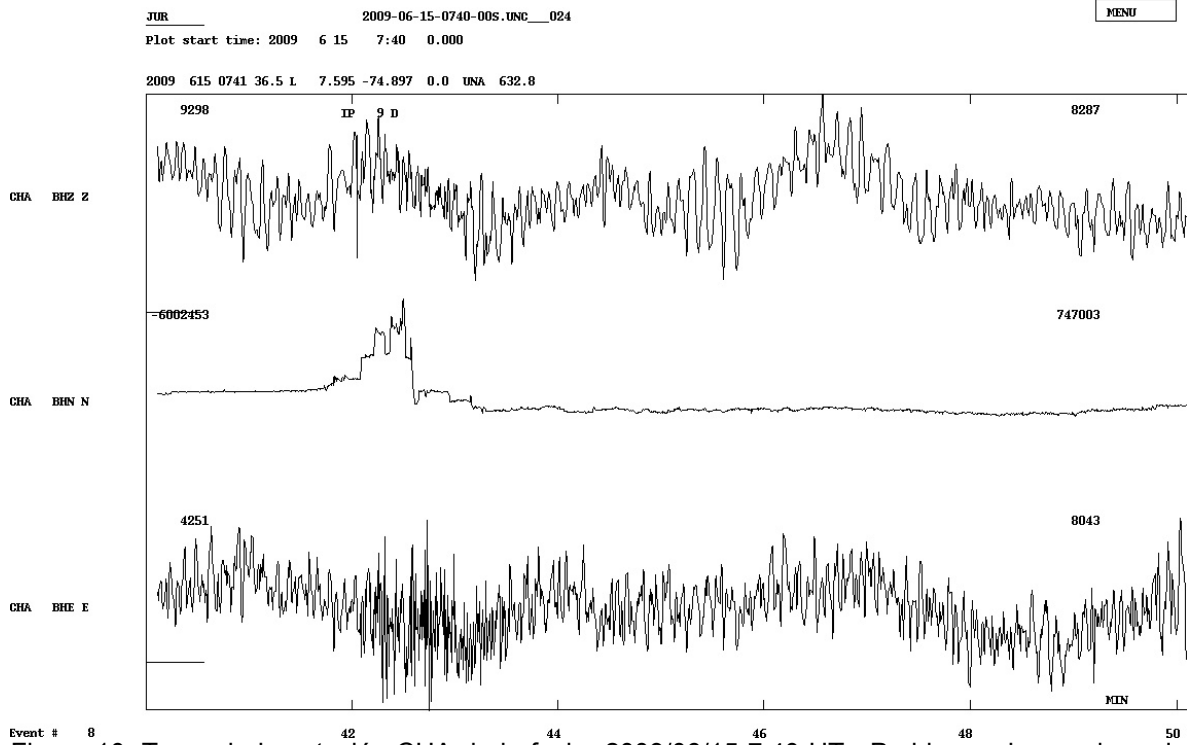


Figura 10: Traza de la estación CHA de la fecha 2009/06/15 7:40 UT. Problema observado en la componente N.

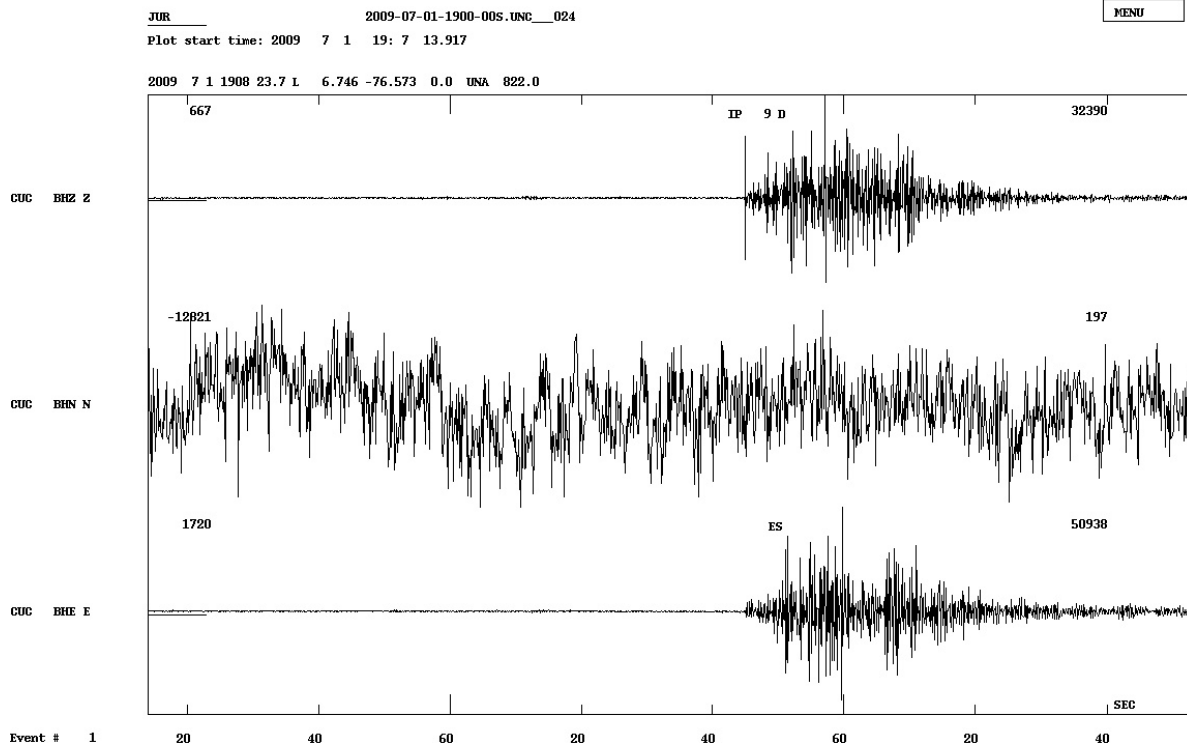


Figura 11: Traza de la estación CUC de la fecha 2009/07/01 19:07 UT. Problema observado en la componente N.

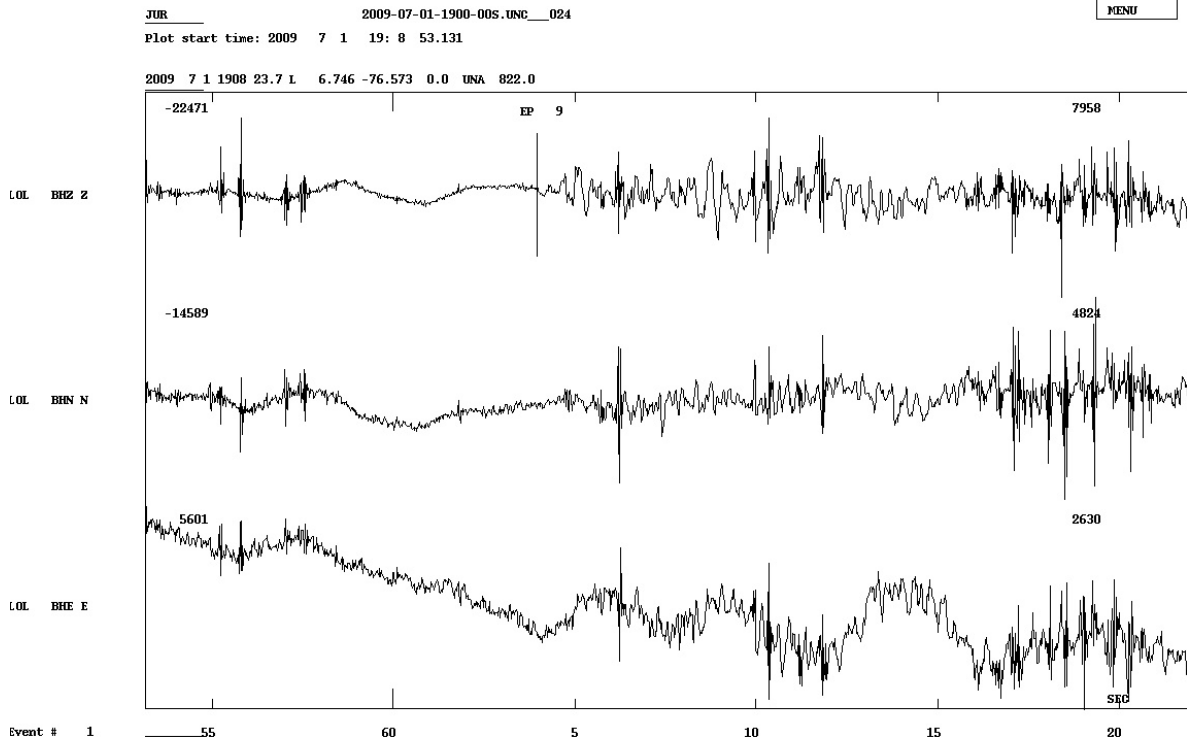


Figura 12: Trazas de la estación LOL en la fecha 2009/07/01 19:08UT. Como se puede observar hay un evento sísmico. Es difícil picar la fase S por el ruido de alta frecuencia que se observa en algunos intervalos de tiempo.

5.4 Sincronía de las estaciones:

Es fundamental que la sincronía de las estaciones deba ser precisa, puesto que la mayor parte del análisis de propagación de ondas sísmicas se realiza a partir de los tiempos de arribo absolutos de las fases de un evento sísmico y en particular de la fase P. En las trazas adquiridas se observó que no hay sincronía entre las estaciones y los errores son apreciables. Por ejemplo, se observa que la estación JUR registró un evento sísmico y aparentemente 5 minutos después este evento es registrado por la estación COC. Esta diferencia de tiempos es mayor a la esperada teniendo en cuenta que la distancia entre las dos estaciones es menor a 25 km (figura 13).

La diferencia de arribos de fase **P** entre dos estaciones se define como la diferencia entre sus tiempos de arribo absolutos. Sea t_{P1} y t_{P2} el tiempo absoluto de arribo de la fase **P** para la estación 1 y 2 respectivamente. Entonces la diferencia de arribos de la fase **P** es:

$$\Delta t_P = t_{P2} - t_{P1} \quad (2)$$

Esta cantidad puede ser fácilmente medible al picar cada arribo de la fase **P** y obtener su diferencia. Si se supone un modelo compuesto de un único medio, el tiempo de arribo de una fase **P** y una fase **S** está dado por (Stein & Wysession, 2003):

$$t_P = \frac{d}{V_P} \quad (3)$$

$$t_S = \frac{d}{V_S} \quad (4)$$

Donde d es la distancia del hipocentro del sismo y la estación. V_P y V_S son las velocidades de las ondas **P** y **S** respectivamente.

Si se asume que la relación de velocidades entre las ondas **P** y **S** es,

$$\frac{V_P}{V_S} = 1.7 \quad (5)$$

Y la velocidad de la onda **P** es $V_P = 4\text{Km/s}$, se obtiene el tiempo de arribo entre las fases **S** y **P**,

$$t_{SP} = t_S - t_P = \frac{1}{5.7}d \quad (6)$$

Por tanto

$$d = 5.7t_{SP} \quad (7)$$

Al reemplazar (7) en (3) y luego en (2), se obtiene,

$$\Delta t_P = 5.7(t_{SP2} - t_{SP1}) \quad (8)$$

El lado derecho de esta ecuación es fácilmente medible, tomando la diferencia de tiempos de arribo entre las fases **S** y **P** de cada estación y luego se halla la diferencia.

Entonces hay dos maneras de medir Δt_P , por medio de la ecuación (2) y la ecuación (8). Al obtenido por el primer método se le llamará $\Delta t_P^{\text{observado}}$ y al obtenido por el segundo método $\Delta t_P^{\text{teórico}}$. La diferencia entre ellos será el error de sincronía entre las estaciones, es decir.

$$\text{error} = \Delta t_{\text{observado}} - \Delta t_{\text{teórico}} \quad (9)$$

Tomando como referencia la estación de JUR se calculó el error de sincronía entre ésta y las demás estaciones. En la Figura 13 se observa gráficamente. Como se puede observar hay tres periodos de tiempo para los cuales hay que tomar consideración. El periodo 1 que inicia desde febrero 15 hasta mayo 8, el periodo 2 desde mayo 9 hasta junio 6 y el periodo 3 desde junio 7 hasta julio 13.

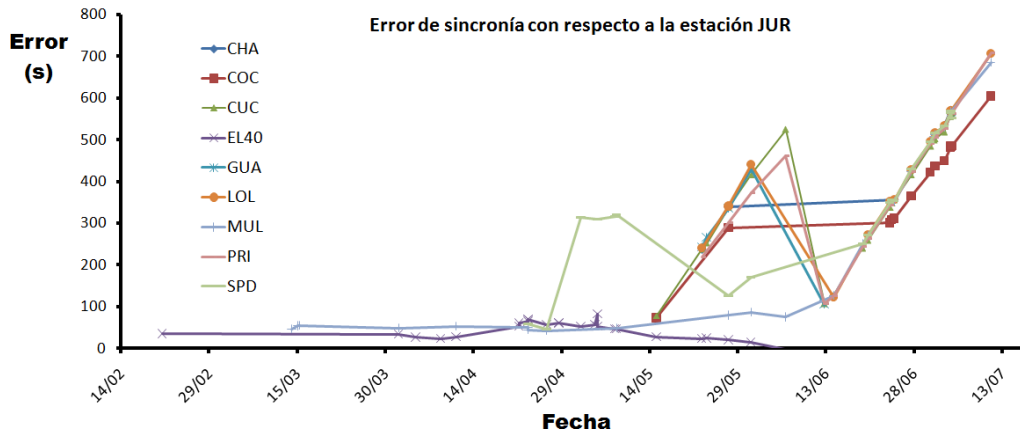


Figura 13: En general nunca hubo sincronía de las estaciones con JUR. Hay tres periodos de tiempo para los cuales las estaciones pierden sincronía con JUR de diferentes formas. Los periodos están separados por las siguientes fechas aproximadamente: febrero 15, mayo 9, junio 7.

Periodo 1

Comprendido entre febrero 15 y mayo 8. Hay pocas estaciones (EL40, MUL, SPD). Para EL40 y MUL el error de sincronía es menor a 100s, mientras que SPD tiene saltos grandes de error en pocos días (**Figura 14**). Para ninguna de estas tres estaciones no se observa alguna tendencia de error.

Periodo 2

Entre Mayo 9 y Junio 6. Además de las estaciones EL40, MUL y SPD entran más estaciones. Se observa tendencia de error lineal para: COC, CUC, LOL, PRI y GUA (**14**). Como se puede observar el error crece de manera diferente para cada una de las estaciones. El intercepto en el eje horizontal es la fecha en la cual cada estación fue sincronizada, esta fecha se encuentra entre el 10 y el 13 de mayo. En la **tabla 6** se observan los resultados de la regresión lineal.

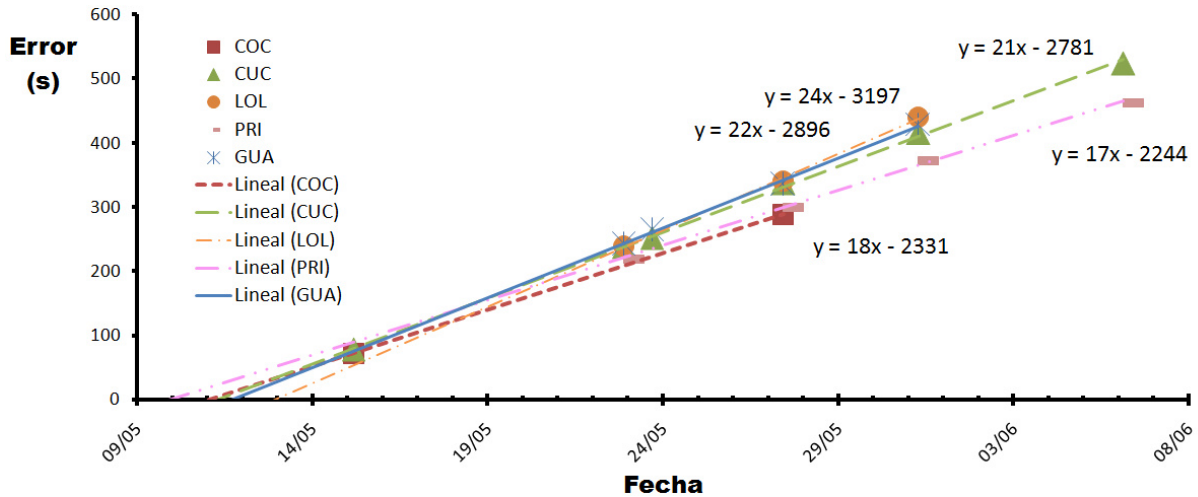


Figura 14 Error de sincronía para el periodo 2 con respecto a JUR. Obsérvese que el error es lineal y aumenta de diferente manera para cada estación, desde 17 hasta 24 segundos por día. El intercepto en el eje horizontal es la fecha en la cual se observa la diferencia de sincronización década estación para aplicar la corrección y eliminar el error en cada estación.

Estación	Día de sincronización	Crecimiento del error s/día
COC	11 de Mayo	18
CUC	11 de Mayo	21
LOL	13 de Mayo	24
PRI	10 de Mayo	17
GUA	12 de Mayo	22
EL40		
MUL	NO SE OBSERVA TENDENCIA	
SPD		

Tabla 6: Día en el cual las estaciones fueron sincronizadas y crecimiento del error de sincronía para el periodo 2, tomando como referencia a JUR.

Periodo 3

Entre junio 7 y julio 13. Para estas fechas se logró hacer el cálculo de error de sincronía de las estaciones del periodo 2 excepto GUA y EL40. Allí se observan dos grupos para los cuales el error aumenta de manera diferente. El grupo 1 lo conforman CHA, CUC, LOL, MUL, PRI y SPD con un error alrededor de 21 segundos por día. Y en el otro grupo está COC con un error de aproximadamente 18 segundos por día. Nótese que las estaciones fueron sincronizadas entre el 7 y el 8 de junio, justo después de terminar el periodo 2 (figura 14). En la figura 15 se observa la tendencia lineal del error de sincronía y en la tabla 7 los resultados obtenidos a partir de la regresión lineal.

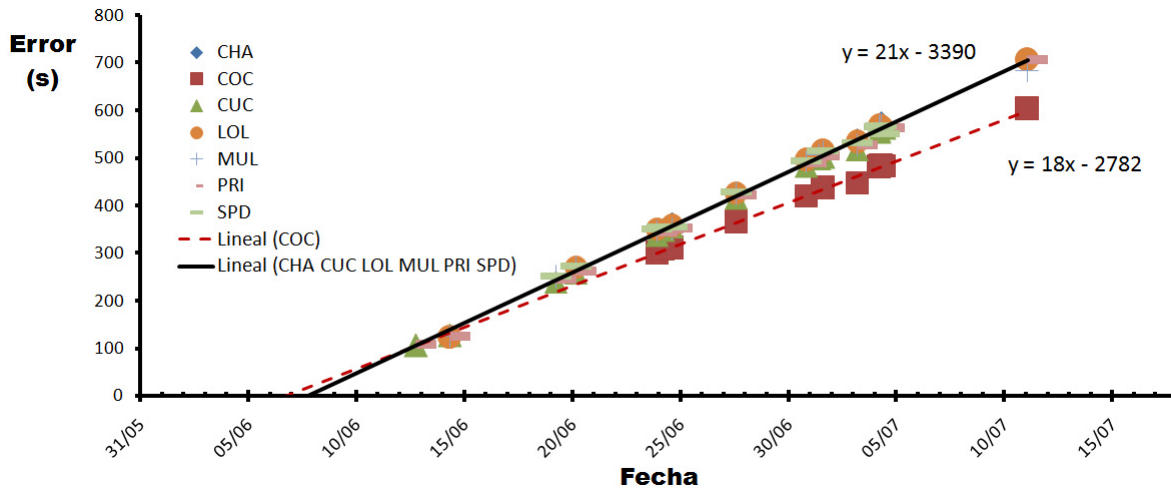


Figura 15: Error de sincronía para el periodo 3 con respecto a JUR. Obsérvese que el error es lineal y hay dos grupos de estaciones para las cuales el error aumenta de manera diferente. En el primer grupo están CHA, CUC, LOL, MUL, PRI y SPD con un error alrededor de 21s por día. En el segundo grupo está COC con un error alrededor de 17s por día. El intercepto en el eje horizontal es la fecha en la cual se sincronizó de manera errónea cada estación.

Estación	Día de sincronización	Crecimiento del error s/día
CHA	8 de Junio	21
CUC		
LOL		
MUL		
PRI		
SPD		
COC	7 de Junio	18

Tabla 7: Día en el cual las estaciones fueron sincronizadas y crecimiento del error de sincronía para el periodo 3, tomando como referencia a JUR.

5.5 Resumen de la reducción de datos sismológicos

- Se realizó un programa para automatizar el cambio de formato ASCII binario-SEISAN para los archivos originales registrados en las estaciones sismológicas
- Con el archivo en un formato convencional se realizó el picado de las fases P y S para las estaciones de la red del presente proyecto con base en las fechas de los eventos sísmicos que fueron por la Red Sismológica Nacional del INGEOMINAS.
- Se identificaron los periodos de registro de cada una de las estaciones y la calidad de la señal.

- Con la información acerca de los tiempos de arribo de las fases P y S se calculó el error de sincronía de cada estación con respecto a JUR. Se identificaron tres periodos de tiempo para los cuales el error se comporta de manera diferente, los cuales están separados por las fechas febrero 15, mayo 9 y junio 7. Con ello el error de sincronías fue corregido
- Se observó que en el periodo 1 no hay una tendencia lineal del error de sincronía, mientras en el periodo 2 y 3 hay una tendencia lineal del error de sincronía entre 17 y 24 segundos por día dependiendo del periodo y la estación. Además se calculó la fecha en la cual estuvieron sincronizadas las estaciones. Para el periodo 2 estuvo entre el 10 y el 13 de mayo, mientras que para el periodo 3 estuvo entre el 7 y el 8 de junio.
- Para las estaciones que muestran tendencia lineal del error de sincronía, se reparó el error en tiempo desde mayo 10 hasta julio 13.
- Se identificó la causa del error de sincronía, el cual fue causado por un deficiente ajuste en tiempo de los sistemas de GPS de las estaciones sismológicas al comienzo de cada periodo, debido a la nubosidad que afectó la detección de los satélites y con ello la precisión en la determinación del tiempo de sincronización.

5.6 Selección de Sismos:

Con base en los sismos detectados en la región de Urabá por Red Sismológica Nacional de INGEOMINAS, se procedió a su identificación posteriormente en los datos de la Red Sismológica implementada durante este proyecto. En la consulta del catálogo de los sismos en la base de datos de INGEOMINAS la búsqueda se la realizó dentro de la siguiente área y en las siguientes fechas indicadas:

Base or file name	: OPERA
Start time	: 20090219
End time	: 20090720
Minimum number of stations	: 0
Maximum number of stations	: 999
Minimum latitude	: 7.000
Maximum latitude	: 10.000
Minimum longitude	: -78.000
Maximum longitude	: -76.000

Esta consulta proporcionó como resultado los 46 sismos relacionados en la **Tabla 8**. Con base en esta información se procedió a buscar los sismos en la base de datos de la Red sismológica implementada por la Universidad Nacional, realizando la conversión de la localización de las estaciones de coordenadas planas cartesianas a coordenadas geográficas para facilitar la comparación, así (**tabla 9**):

La configuración de las Red Sismológica de Urabá ha permitido obtener un buen cubrimiento para registrar los eventos sísmicos dentro del área de estudio. Como resultado se logró identificar los sismos en los cuales la Red Sismológica Nacional de INGEOMINAS reportó eventos y se identificaron otros eventos en fechas diferentes (**tabla 10, figuras 16, 17, 18^a, 18b y 18c**). Las trazas que contienen eventos sísmicos dentro de la Red Sismológica de la Universidad Nacional de Colombia son:

N o	FECHA					POSICIÓN			Mw	UBICACIÓN GEOGRÁFICA	
	Año	Mes	Día	Hora	Min	Lon	Lat	Prof.		Municipio	Departamento
1	2009	02	06	04	29	-76.072	07.381	000.0	1.8	ITUANGO	ANTIOQUIA
2	2009	02	17	07	28	-77.608	08.860	064.0	2.7	ACANDI	CHOCO
3	2009	02	19	05	35	-77.436	07.626	004.0	2.1	RIOSUCIO	CHOCO
4	2009	02	20	07	09	-77.692	07.045	000.0	1.8	JURADO	CHOCO
5	2009	02	20	23	11	-76.619	07.206	027.2	2.0	MUTATA	ANTIOQUIA
6	2009	03	15	02	10	-77.389	07.679	006.0	2.5	RIOSUCIO	CHOCO
7	2009	03	16	00	08	-76.788	07.318	006.0	3.0	MURINDO	ANTIOQUIA
8	2009	03	16	09	38	-76.796	07.275	005.3	2.2	MURINDO	ANTIOQUIA
9	2009	04	02	07	27	-76.510	07.768	012.8	1.6	CAREPA	ANTIOQUIA
10	2009	04	05	04	17	-77.090	07.438	000.0	1.9	RIOSUCIO	CHOCO
11	2009	04	09	11	25	-77.198	07.250	000.0	1.8	RIOSUCIO	CHOCO
12	2009	04	12	01	57	-76.377	07.279	004.0	1.9	MUTATA	ANTIOQUIA
13	2009	04	22	07	51	-76.414	07.014	000.0	2.0	DABEIBA	ANTIOQUIA
14	2009	04	22	17	47	-76.935	07.657	002.0	4.0	CHIGORODO	ANTIOQUIA
15	2009	04	24	07	38	-76.027	07.063	000.0	2.1	PEQUE	ANTIOQUIA
16	2009	04	27	11	38	-77.413	08.830	004.1	3.0	CARIBE	
17	2009	04	29	13	13	-76.243	07.186	000.0	1.8	DABEIBA	ANTIOQUIA
18	2009	05	03	07	08	-77.308	08.536	000.9	2.0	ACANDI	CHOCO
19	2009	05	05	17	11	-76.213	07.141	004.7	1.8	DABEIBA	ANTIOQUIA
20	2009	05	06	03	49	-76.196	08.414	023.0	2.2	VALENCIA	CORDOBA
21	2009	05	09	02	17	-77.105	08.033	004.0	1.3	UNGUIA	CHOCO
22	2009	05	09	08	44	-77.343	07.459	040.2	2.2	RIOSUCIO	CHOCO
23	2009	05	16	03	43	-77.762	08.791	010.0	3.2	ACANDI	CHOCO
24	2009	05	23	20	48	-77.426	08.891	032.1	2.6	ACANDI	CHOCO
25	2009	05	24	16	25	-76.289	07.001	000.7	1.9	PEQUE	ANTIOQUIA
26	2009	05	24	16	31	-76.277	07.009	001.2	2.8	DABEIBA	ANTIOQUIA
27	2009	05	28	10	23	-77.306	08.655	017.6	3.1	ACANDI	CHOCO
28	2009	05	29	21	16	-76.359	07.233	030.5	2.5	MUTATA	ANTIOQUIA
29	2009	06	01	06	36	-77.105	07.230	007.7	1.8	RIOSUCIO	CHOCO
30	2009	06	07	03	09	-76.755	07.034	004.0	2.5	MURINDO	ANTIOQUIA
31	2009	06	13	17	47	-76.266	07.077	000.0	2.2	DABEIBA	ANTIOQUIA
32	2009	06	15	07	41	-76.763	08.831	016.5	2.1	SAN JUAN	ANTIOQUIA
33	2009	06	20	05	05	-76.889	07.030	011.1	2.4	MURINDO	ANTIOQUIA
34	2009	06	21	03	37	-76.966	07.157	011.7	1.5	MURINDO	ANTIOQUIA
35	2009	06	24	21	34	-77.055	07.180	008.8	2.0	RIOSUCIO	CHOCO
36	2009	06	25	04	52	-76.198	07.177	018.8	1.9	DABEIBA	ANTIOQUIA
37	2009	06	25	14	16	-76.797	07.774	000.0	3.1	CAREPA	ANTIOQUIA
38	2009	06	28	13	27	-76.967	07.306	011.1	2.6	RIOSUCIO	CHOCO
39	2009	07	01	19	08	-77.118	07.210	014.0	2.3	RIOSUCIO	CHOCO
40	2009	07	02	10	20	-77.330	07.094	009.3	3.6	MURINDO	ANTIOQUIA
41	2009	07	02	14	47	-77.312	07.035	010.0	2.4	RIOSUCIO	CHOCO
42	2009	07	04	04	04	-76.734	07.122	021.6	2.4	MURINDO	ANTIOQUIA
43	2009	07	05	04	30	-77.246	07.314	000.0	3.2	RIOSUCIO	CHOCO
44	2009	07	05	07	05	-77.111	07.213	007.7	2.2	RIOSUCIO	CHOCO
45	2009	07	05	10	53	-77.715	08.714	055.6	2.9	ACANDI	CHOCO

46	2009	07	12	01	25	-77.445	08.891	040.3	2.7	ACANDI	CHOCO
47	2009	07	18	02	52	-76.464	07.003	000.0	2.9	DABEIBA	ANTIOQUIA
48	2009	07	19	10	05	-77.354	09.044	039.8	2.6	ACANDI	CHOCO
49	2009	07	20	09	30	-77.497	07.976	000.0	2.1	UNGUIA	CHOCO
50	2009	07	20	09	31	-77.428	07.806	030.2	2.1	UNGUIA	CHOCO
51	2009	07	21	05	15	-76.132	07.242	028.0	1.7	DABEIBA	ANTIOQUIA
52	2009	07	21	20	46	-76.464	07.173	004.2	1.7	MUTATA	ANTIOQUIA
53	2009	07	23	01	49	-76.247	07.158	028.2	2.9	DABEIBA	ANTIOQUIA
54	2009	07	27	06	04	-76.680	07.027	003.7	2.4	MURINDO	ANTIOQUIA
55	2009	07	28	05	14	-77.117	07.117	009.8	2.8	RIOSUCIO	CHOCO
56	2009	08	09	04	43	-76.988	07.317	012.1	2.7	RIOSUCIO	CHOCO
57	2009	08	15	01	07	-77.809	07.233	004.0	3.3	JURADO	CHOCO
58	2009	08	15	06	34	-76.235	07.212	000.2	1.9	DABEIBA	ANTIOQUIA
59	2009	08	16	08	17	-77.100	07.065	011.7	2.0	MURINDO	ANTIOQUIA
60	2009	08	18	17	51	-77.630	07.043	008.0	2.3	JURADO	CHOCO
61	2009	08	20	10	17	-76.301	08.494	032.0	3.2	SAN PEDRO	ANTIOQUIA
62	2009	08	20	23	37	-76.049	07.156	000.0	1.7	PEQUE	ANTIOQUIA
63	2009	08	21	07	45	-76.219	07.197	000.0	1.3	DABEIBA	ANTIOQUIA
64	2009	08	24	12	05	-77.073	07.121	013.0	2.9	RIOSUCIO	CHOCO
65	2009	08	28	01	42	-76.842	07.132	006.2	1.9	MURINDO	ANTIOQUIA
66	2009	08	29	22	47	-76.038	07.105	012.6	2.1	PEQUE	ANTIOQUIA
67	2009	09	03	03	56	-77.115	07.334	020.0	2.2	RIOSUCIO	CHOCO
68	2009	09	03	10	07	-76.739	07.112	004.0	2.5	MURINDO	ANTIOQUIA
69	2009	09	07	04	20	-77.013	07.232	008.1	2.1	RIOSUCIO	CHOCO
70	2009	09	10	06	29	-77.094	08.587	017.6	3.1	ACANDI	CHOCO
71	2009	09	11	23	17	-77.279	07.899	004.0	2.9	UNGUIA	CHOCO
72	2009	09	12	03	01	-76.882	09.086	024.0	2.5	SAN JUAN	ANTIOQUIA
73	2009	09	30	05	59	-77.750	09.323	040.1	2.9	ACANDI	CHOCO

Tabla 8. Sismos registrados por la Red Sismológica Nacional de INGEOMINAS durante el periodo de monitoreo incluyendo año, mes, día, hora, intensidad, Municipio y Departamento.

No	ESTACIÓN	ABREVIATURA	POSICIÓN		
			Longitud (°)	Latitud (°)	Altura (m)
1	Changas	CHA	-76.569	7.365	191
2	Cocos	COC	-76.331	7.320	104
3	Cuchillo	CUC	-76.208	8.155	71
4	El 40	EL40	-76.336	8.083	125
5	Guajira	GUA	-76.344	8.329	104
6	Jurado	JUR	-76.379	7.411	129
7	Loma Linda	LOL	-76.052	8.068	149
8	Mulatos	MUL	-76.211	8.260	531
9	Necoclí	NEC	-76.473	8.258	50
10	Primavera	PRI	-76.359	7.532	122
11	San Juan	SJN	INFORMACION EN PROCESO		
12	San Pedro	SPD	-76.521	7.652	292

Tabla 9. Localización de las estaciones de red de monitoreo activas entre febrero a julio de 2009, durante los periodos 1 y 2 de monitoreo incluyendo nombre, nomenclatura, ubicación en coordenadas geográficas y altura.

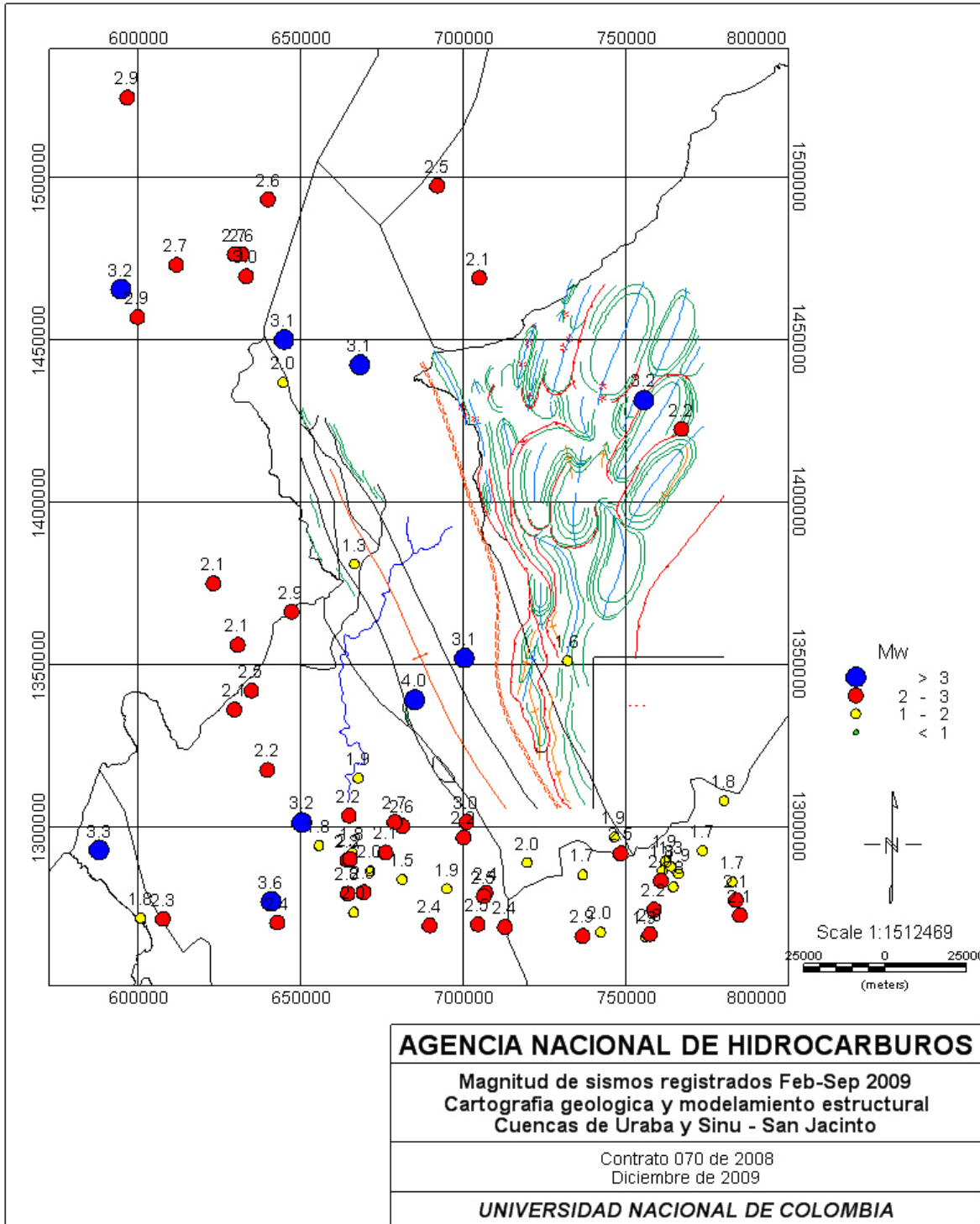


Figura 16. Distribución espacial de los eventos sísmicos registrados por la Red Sismológica de Urabá, con mayor concentración hacia el área del Chocó y al sur de Golfo de Urabá. Son escasos los sismos localizados en las cuencas de Sinú- San Jacinto

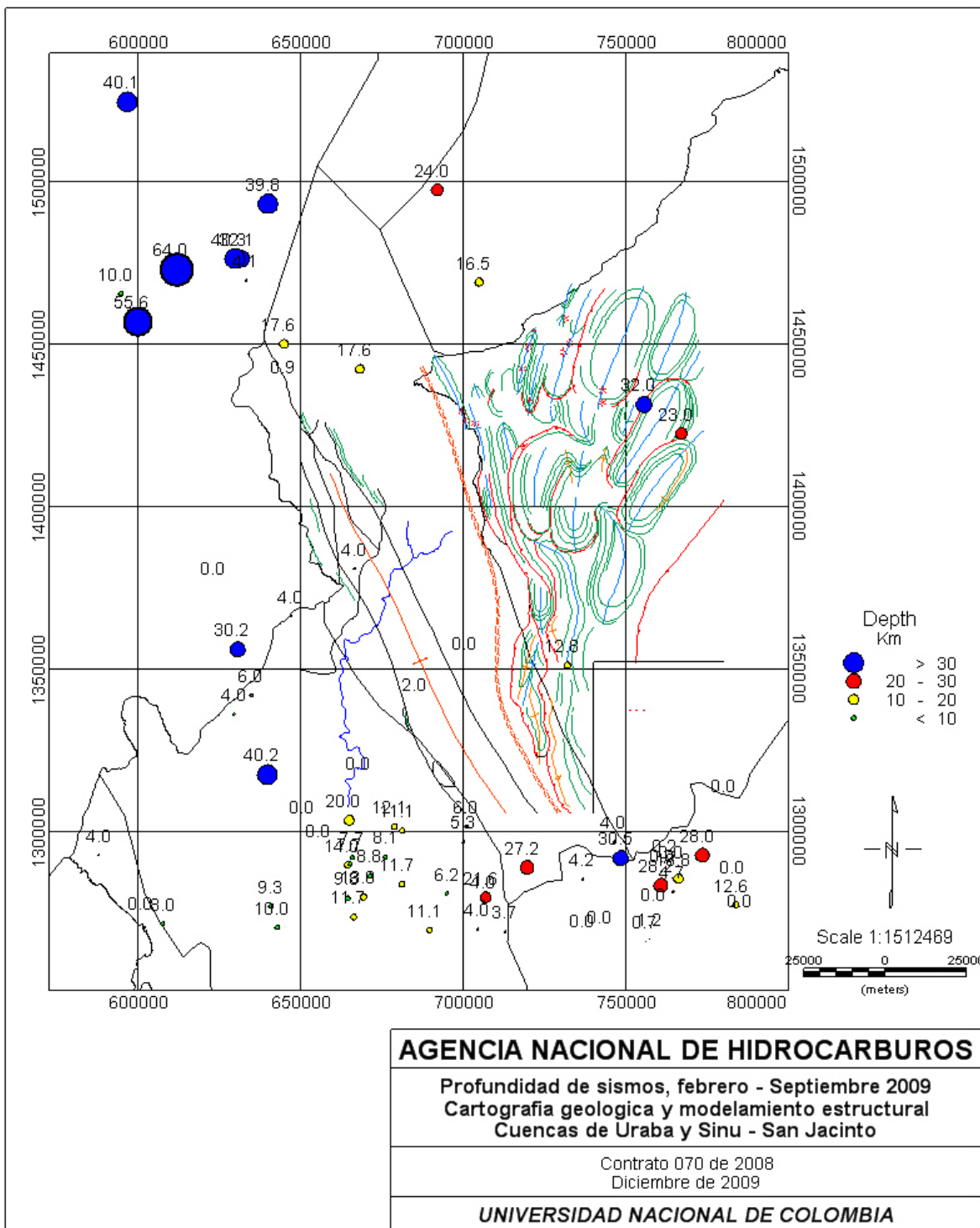


Figura 17. Profundidad de los eventos sísmicos registrados por la Red Sismológica de Urabá, con sismos más profundos en el Mar Caribe. En la región sur predominan los sismos más someros

No	Fecha	No	Fecha
1	2009-02-20-0700-00S	37	2009-05-24-1620-00S
2	2009-02-20-2310-00S	38	2009-05-24-1630-00S2
3	2009-03-15-0200-00S	39	2009-05-24-1630-00S
4	2009-03-16-0000-00S	40	2009-05-28-1010-00S
5	2009-03-16-0930-00S	41	2009-06-01-0620-00S2
6	2009-03-16-0940-00S	42	2009-06-01-0620-00S3
7	2009-04-02-0710-00S	43	2009-06-01-0620-00S
8	2009-04-05-0400-00S	44	2009-06-01-0640-00S
9	2009-04-09-1110-00S	45	2009-06-07-0300-00S
10	2009-04-12-0140-00S	46	2009-06-13-1730-00S
11	2009-04-22-0740-00S	47	2009-06-13-1740-00S
12	2009-04-22-0750-00S	48	2009-06-15-0740-00S
13	2009-04-22-1740-00S	49	2009-06-20-0500-00S
14	2009-04-22-1750-00S2	50	2009-06-21-0330-00S
15	2009-04-22-1750-00S	51	2009-06-24-2120-00S2
16	2009-04-24-0720-00S	52	2009-06-24-2120-00S
17	2009-04-24-0730-00S	53	2009-06-25-0440-00S2
18	2009-04-24-0740-00S	54	2009-06-25-0440-00S
19	2009-04-27-1130-00S	55	2009-06-25-1400-00S
20	2009-04-29-1300-00S	56	2009-06-25-1410-00S
21	2009-04-29-1320-00S	57	2009-06-28-1320-00S
22	2009-05-03-0700-00S	58	2009-07-01-1900-00S
23	2009-05-05-1700-00S	59	2009-07-02-1010-00S
24	2009-05-06-0330-00S	60	2009-07-02-1020-00S
25	2009-05-06-0340-00S	61	2009-07-02-1030-00S2
26	2009-05-09-0200-00S2	62	2009-07-02-1030-00S3
27	2009-05-09-0200-00S	63	2009-07-02-1030-00S
28	2009-05-09-0830-00S	64	2009-07-02-1430-00S
29	2009-05-16-0330-00S	65	2009-07-04-0350-00S
30	2009-05-16-0340-00S	66	2009-07-05-0420-00S
31	2009-05-23-2040-00S	67	2009-07-05-0430-00S
32	2009-05-24-1610-00S2	68	2009-07-05-0650-00S2
33	2009-05-24-1610-00S	69	2009-07-05-0650-00S
34	2009-05-24-1620-00S2	70	2009-07-05-1040-00S
35	2009-05-24-1620-00S3	71	2009-07-12-0110-00S
36	2009-05-24-1620-00S4	72	2009-07-19-1000-10S

Tabla 10. Eventos sísmicos registrados por la Red Sismológica de la Universidad Nacional de Colombia durante el periodo de monitoreo entre los meses de febrero a julio de 2009.

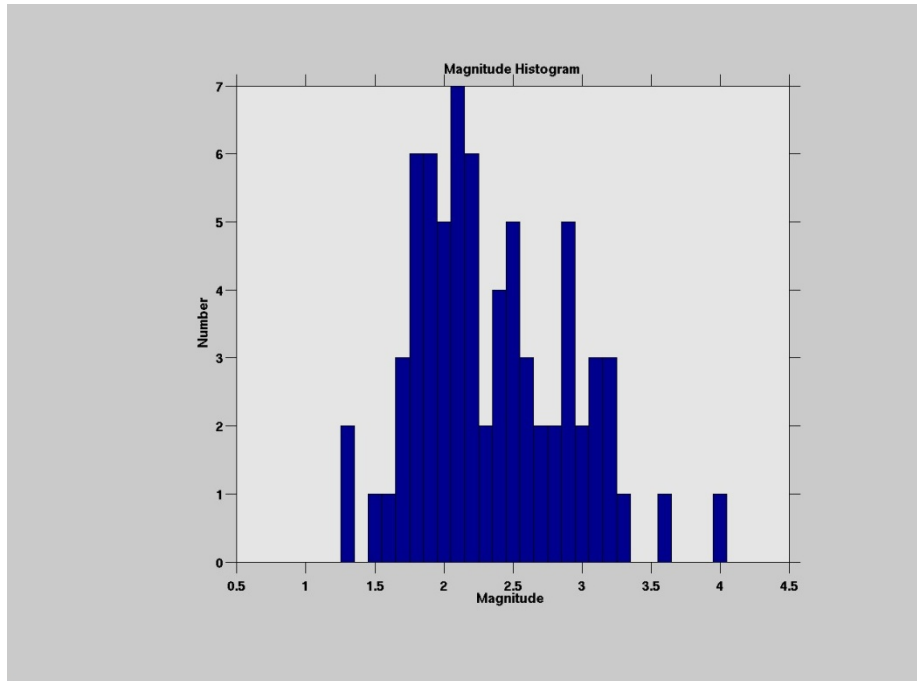


Figura 18 (a) Histograma de magnitudes de los eventos sísmicos registrados por la Red Sismológica de Urabá. La mayoría de sismos tiene magnitudes entre 1.5 a 3.4 en la escala de Richter

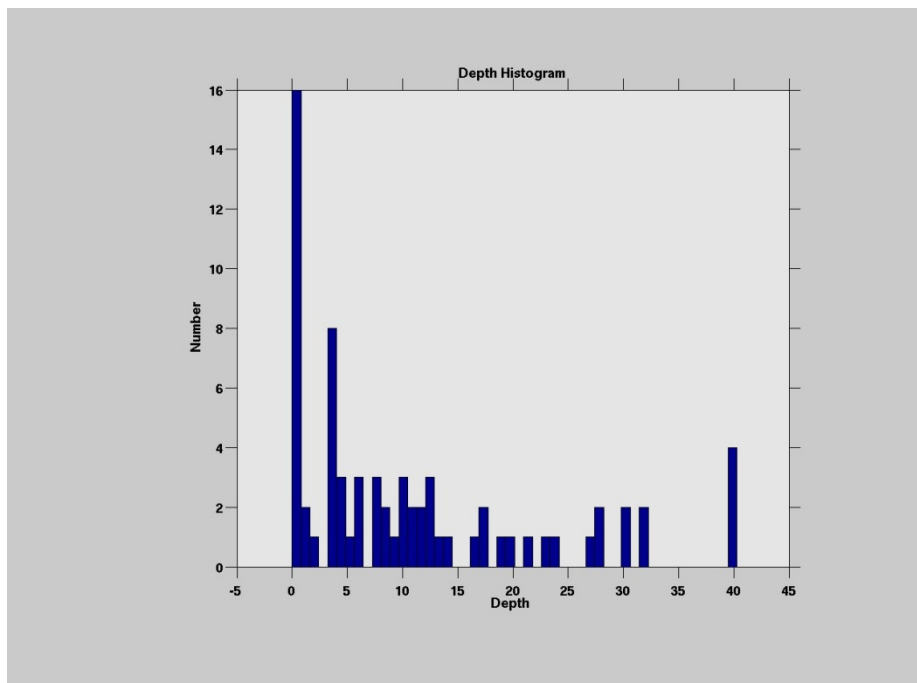


Figura 18 (b) Histograma de profundidades de los sismos usados para el presente trabajo. Se aprecia que los sismos están comprendidos en profundidades de hasta 40 Km.

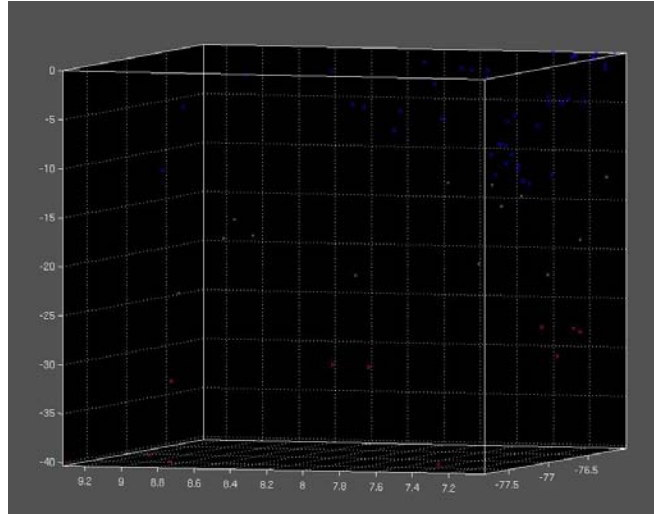


Figura 18 (c). Vista en tres dimensiones de la distribución de los eventos sísmicos registrados por la Red Sismológica de Urabá indicando sismos hasta 10 Km con color azul, de 10 Km a 25 Km con color verde y de 25 Km hasta 40 Km en color rojo.

A continuación se muestra un ejemplo de las trazas de un evento sísmico (figura 19):

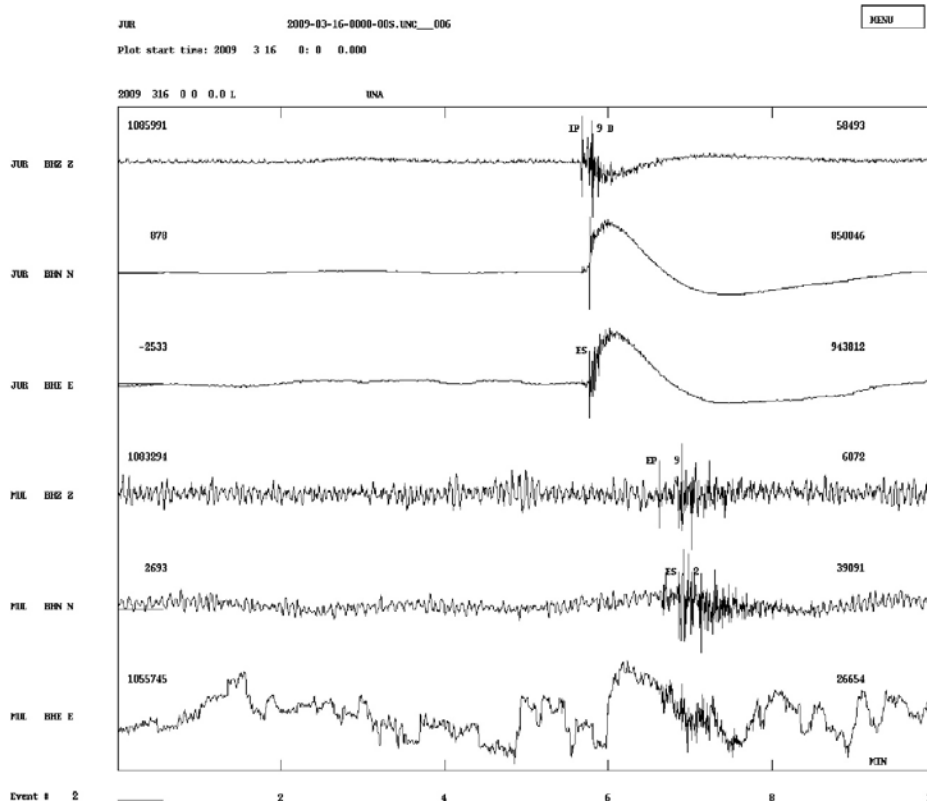


Figura 19. Ejemplo de registro sísmico. En la parte superior aparece el nombre de la traza con inicio el mes 3, en el día 16 a las 00 horas; la duración de la trazas es de 10 minutos (eje horizontal). Se ven separadas por cada componente de cada estación, por ejemplo JUR BHZ (componente vertical de la estación Jurado), JUR BHN N (componente norte de la estación Jurado)

En la **figura 20** se aprecia como muchas de las señales contenidas en las trazas están contaminadas de ruido en altas y bajas frecuencias. Por ejemplo, en la estación de Jurado el sismo se ve de una manera clara, lo que permite la identificación los arribos de las ondas P y S; en cambio, en la estación de Mulatos se observa una contaminación que hace que la identificación de los primeros arribos sea más complicada y menos confiable.

En varios casos, se optó por colocar un filtro solamente para la mejor visualización de las trazas, lo cual está indicado en la parte superior de la traza. Sin embargo, la identificación de primeros arribos siempre se realizó sin la aplicación de filtros para evitar incurrir en errores.

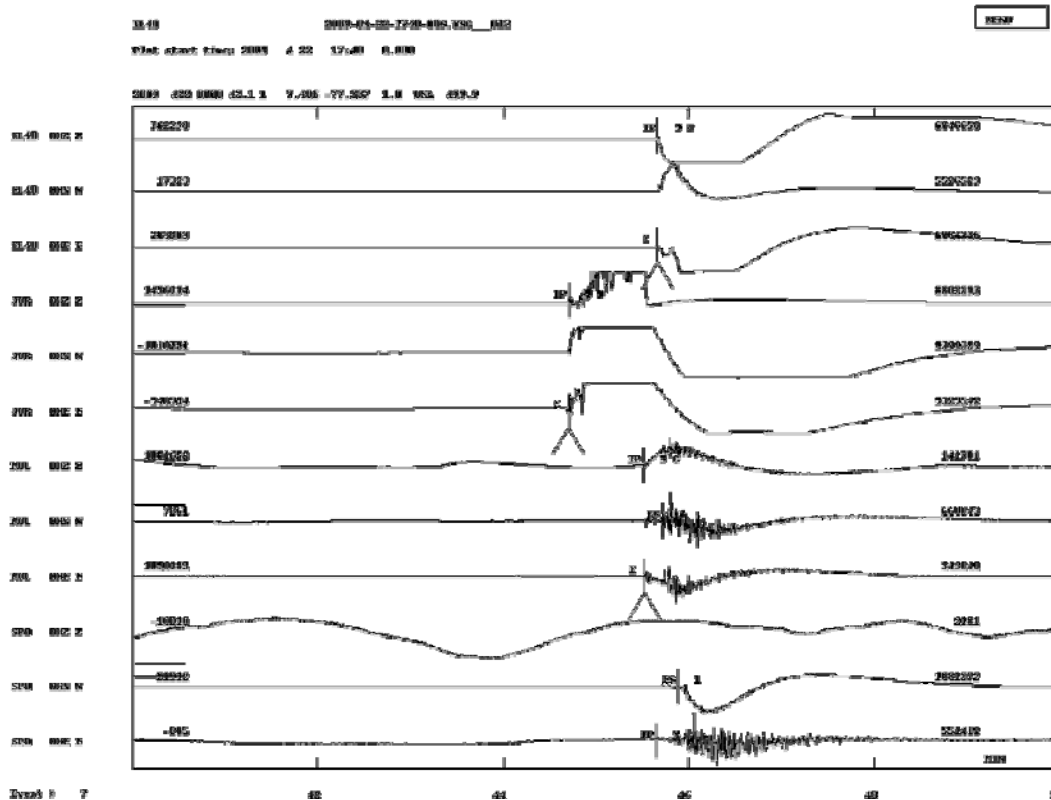


Figura 20 Señales contenidas en las trazas están contaminadas de ruido en altas y bajas frecuencias

5.7 Modelo de Inversión Sismológico

La tomografía sísmica permite reconstruir una imagen de la estructura interna de la Tierra a partir de la lectura de los tiempos de trayecto de unas ondas sísmicas que se propagan en el medio. Este procedimiento ha permitido conocer la topografía de las diferentes unidades geodinámicas de la tierra, llegando a obtenerse por ejemplo, un perfil topográfico de la superficie del núcleo de la tierra.

Para realizar este procedimiento, primero se realizó la localización de los sismos considerando el tiempo transcurrido entre los arribos de las ondas S-P. Se utilizaron los tiempos S-P, y no solo los arribos de P; debido a que las estaciones estaban sin sincronía en el tiempo; simultáneamente, además de las estaciones de la Universidad Nacional, se utilizaron cuatro estaciones de INGEOMINAS que son Dabeiba, Solano, Capurganá y Santa Helena, ya que con estas estaciones se obtiene un mejor cubrimiento de la zona, mejorando la certeza en la ubicación de los sismos del área, además se usan como referencia del tiempo de llegada de las ondas P. Se intentó localizar los eventos sísmicos con el programa SEISAN pero no fue viable debido al desfase en tiempo de las estaciones; las ubicaciones obtenidas por este programa muestran errores RMS demasiado grandes (**figura 21**). El proceso se inicia tomando un modelo simple, adoptando una sola capa plana, homogénea e isotrópica, entonces:

Tp: Tiempo de arribo de la onda P (seg).

Ts: Tiempo de arribo de la onda S (seg).

D= distancia (Km).

$$T_p = d / V_p \quad , \quad T_s = d / V_s$$

$$T_s - T_p = d (1/V_s - 1/V_p); \quad V_s = V_p / \sqrt{3} \quad (\text{Stein, 2001})$$

$$T_s - T_p = d \left(\frac{1}{V_p/\sqrt{3}} - \frac{1}{V_p} \right)$$

$$T_s - T_p = \frac{d}{V_p} (\sqrt{3}-1) \quad d = \left(\frac{T_s - T_p}{\sqrt{3}-1} \right) V_p$$

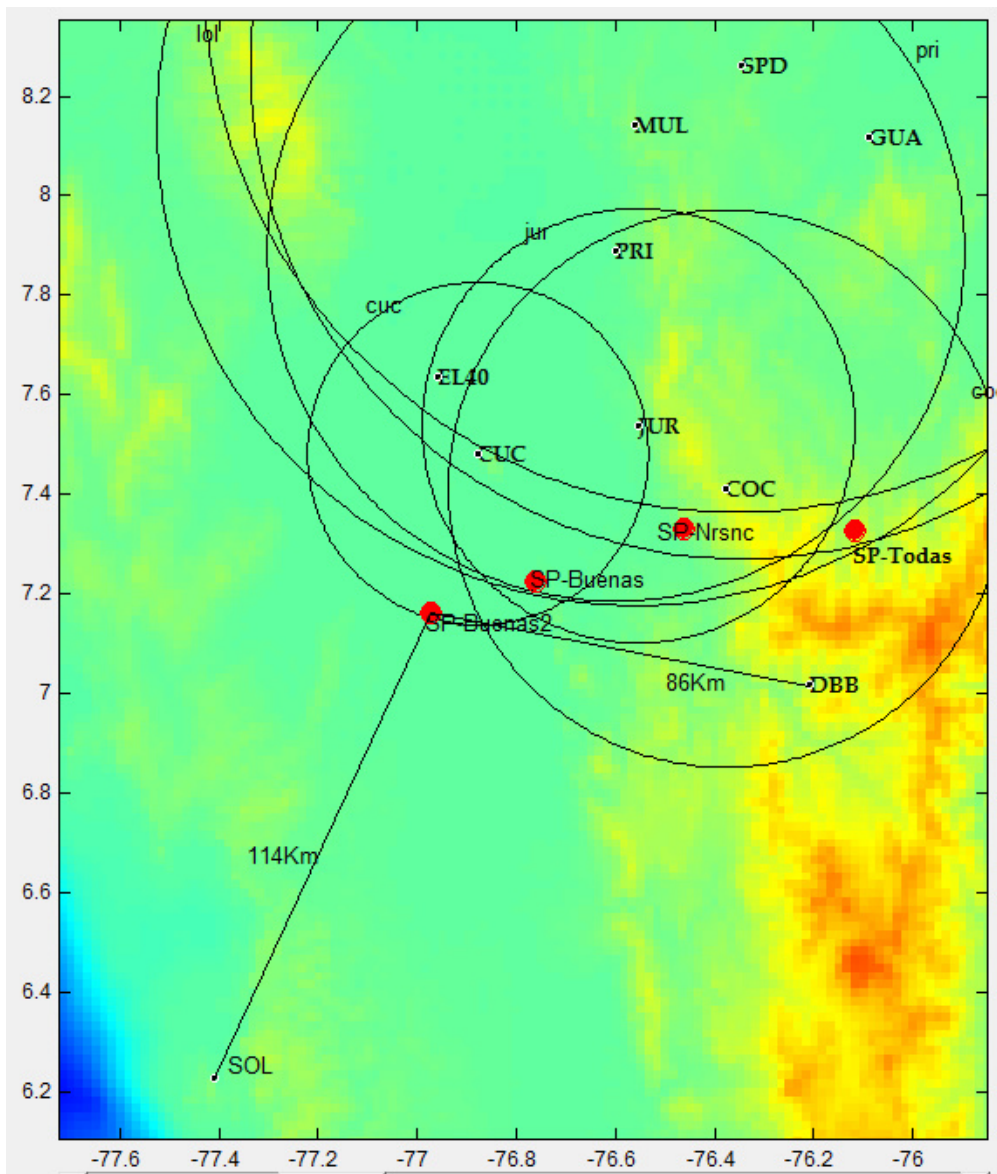


Figura 21. Ejemplo de dispersión en la localización de un evento sísmico con el programa SEISAN, Las soluciones obtenidas son representadas por los círculos rojos.

El modelo anterior se simplifica adoptando una sola capa plana, homogénea e isotrópica, entonces, el primer modelo de velocidad usado corresponde a una capa plana con velocidad de 4 Km./seg. Con esta fórmula de distancia se calcularon los radios correspondientes a cada estación y se graficaron los círculos, que indican un área en donde fue posible la ocurrencia el sismo; el encontrar la intersección de áreas de varias estaciones se encuentra la zona de ocurrencia más probable para el evento.

Se obtuvo varias localizaciones como se aprecia en la **figura 21**, el evento marcado con SP-Todas corresponde a un sismo en el cual se utilizaron los tiempos S-P de las estaciones de la Universidad Nacional y las estaciones mencionadas de INGEOMINAS. SP-NRSNC corresponde a un evento en el que se utilizaron los tiempos S-P de sólo las estaciones de la Universidad Nacional. El evento marcado con P-Buenas corresponde a un sismo en el cual se utilizaron los mejores (más claros y con mayor certeza) arribos de la onda P en las estaciones de la Universidad Nacional e INGEOMINAS. SP-Buenas2 corresponde al uso del tiempo S-P en las estaciones de la Universidad Nacional e INGEOMINAS.

Como se puede apreciar, se obtuvo diferentes localizaciones para un mismo evento; los errores RMS para cada localización reportados por el programa fueron demasiado altos, implicando la poca confiabilidad en el proceso debido a la mala calidad en el tiempo de la información suministrada, además utiliza un método unidimensional para encontrar la velocidad de una capa plana.

Por esta razón se decidió realizar un modelo propio de inversión sísmológica adoptando el propuesto en Stein, 2002. El problema se plantea como $\mathbf{d}=\mathbf{A}(\mathbf{m})$, o $\mathbf{d}_i=\mathbf{A}(\mathbf{m}_i)$, mostrando como los vectores que contienen los datos de arribo de las estaciones, se pueden calcular partiendo de un modelo asumido inicialmente compuesto por la localización y tiempo de origen de la fuente.

$$\mathbf{m}=(\mathbf{x},\mathbf{y},\mathbf{z},\mathbf{t})$$

El vector modelo consiste de cantidades físicamente diferentes: tres coordenadas espaciales y un origen de tiempo. Debido a que los datos y los modelos son vectores, las relaciones entre ellos se puede escribir en términos de cualquiera de los vectores ($\mathbf{d}=\mathbf{A}(\mathbf{m})$) o de sus componentes ($\mathbf{d}_i=\mathbf{A}(\mathbf{m}_i)$).

El problema inverso se plantea como: tomados los tiempos de arribo observados, hay que encontrar un modelo que se ajuste a ellos. Para esto, se debe iniciar con un modelo inicial **mo** el cual es un estimado de un modelo con el cual se cree que se encontraría una solución cercana a la realidad.

El modelo inicial predice que podríamos tener datos observados $d_{io}=A(m_{oj})$; estos datos predichos no son los observados actualmente, por lo tanto se introducen cambios en el modelo inicial:

$$m_j = m_{oj} + \Delta m_j$$

que puede predecir datos cercanos a los observados. En general, los datos no dependen linealmente en los parámetros del modelo, así que se puede linealizar el problema expandiendo en una serie de Taylor y reescribir la ecuación en términos de la diferencia de los datos observados y los datos predichos,

$G_{ij} = \partial d_i / \partial m_j$, entonces las ecuaciones son:

$$\Delta d = G \Delta m, \quad \Delta d_i = \sum_j G_{ij} \Delta m_j$$

La ecuación anterior es una ecuación matriz-vector que representa un sistema simultáneo de ecuaciones lineales. Para solucionarlo se introduce un cambio en el modelo Δm que, para cuando se multiplique por la matriz conocida de derivadas parciales G , tome el cambio requerido en los datos Δd . Este es el problema inverso.

Comúnmente, se tienen tiempos de arribo observados de varias estaciones sismológicas, y se soluciona solo para cuatro parámetros de modelo. En la notación de la ecuación inmediatamente anterior, j los rangos de j son de 1 a 4, los rangos de i van de 1 a n , en donde n es mucho más grande que 4. Debido a que cada tiempo de arribo corresponde a una ecuación, y cada parámetro de modelo corresponde a una incógnita, G es un número de filas igual al número de tiempos de arribo observados, y el número de columnas es igual al número de parámetros del modelo. Como hay más ecuaciones (n) que incógnitas (4), G tiene más filas que columnas, y la ecuación se reescribe así:

$$\begin{bmatrix} \Delta d1 \\ \Delta d2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \Delta dn \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G11 & G12 & G13 & G14 \\ G21 & G22 & G23 & G24 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ Gn1 & Gn2 & Gn3 & Gn4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta m1 \\ \Delta m2 \\ \Delta m3 \\ \Delta m4 \end{bmatrix}$$

El algoritmo se diseñó para que itere hasta que encuentre la mejor localización, mediante la comparación de los errores por el método de mínimos cuadrados; también encuentra la velocidad de la capa para esa ubicación de manera análoga; además se hizo para varias capas y geometrías.

En la siguiente figura se muestra un primer modelo idealizando una sola capa plana, homogénea e isotrópica; las condiciones de entrada fueron las siguientes:

Modelo inicial:

5	Número de variables
-300	x (Km)
-200	y (Km)
40	z (Km)
18362	tiempo (tiempo de ocurrencia del evento en seg)
3	velocidad (Km/seg)

Se probaron diferentes configuraciones de condiciones iniciales, variando considerablemente la ubicación y la velocidad de la capa, se comprobó la estabilidad del modelo a través de la convergencia de resultados hacia los mismos resultados. El modelo de inversión se validó con datos sintéticos suministrados en Stein, 2001.

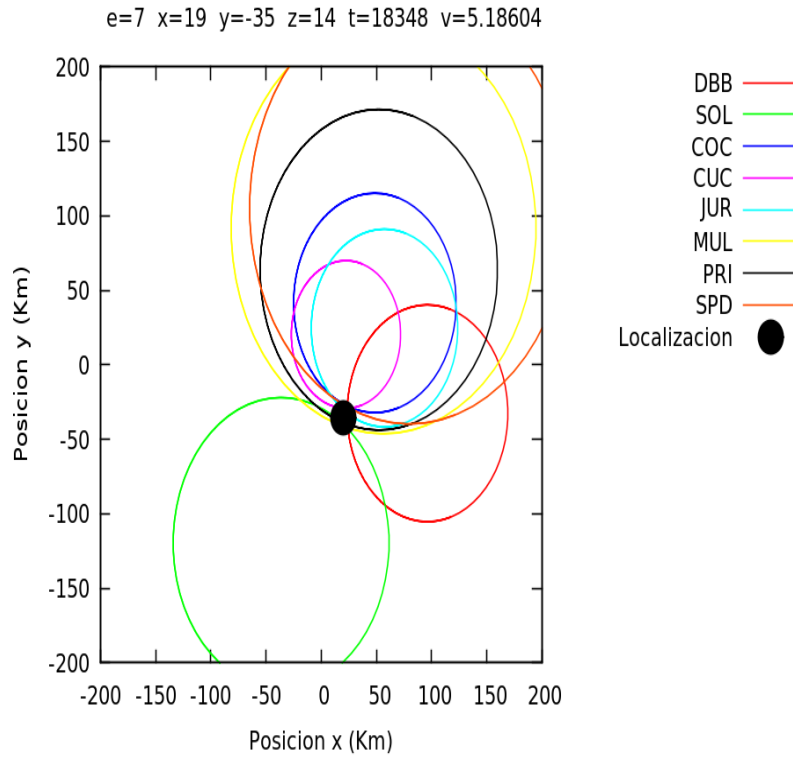


Figura 22. Solución de ubicación de evento sísmico utilizando el método propuesto por Stein, 2002. En este modelo se genera certeza en aspectos como la velocidad, alrededor de 5.1 Km/seg.

Los patrones de error de las iteraciones se muestran en la siguiente grafica:

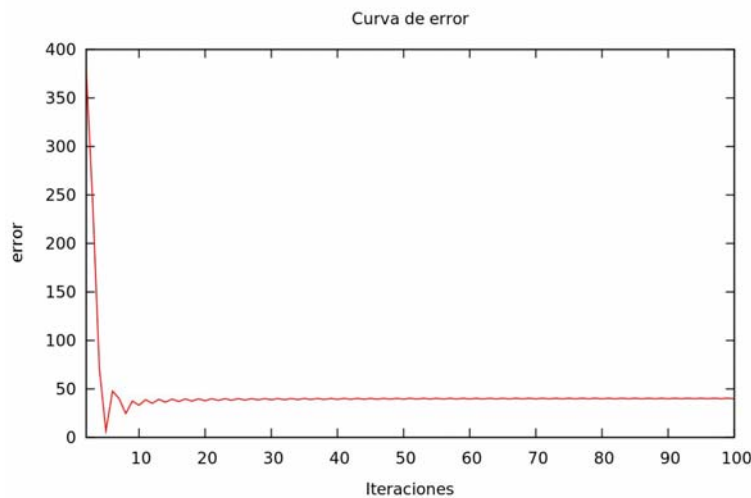


Figura 23. Error obtenido durante las iteraciones del procesamiento. Se observa claramente la convergencia del modelo con un bajo nivel de error, después de las primeras 20 iteraciones.

6. Interpretación de anomalías de campos potenciales

En esta sección se describen las labores de compilación, procesamiento e interpretación de datos de gravimetría y magnetometría de las cuencas de Urabá y Sinú – San Jacinto, compilados a partir de bases de datos de geofísica satelital, aerotransportada y terrestre. A partir de los resultados obtenidos se hace un estudio comparativo de las cuencas objeto de estudio interpretando las relaciones geométricas, dimensiones y espesor de la cobertura de las cuencas y espesor de la corteza y se integran los resultados con aquellos obtenidos a partir de la cartografía geológica y modelamiento estructural obtenidos en los estudios de sensores remotos y monitoreo sísmico.

6.1 Objetivo

Compilar, procesar e interpretar información gravimétrica y magnética de la región del Urabá que permita detectar contrastes en densidad y susceptibilidad magnética para modelar la geometría y espesor de las cuencas sedimentarias y espesor de la corteza terrestre.

6.2 Justificación

Las cuencas de Urabá y Sinú – San Jacinto han sido objeto de estudio en varios proyectos de exploración, en donde los resultados de cada cuenca sedimentaria se analizan aisladamente. Por lo tanto, utilizando información continua regional de gravimetría y magnetometría, se analizaron las tendencias regionales de las cuencas de Urabá y Sinú- San Jacinto y su relación con otras cuencas evaluadas recientemente (Hernández *et al.*, 2009)

6.3. Metodología

Con base en las coordenadas geográficas que delimitan el área de Urabá se procedió a realizar un mapa base regional incluyendo las cuencas de Urabá, Sinú – San Jacinto y Cesar Ranchería, referidas al sistema de coordenadas planas cartesianas, con origen Bogotá (**tabla 11, figura 20**). Una vez establecidas las coordenadas del área de estudio se procedió a consultar las bases de datos de gravimetría y magnetometría

Punto	Coordenada Este (m)	Coordenada Norte (m)
1	600000	1300000
2	600000	1700000
3	1200000	1700000
4	1200000	1300000

Tabla 11. Coordenadas planas cartesianas del área de estudio referenciadas con origen (1000000, 1000000) en el Observatorio Nacional de Bogotá

6.3.1 Compilación de información

Los datos gravimétricos y magnéticos satelitales, aerotransportados y terrestres se obtuvieron a partir de las bases de datos utilizadas por Hernández, 2006 para realizar el análisis estructural del noroeste de Sur América. Estas bases de datos se resumen en la **tabla 12**, incluyendo bases de datos de topografía y sismología. La información compilada fue complementada por informes técnicos del levantamiento aerogravimétrico y aeromagnético del Litoral Pacífico de Colombia, 2006, levantamiento en la Cuenca de Sinú, San Jacinto, Plato y San Jorge, 2006 y estudios de magnetometría de alta resolución de las áreas del Atrato – Sinú y Valle del Cauca, 1979.

ANALOG AND DIGITAL DATA	SOURCE OF INFORMATION
Satellite EGM (Earth Gravity Model) 96	The Ohio State University.
Satellite GRACE (Gravity Recovery and Climate experiment) data	The Ohio State University, NASA.
Ørsted	The Ohio State University, ØRSTED.
Satellite CHAMP (Challenging Minisatellite Payload) Magnetic data	The Ohio State University, NASA.
Topography 96 Digital elevation model	The Ohio State University, NOAA.
Digital Elevation Model	Universidad Nacional de Colombia
Free Air Gravity Anomaly map of Colombia	Colombian geological survey (INGEOMINAS).
Complete Bouguer Gravity Anomaly map	INGEOMINAS.
Crustal thickness seismic database	http://mahi.ucsd.edu
Geologic map of Colombia	INGEOMINAS.
Aeromagnetic data of Colombia	INGEOMINAS, ECOPEPETROL, USGS.
Seismological databases	INGEOMINAS, ANSS, USGS.

Tabla 12. Bases de datos consultadas para obtener la información regional de las cuencas de Urabá, Sinú – San Jacinto, Cesar y Ranchería (Hernández, 2006)

6.3.2. Estandarización de la información

Los datos de gravimetría y magnetometría satelital, junto con los modelos digitales del terreno a escala global están referidos a coordenadas geográficas de latitud y longitud. Por lo tanto para transformar esta información a coordenadas planas cartesianas se utilizó el programa. GEOCALC. Los datos de altura están referidos en metros con respecto al nivel del mar. Los valores de densidad específica utilizados en la estandarización de datos de gravimetría satelital han sido 1.03 gm/cm³ para el agua de mar, 2.85 gm/cm³ para la corteza continental, 2.97 gm/cm³ para la corteza oceánica, 3.3 gm/cm³ para el manto.

En el procesamiento de datos gravimétricos terrestres se ha utilizado el valor de 2.67 gm/cm^3 para representar la parte más superior de la corteza, correspondiente al basamento cristalino de las cuencas sedimentarias.

6.3.3 Procesamiento de datos

A partir de la información compilada y estandarizada se procedió a implementar una base de datos utilizando el programa GEOSOFT OASIS MONTAJ, especificando los formatos Este, Norte y altura correspondientes a los valores de Coordenada X, Y y Z, respectivamente. A partir de los demás campos de las bases de datos se generaron procesos de interpolación y generación de grillas de campos temáticos de gravimetría y magnetometría, con despliegues de colores en formatos raster. Las grillas fueron posteriormente integradas a los mapas base de las áreas de estudio, incluyendo barras explicativas de colores, contornos de isovalores, sistemas de georeferenciación y leyendas explicativas. Se realizaron mapas regionales de modelo digital del terreno (DTM), efectos gravimétricos del terreno (TGE), anomalías gravimétricas de aire libre (FAGA), anomalías gravimétricas de aire libre directamente e inversamente correlacionadas con TGE (TCFAGA y TDFAGA, respectivamente), profundidad de la discontinuidad de Mohorovic (MOHO) y su comparación los modelos sísmicos del MOHO (MOHOSIS). Los datos de magnetometría incluyen mapas de campo Magnético total (MT), campo magnético total diferencialmente reducido al polo magnético (DRTP TM). Los datos satelitales fueron procesados a una altura de 20 km con respecto al nivel del mar para reducir los efectos de borde producidos por el relieve de la Cordillera de Los Andes, Sierra Nevada de Santa Marta y batimetrías de las cuencas marinas.

6.3.4 Interpretación de los resultados

Los mapas temáticos de anomalías gravimétricas y magnéticas fueron interpretados cualitativamente, determinando las tendencias de las anomalías con respecto a formas, geometrías y gradientes, e infiriendo los posibles cuerpos causativos de las anomalías. La interpretación cuantitativa incluye el análisis geoestadístico de los mapas temáticos, análisis comparativos de las cuencas sedimentarias, comparación del valor de espesor de la corteza y MOHO a partir de datos gravimétricos y sísmicos.

6.3.5 Integración de resultados

Incluye la interpretación integrada de anomalías gravimétricas y magnéticas, conclusiones y recomendaciones y anexos explicativos. Los productos digitales de los mapas temáticos incluyen formatos compatibles con los programas Geosoft Oasisi Montaj, GM-SYS, AUTOCAD y visualizadores de imágenes universales como JPEG, TIFF y BMP.

6.4. Marco geológico regional

El ambiente geotectónico del área de estudio involucra la presencia de límites de placas oceánicas y continentales, sistemas montañosos, cuencas marinas y presencia de pliegues y fallas regionales, lo que infiere la presencia de contrastes de densidad y susceptibilidad magnética, variaciones en la geometría y espesor de los cuerpos objeto de estudio, posibles de medir a escalas satelitales, aéreas y terrestres y que generan anomalías regionales de campos potenciales. En exploración de hidrocarburos, las anomalías gravimétricas son por lo general producidas por las estructuras de las secuencias sedimentarias suprayacentes y/o discontinuidades laterales de densidad, producidas por contactos de mega secuencias en profundidad. Las anomalías magnéticas se asocian al basamento de las cuencas, formado generalmente por unidades ígneo-metamórficas (Reeves, 1991). Estas anomalías son más locales o residuales con respecto a las anomalías generadas por las unidades geotectónicas. La gravimetría y magnetometría proveen un amplio espectro de fuentes y es mediante una manipulación adecuada, donde se incluyen los conocimientos geológicos existentes, que estos datos de campos potenciales pueden emplearse en forma exitosa en la búsqueda de hidrocarburos. Esta sección contribuye a generar un conocimiento geológico regional de las cuencas sedimentarias.

6.4.1. Marco geotectónico

La evolución tectónica del noroeste de Suramérica está directamente relacionada con los eventos acrecionales que dieron origen a la Cordillera Occidental por el choque entre las placas Caribe y Suramericana durante el Cretácico superior – Paleoceno (**figura 24**). Desde el Cretácico tardío hasta el Neógeno temprano, la Placa Caribe comienza un movimiento continuo hacia el noreste a lo largo de una zona de fallas de orientación NE-SW. De esta manera se lleva a cabo el emplazamiento de la Cordillera Occidental y el basamento de la Cuenca Caribe (terrenos de Sinú - San Jacinto) a lo largo de fallas transcurrentes. La oblicuidad del movimiento de las placas corresponde con una deformación de tipo transpresivo y con desplazamiento dextral. Esta aproximación oblicua de la placa ha tenido una influencia muy importante, durante el Mesozoico-Cenozoico (Meissner et.al, 1976; Feininger & Bristol, 1980) indicando que las rocas del Mesozoico formadas en la margen occidental de Colombia pudieron haber sido generadas en el occidente y acrecionadas a la cadena montañosa de los Andes, gracias a un movimiento de fallas dextro-laterales (Nivia, 1987, 1989). En la evolución geológica del área influyen las fallas y elementos tectónicos del noroccidente colombiano como la Sutura de Romeral, el lineamiento de Sinú, el arco de Magangué - Cicuco, las fallas de Santa Marta y Oca (**Figura 25**) son claves en la evolución tectono-estratigráfica de esta área de Colombia, desde el Cretácico superior hasta la actualidad, donde se modelaron los fondos de sedimentación que integran el área del Caribe colombiano.

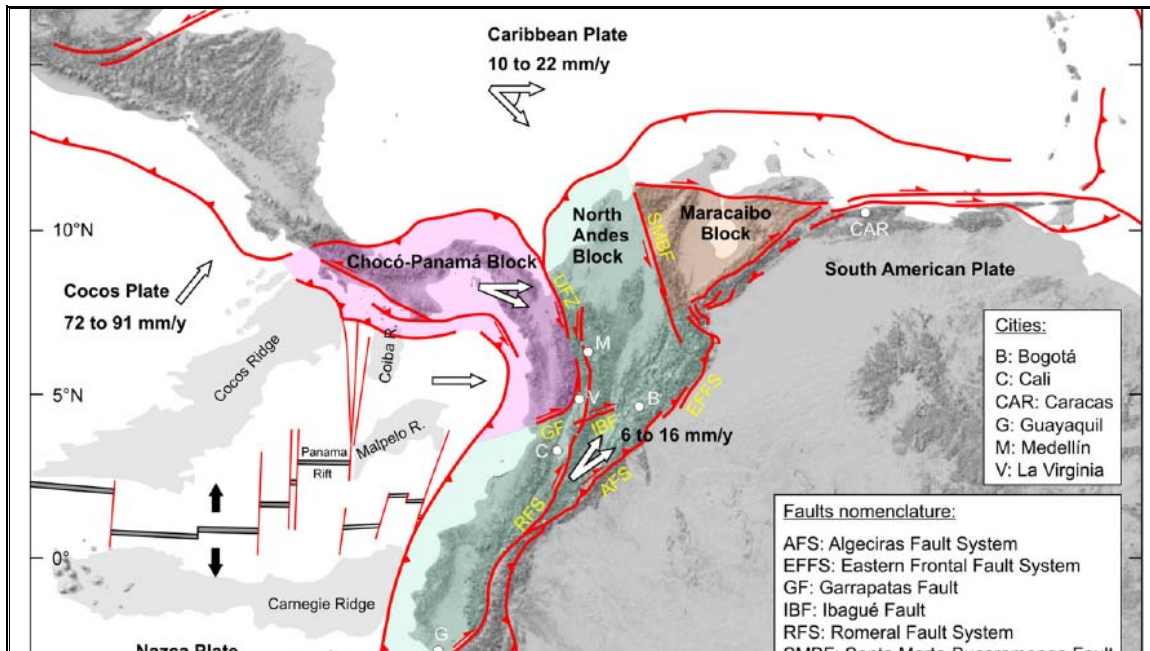


Figura 24. Configuración actual de la Placas Suramericana y Caribe, con un desplazamiento relativo de 10 - 22mm/año, en sentido este – noreste (Modificado de Suter et al., 2008). El límite entre los terrenos de Chocó- Panamá y Bloque Norandino se ubica en la región de Urabá

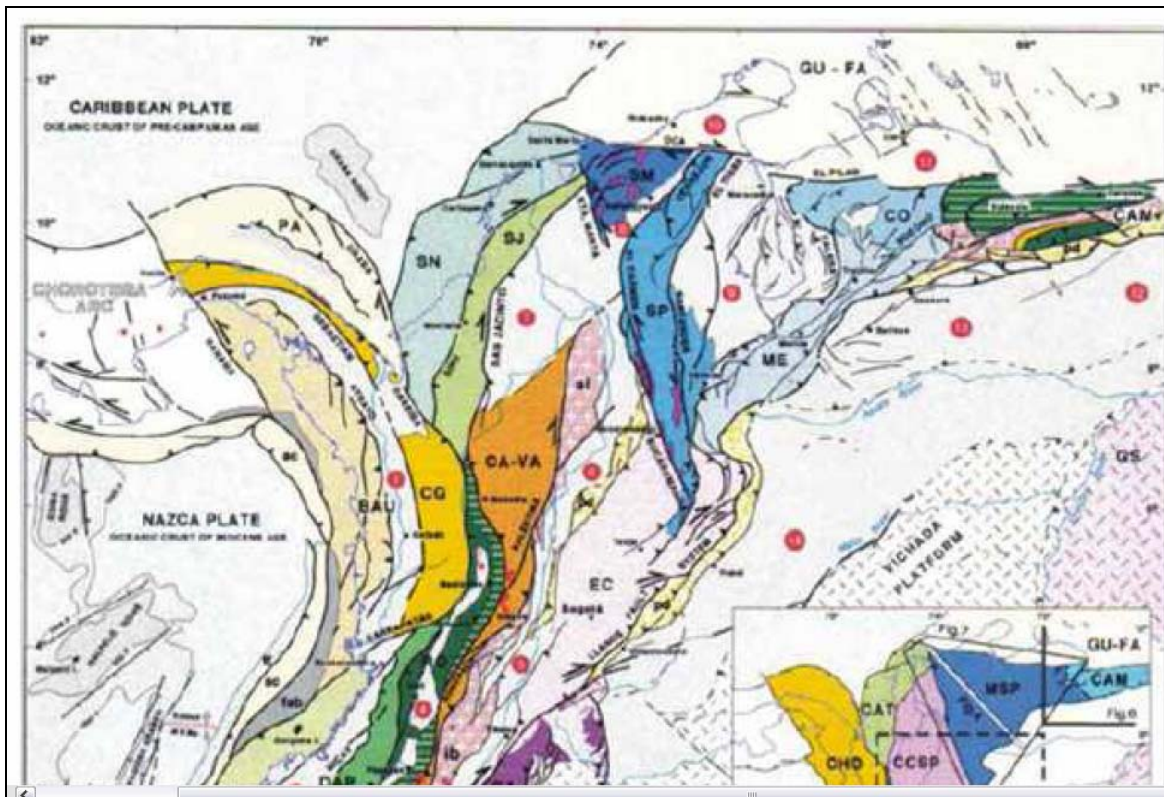


Figura 25 Dominios y bloques tectónicos del noroeste de Sur América interpretados a partir de datos geológicos y geofísicos regionales. En el área de estudio interactúan los terrenos de Chocó-Panamá y Sinú- San Jacinto (Cediel *et al.*, 2003).

6.4.2. Evolución geológica

De acuerdo con Duque-Caro (1980), durante el Cretácico tardío - Paleoceno, existían dos provincias principales, el margen oriental emergido que correspondía a la actual Cordillera Central y la Sierra Nevada de Santa Marta constituidas por rocas volcánicas, volcanosedimentarias, rocas ígneas intrusivas de composición ácida e intermedia además de rocas metamórficas de bajo grado, sujetas a erosión y áreas sumergidas con un ambiente netamente oceánico hacia el occidente, compuestas esencialmente por basaltos y serpentinitas generadas en ambientes de expansión oceánica, las dos provincias estaban limitadas por la falla o sutura de Romeral. Sobre las rocas de dominio oceánico se depositaban progresivamente rocas pelágicas con abundante microfauna, en ambientes marinos profundos y batiales que corresponderían a las Formaciones Cansona y San Cayetano de edad Maastrichtiano-Coniaciano y Paleoceno, respectivamente.

Durante el Eoceno Medio se presenta un incremento en los esfuerzos compresionales dextrolaterales que producen el plutonismo tonalítico de Chalán y Mandé y se inicia el levantamiento del Cinturón de San Jacinto y de la Cordillera Occidental, en lo que Duque-Caro (1980) denomina Orogenia Pre-Andina. Posterior a la Orogenia Pre-andina en el Eoceno Tardío – Oligoceno se inicia en el Cinturón del Sinú y San Jacinto una sedimentación pelágica con un bajísimo aporte clástico que origina margas, cherts y lodolitas silíceas. Durante el Mioceno Tardío – Plioceno se presenta una mayor inestabilidad tectónica en el área como consecuencia de esfuerzo compresivos laterales que producen la separación de la Sierra Nevada de Santa Marta de la Cordillera Central a lo largo de la Falla de San Jorge; la sedimentación al occidente del cinturón de San Jacinto y Sinú se vuelve eminentemente turbidíticos con grandes aportes terrígenos continentales.

La Orogenia Andina (Plio-Pleistoceno) produce múltiples fenómenos en el área de estudio, entre los que se cuentan, el volcanismo de lodo dentro de la franja de sedimentos acumulados en el Cinturón del Sinú, levantamiento y plegamiento completo del Cinturón de San Jacinto e inflexión del cinturón del Sinú con movimientos transcurrentes a lo largo de la falla de Romeral.

6.5. Análisis gravimétrico regional a partir de datos satelitales, aerotransportados y terrestres

A partir de los datos compilados y procesados del Earth Gravity Model de 1996, EGM-96 se conformó una base de datos con los siguientes campos de información (**tabla 13**) y se generaron mapas temáticos (**figuras 26 a 34**):

Este	Norte	Altura	TGE	FAGA	TCFAGA	TDFAGA	RGE	CTGE	MOHO	MOHOSIS
777290.	428104	-4062	-282	-10.8	-18.4	7.6	271.27	263.58	13.35	10.75

Este	Coordenada Este, en metros
Norte	Coordenada Norte, en metros
Altura	Elevación en metros con respecto al nivel del mar
TGE	Efectos gravimétricos del terreno, en mGals
FAGA	Anomalías gravimétricas de aire libre, en mGals
TCFAGA	FAGA directamente relacionadas con TGE, en mGals
TDFAGA	FAGA inversamente relacionadas con TGE, en mGals
RGE	Efecto gravimétrico de raíz cortical, en mGals
CTGE	Efectos del terreno compensados por raíz cortical, en mGals
MOHO	Profundidad del MOHO modelado por gravimetría, en Km
MOHOSIS	Profundidad del MOHO modelado por sismología, en Km.

Tabla 13. Información compilada y estandarizada a partir de la cual se han generado los mapas de gravimetría. A manera de ejemplo se incluye la primera fila de datos.

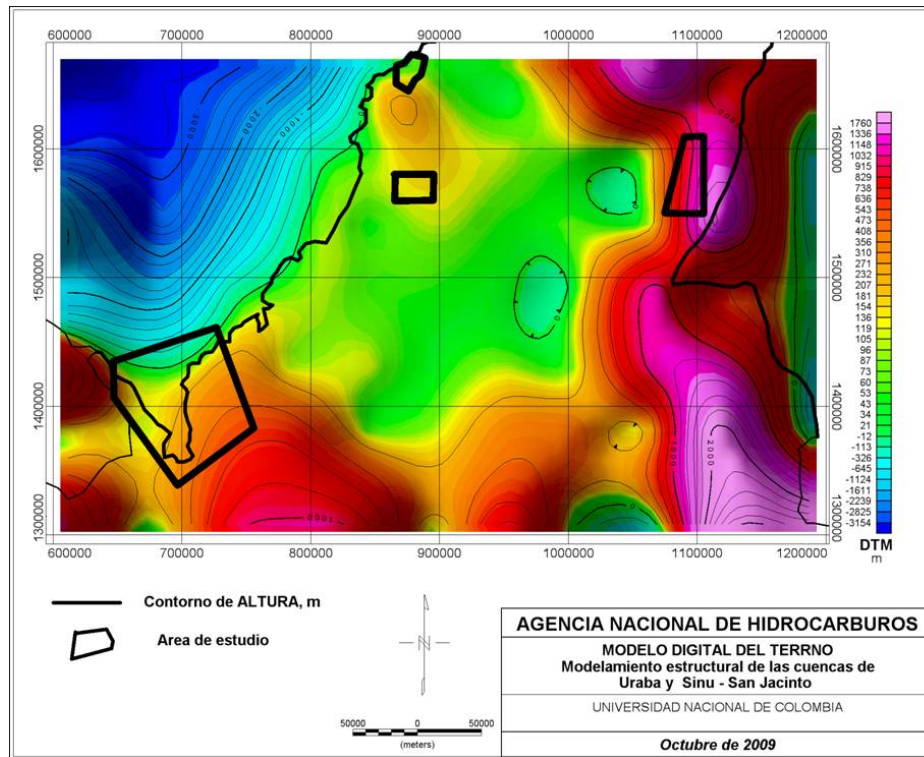


Figura 26. Modelo digital del terreno del Caribe colombiano a partir de datos de topografía y batimetría del modelo JGP95E (Smith and Sandwell, 1994, 1997) y áreas de estudio. En la parte Suroccidental se demarca el área de la región de Urabá- Sinú.

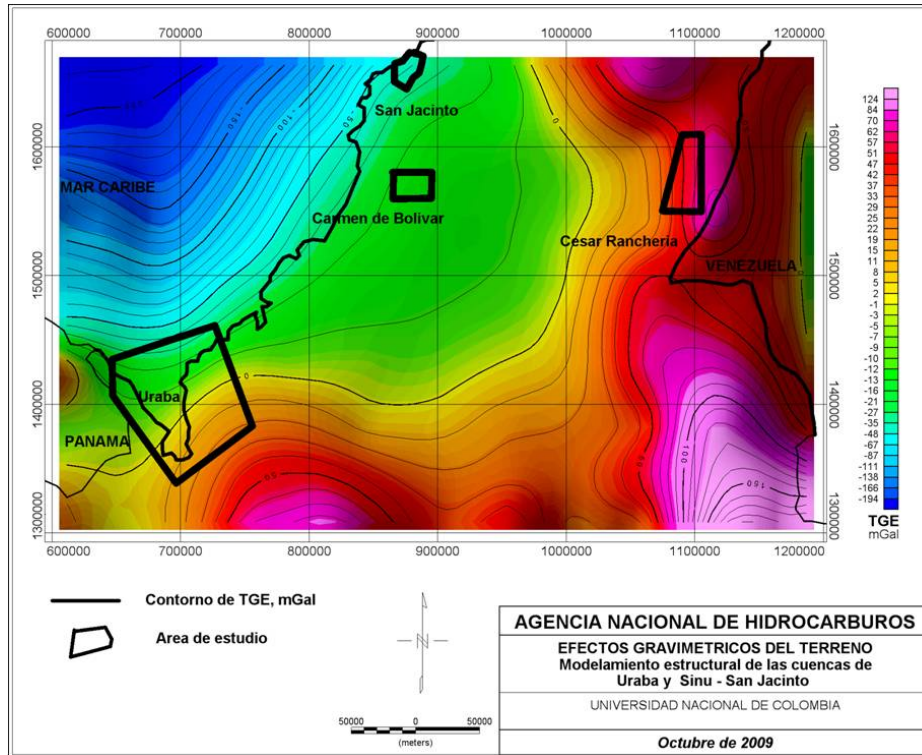


Figura 27. Efectos gravimétricos del terreno del terreno del Caribe colombiano calculados a 20 km de altura y utilizando el DTM de la figura 23, incluyendo áreas de estudio. En la parte Suroccidental se demarca el área de la región de Urabá- Sinú.

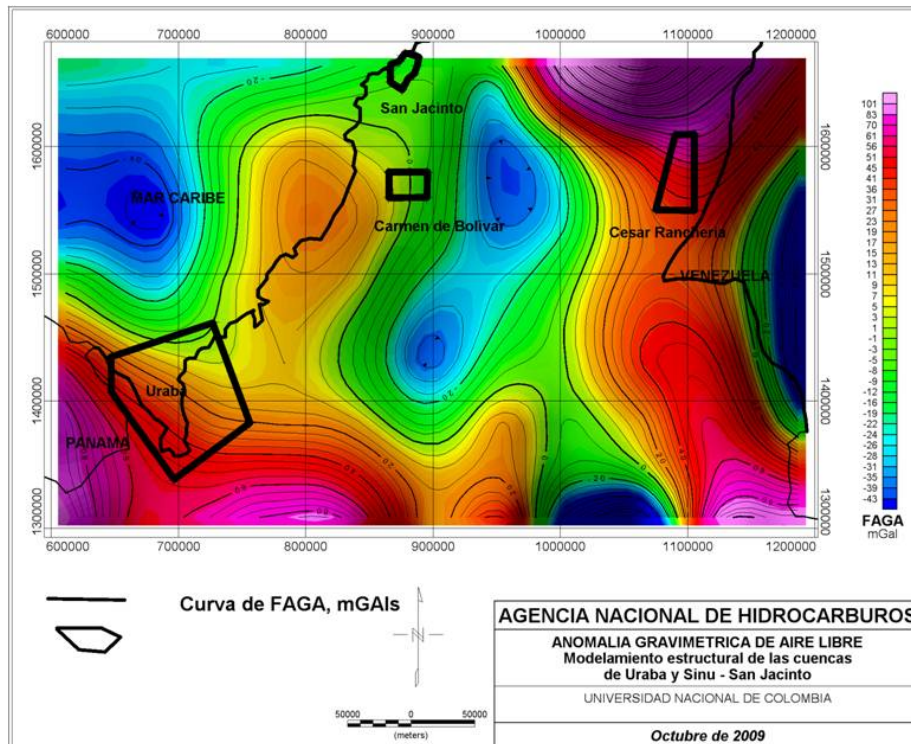


Figura 28. Anomalías gravimétricas de aire libre, en mGals, obtenidas a partir del EGM-96 calculadas a 20 km de altura y utilizando el DTM de la figura 1, incluyendo áreas de estudio. En la parte Suroccidental se demarca el área de la región de Urabá- Sinú.

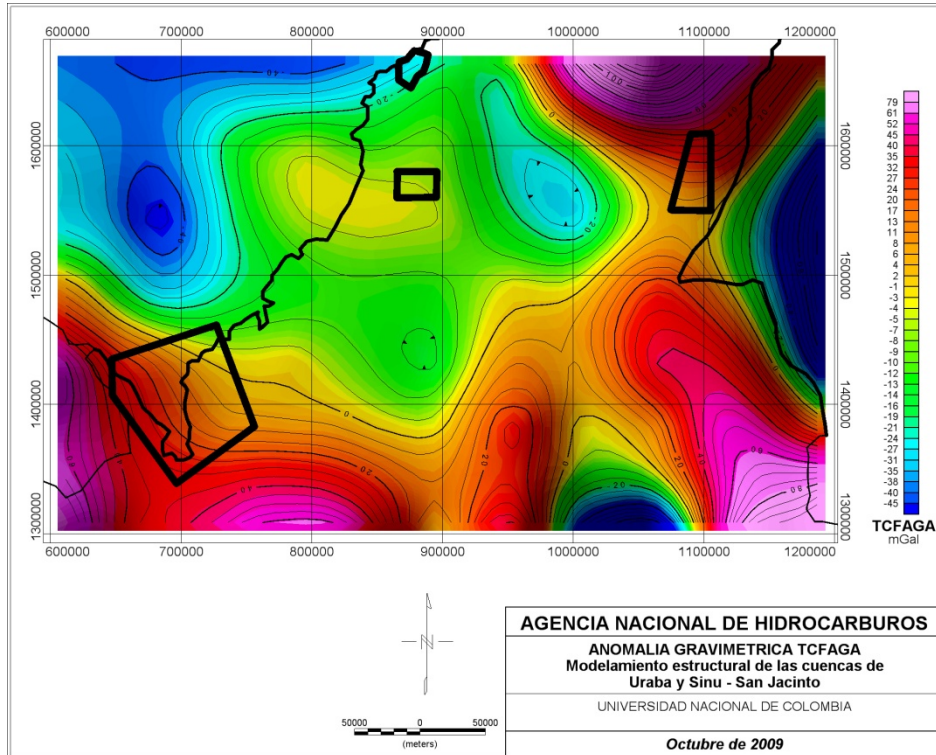


Figura 29. Anomalías gravimétricas de aire libre directamente correlacionadas con TGE, en mGals, obtenidas por correlación espectral de FAGA y TGE. En la parte Suroccidental se demarca el área de la región de Urabá- Sinú.

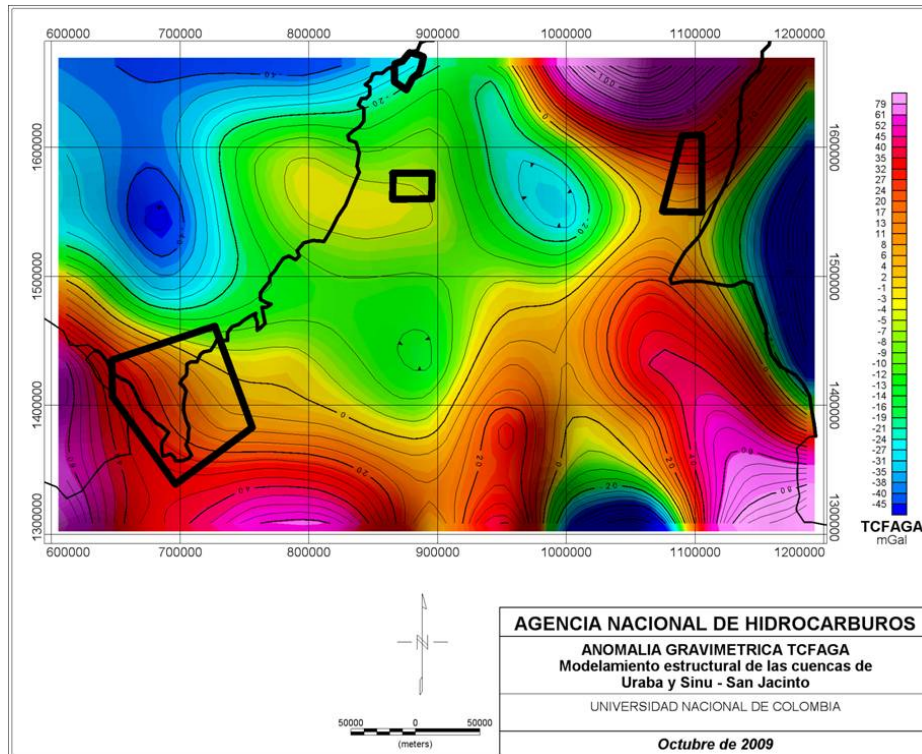


Figura 30. Anomalías gravimétricas de aire libre inversamente correlacionadas con TGE, en mGals, obtenidas por correlación espectral de FAGA y TGE. En la parte Suroccidental se demarca el área de la región de Urabá- Sinú.

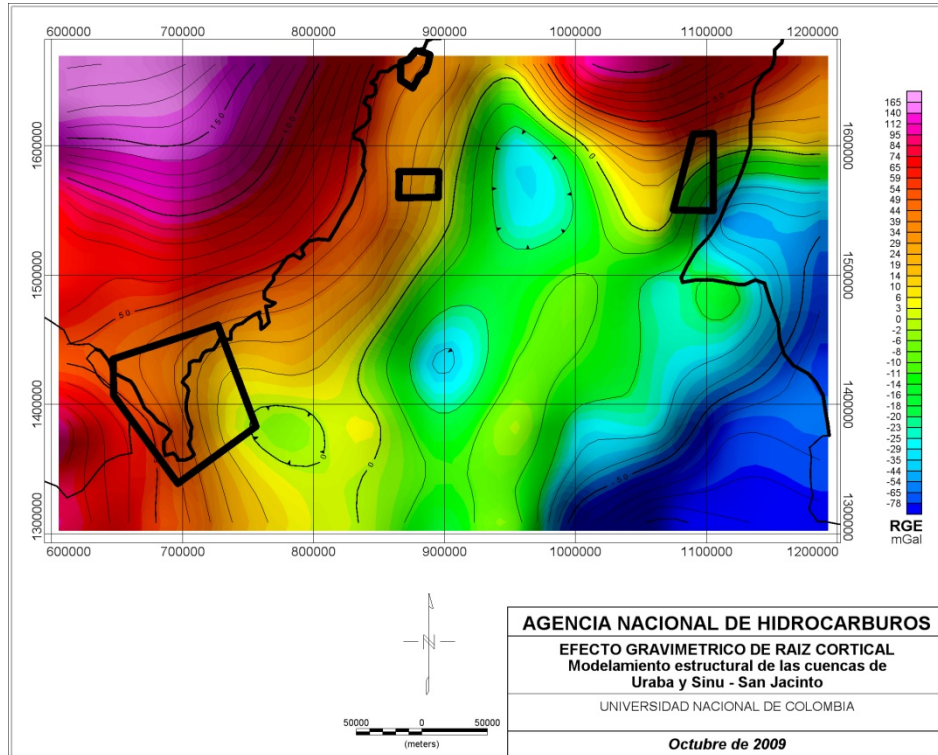


Figura 31. Efectos gravimétricos de la raíz cortical, en mGals calculados a 20 km de altura a partir de TCFAGA y DTM. En la parte Suroccidental se demarca el área de la región de Urabá- Sinú.

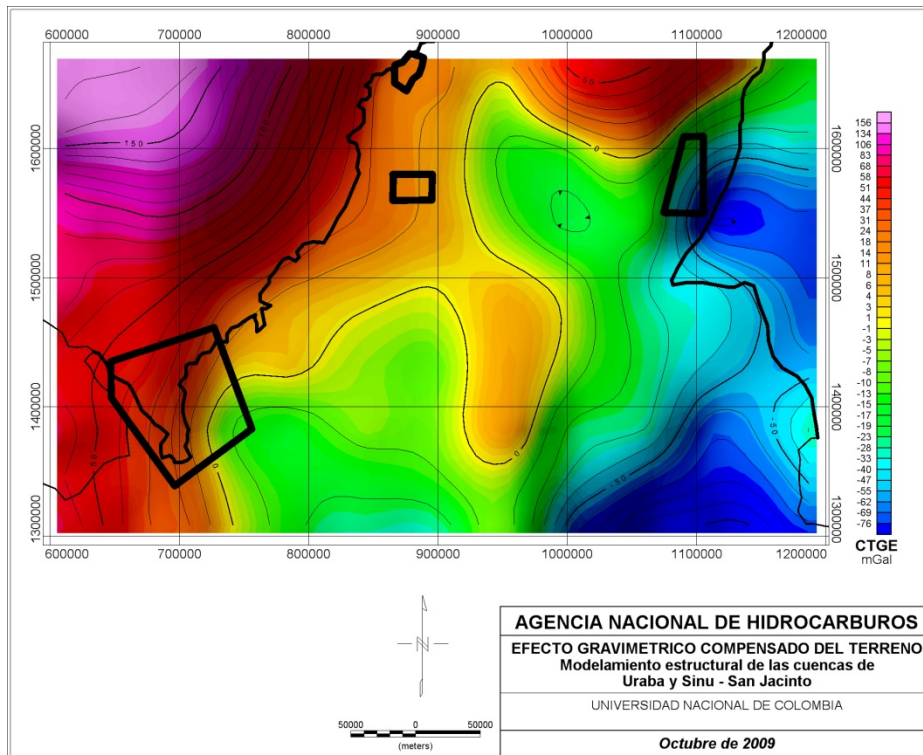


Figura 32. Efectos del terreno compensados isostáticamente por la raíz cortical, en mGals calculados a 20 km de altura a partir de TCFAGA, TGE y RGE. En la parte Suroccidental se demarca el área de la región de Urabá- Sinú.

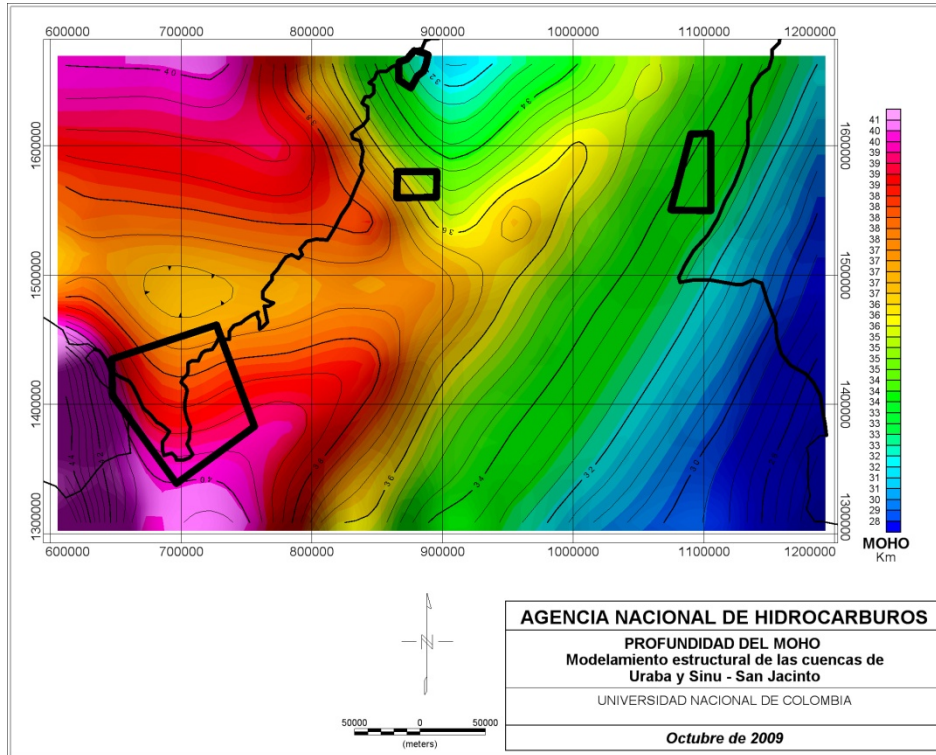


Figura 33. Profundidad de la discontinuidad entre corteza y manto (MOHO) a partir de modelamiento inverso de TCFAGA a 20 km de altura, en Km. En la parte Suroccidental se demarca el área de la región de Urabá- Sinú.

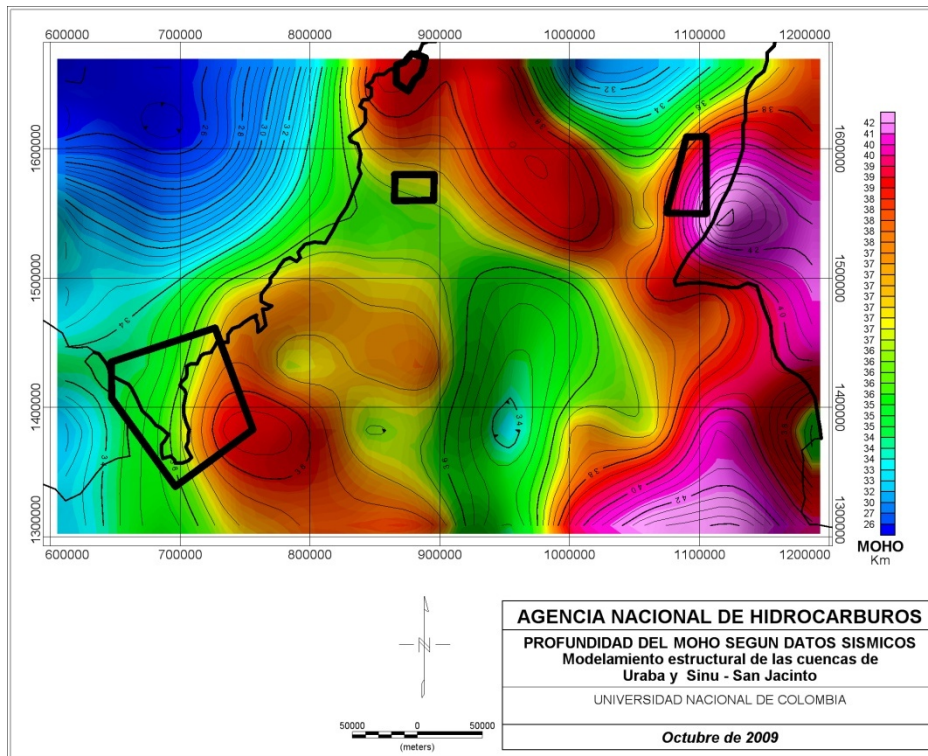


Figura 34. Profundidad de la discontinuidad entre corteza y manto (MOHO) a partir de datos sísmicos de la base CRUST 2.0, en Km (Bassin et al., 2000). En la parte Suroccidental se demarca el área de la región de Urabá- Sinú.

6.6 Interpretación de mapas gravimétricos regionales

A continuación se realiza un análisis comparativo de los mapas de las figuras 26 a 34, de las cuencas de Urabá, Sinú - San Jacinto y Cesar – Ranchería

6.6.1 Modelo Digital del terreno:

Las cuencas sedimentarias presentan relieves variados, siendo más bajos en la Cuenca de Urabá y aumentando su elevación con respecto al nivel del mar en las cuencas de Carmen de Bolívar, San Jacinto y Cesar- Ranchería, respectivamente (**figura 26**). El DTM varía entre -3400 m a 3042 m, con un valor promedio de 2 m y desviación estándar de 1100 m. Por lo tanto, la altura en promedio de cada cuenca implica una variación en el radio de la tierra y en el espesor de la corteza. El DTM ha sido utilizado para estimar los efectos del terreno asociados a la topografía y batimetría de unidades morfológicas contiguas a las áreas de estudio. En este caso, la mayor influencia por efectos del terreno la presenta la cuenca de Cesar – Ranchería por la vecindad de la Sierra Nevada de Santa Marta. La influencia de terrenos contiguos es baja en las cuencas de San Jacinto y Carmen de Bolívar. En la cuenca de Urabá se presenta una influencia de los terrenos de la cordillera de Abibe y el sistema montañoso del Chocó en la región del Golfo de Urabá. La batimetría del golfo de Urabá y Mar Caribe muestra una profundización hacia mar adentro con gradientes regulares y suavizados, por lo que se infiere que la plataforma continental continúa más allá de la línea de costa. Se resalta la continuidad de la depresión del golfo de Urabá hacia el Sur.

6.6.2 Efectos gravimétricos del terreno:

El mapa de efectos gravimétricos del terreno ha sido calculado a 20 km de altura, utilizando una densidad promedio de 2.85 gm/cm³ para la corteza, considerando que bajo las cuencas sedimentarias existe un basamento de corteza de tipo continental. Las cuencas sedimentarias presentan efectos gravimétricos del terreno contrastantes, siendo de más bajos a más altos en su orden, en la Cuenca de Urabá, San Jacinto, Carmen de Bolívar y Cesar- Ranchería, respectivamente (**figura 27**). El TGE varía entre -212 mGals a 190 mGals, con un valor promedio de -6 mGals y desviación estándar de 70 mGals. TGE está directamente correlacionado con el DTM. A mayor elevación es mayor el efecto gravimétrico del terreno y a menor elevación TGE es menor. Se resalta los altos valores positivos de TGE asociados a la Sierra Nevada de Santa Marta, estribaciones Norte de las cordilleras Oriental y Central y los relieves aledaños al Golfo de Urabá. En la parte marina TGE es negativo debido a la profundización del fondo marino.

6.6.3 Anomalías gravimétricas de aire Libre:

El mapa de anomalías gravimétricas de aire libre ha sido obtenido a partir del Earth Gravity Model EGM-96 calculado a 20 km de altura (**figura 28**). FAGA

muestra anomalías contrastantes entre -77mGals a 188 mGals, con un valor promedio de 11mGals y desviación estándar de 38 mGals. Las variaciones de FAGA aumentan desde la Cuenca de San Jacinto – a Carmen de Bolívar, Urabá y Cesar – Ranchería. Se destaca la delimitación de anomalías negativas de FAGA entre las cuencas de Sinú – San Jacinto y Cesar Ranchería. Las anomalías de FAGA con respecto a TGE muestran que hay mayor compensación isostática de los relieves negativos. Confirma la descompensación isostática de la Sierra Nevada de Santa Marta y de los sistemas de Cordillera de los Andes, que aunque presentan una compensación isostática parcial aún están lejos de valores de FAGA cercanos a cero. La tendencia de FAGA de presentar valores positivos entre las cuencas de Sinú – San Jacinto en sectores donde TGE no es significativo puede corresponder al carácter de corteza oceánica que se le atribuye a los basamentos de estos sectores.

6.6.4 FAGA directamente relacionadas con TGE:

El mapa de anomalías gravimétricas de aire libre directamente correlacionadas con terreno ha sido obtenido por correlación espectral de FAGA y TGE (**figura 29**). En TCFAGA se resaltan las anomalías que están directamente relacionadas con materiales de la corteza terrestre, eliminando efectos gravimétricos provenientes del manto y núcleo terrestre. Se presentan valores entre -80mGals a 134 mGals, con un valor promedio de 2mGals y desviación estándar de 32 mGals. Las variaciones de TCFAGA varían entre las cuencas de Sinú – San Jacinto, siendo más marcadas hacia el Noreste no presentan variaciones apreciables con respecto a FAGA en las cuencas de Urabá y Cesar Ranchería.

6.6.5 FAGA inversamente relacionadas con TGE:

El mapa de anomalías gravimétricas de aire libre inversamente correlacionadas con terreno ha sido obtenido por correlación espectral de FAGA y TGE (**figura 30**). En TDFAGA se resaltan las anomalías que están directamente relacionadas con variaciones del manto y núcleo terrestre y parte inferior de la corteza sin influencia en el terreno y batimetría del área de estudio. Se presentan valores entre -33mGals a 55 mGals, con un valor promedio de 8mGals y desviación estándar de 16 mGals. Las variaciones de TDFAGA son más apreciables en la cuenca de Cesar Ranchería y contribuyen muy poco a las anomalías totales de FAGA en las demás cuencas.

6.6.6 Efectos gravimétricos de raíz cortical:

El mapa de anomalías gravimétricas asociadas a los efectos de raíz cortical RGE ha sido calculado utilizando una densidad de 2.85 gm/cm^3 para la corteza y 3.3 gm/cm^3 para el manto, y estimados a altura de 20 km con respecto al nivel del mar (**figura 31**). En RGE se estima el efecto del contraste de densidad entre corteza y manto terrestre. Este efecto es mayor en el área marina al Norte del Golfo de Urabá y en la Sierra Nevada de Santa Marta. Se presentan valores entre -

105mGals a 192 mGals, con un valor promedio de 18mGals y desviación estándar de 57 mGals. Las variaciones de RGE muestran valores negativos asociados a las estribaciones de las cordilleras de los Andes y Positivos en la Sierra Nevada de Santa Marta lo que confirma la compensación isostática parcial de los Andes y la descompensación isostática de la Sierra Nevada. También resaltan la descompensación isostática de los terrenos aledaños al Golfo de Urabá. Las implicaciones de estas consideraciones hacen referencia a la variación de espesor de la corteza y su influencia en la distribución de gradientes térmicos.

6.6.7 Compensación de efectos gravimétricos del terreno:

El mapa de compensación de efectos gravimétricos del terreno CTGE calcula la relación entre TGE y RGE a partir de TCFAGA (**figura 32**). En CTGE se estima la compensación isostática parcial de TGE producida por RGE que da como resultado las anomalías de TCFAGA. Se presentan valores de CTGE entre -103mGals a 75 mGals, con un valor promedio de 9mGals y desviación estándar de 54 mGals. Muestra una compensación isostática apreciable de los relieves de la Cordillera de los Andes, descompensación de la Sierra Nevada de Santa Marta, Sobre compensación de la corteza oceánica del mar Caribe. Estos estados de compensación isostática son atribuibles a unidades geotectónicas contrastantes, soportando los modelos de tectónica de placas (**figuras 21 y 22**).

6.6.8 Profundidad del MOHO a partir de datos gravimétricos:

El mapa de espesor de corteza y profundidad de la discontinuidad de Mohorovic fue obtenido a partir de modelamiento inverso de las anomalías de TCFAGA (**figura 33**). Se presentan valores de MOHO entre 25 km a 46 km, con un valor promedio de 35 km y desviación estándar de 3 km. Se presentan valores muy altos para la corteza oceánica. Las soluciones obtenidas no se ajustan a los modelos de sísmica, ya que se espera un mayor espesor para la corteza continental y menor para la corteza oceánica, y los datos muestran un comportamiento contrario. Este mapa debe ser revisado pues no es coherente con los resultados obtenidos en TCFAGA, RGE y CTGE.

6.6.9 Profundidad del MOHO a partir de datos sísmicos:

El mapa de espesor de corteza y profundidad de la discontinuidad de Mohorovic ha sido obtenido a partir de la consulta del modelo de espesor de corteza del modelo CRUST 2.0 (Bassin et al., 2000; **figura 34**). Se presentan valores de MOHO entre 25 km a 44 km, con un valor promedio de 36 km y desviación estándar de 3.5 km. Este mapa muestra espesores de la corteza oceánica más acordes con los modelos geotectónicos. Indica la no presencia de raíz cortical apreciable para la Sierra Nevada de Santa Marta y el mayor espesor relativo de la corteza continental bajo los sistemas montañosos debido a la compensación isostática parcial. Aunque la información presentada por este mapa es más coherente que la obtenida del MOHO a partir de datos gravimétricos, la

disponibilidad de información básica de la base de datos del modelo CRUST 2.0 muestra un mayor soporte en las áreas marinas y baja cobertura en la parte continental. Por lo tanto un modelo mejorado del espesor de la corteza debe combinar las soluciones del MOHO a partir de datos sísmicos en áreas marinas y las soluciones a partir de los datos gravimétricos en áreas continentales.

6.7 Análisis gravimétrico local a partir de datos de la Red Gravimétrica Nacional

A partir de los datos compilados de la base de datos de gravimetría disponibles en INGEOMINAS y la AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS se conformó una base de datos con los siguientes campos de información (**tabla 14**). Se realizó el análisis de las cuencas de Urabá y Sinú-San Jacinto (**figuras 35 a 38**)

Coordenada Este (m)	Coordenada Norte (m)	Altura (m)	FAA (mGals)	BA (mGals)	CBA (mGals)
896315.4	1215453.8	911.03	19.3	-74.83	-75.73
Este	Coordenada Este, en metros				
Norte	Coordenada Norte, en metros				
Altura	Elevación en metros con respecto al nivel del mar				
FAA	Anomalías gravimétricas de aire libre, en mGals				
BA	Anomalía simple de Bouguer, en mGals				
CBA	Anomalía completa de Bouguer, en mGals				

Tabla 14. Información compilada y estandarizada a partir de la cual se han generado los mapas de gravimetría de aéreas locales. A manera de ejemplo se incluye la primera fila de datos.

6.7.1 Modelo Digital del terreno:

El área de Urabá presenta un relieve irregular, con un sector más elevado en su parte oriental (**figura 35**). El DTM varía entre -21 m a 515 m, con un valor promedio de 82 m y desviación estándar de 107 m. La distribución de estaciones gravimétricas permite realizar un análisis adecuado de la parte centro oriental, siendo menos detallado en su parte occidental. El área del golfo de Urabá esta apropiadamente definida en su parte sur. Los cierres en los niveles de batimetría en la parte norte son producto de interpolación.

6.7.2 Anomalías gravimétricas de aire Libre:

El mapa de anomalías gravimétricas de aire libre ha sido obtenido a partir del la base gravimétrica del INGEOMINAS (**figura 36**). FAGA muestra anomalías contrastantes entre -62mGals a 111 mGals, con un valor promedio de -2 mGals y desviación estándar de 30 mGals. Se aprecia claramente una distribución de anomalías negativas de aire libre en la parte central (-51 mGals) en la región del Golfo de Urabá, con orientación N20-30W, fuertes anomalías positivas en la parte occidental (66 mGals) y anomalías locales positivas y negativas en el sector oriental (6 mGals y 22 mGals, respectivamente).

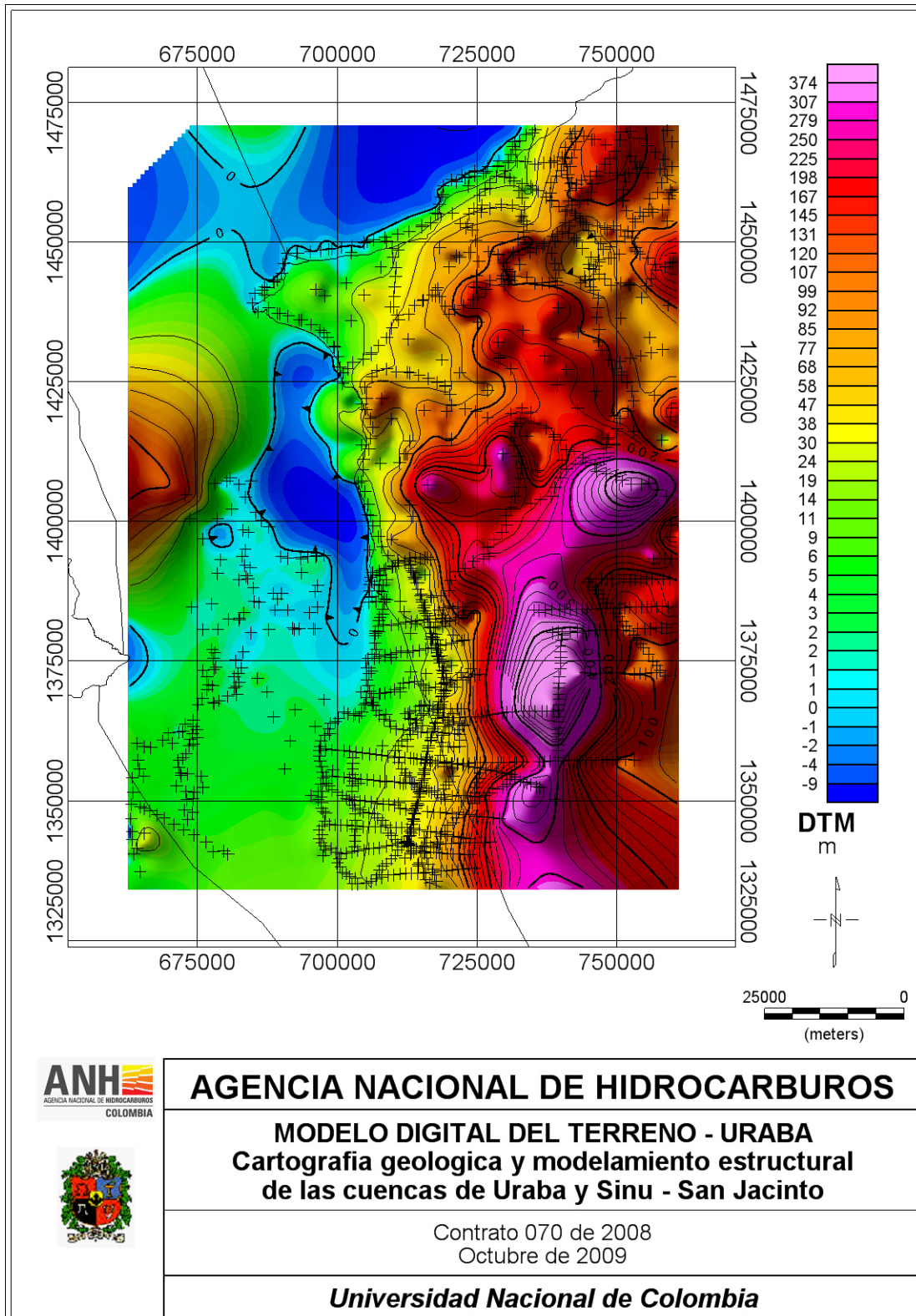


Figura 35. Modelo digital del terreno del sector de Urabá a partir de los datos de elevación de estaciones gravimétricas compiladas

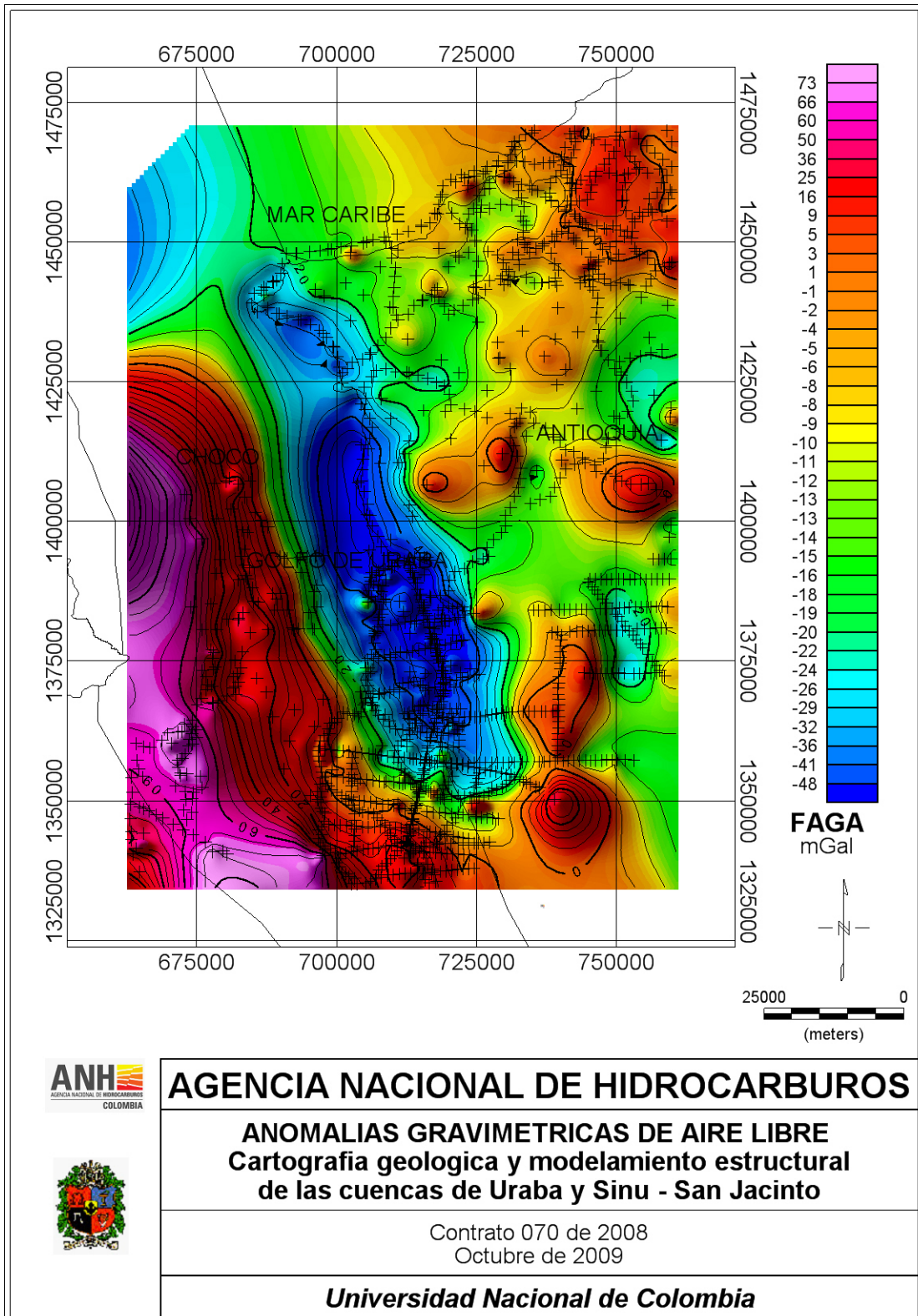


Figura 36. Anomalías de Aire Libre del sector de Urabá a partir de la base de datos de gravimetría terrestre

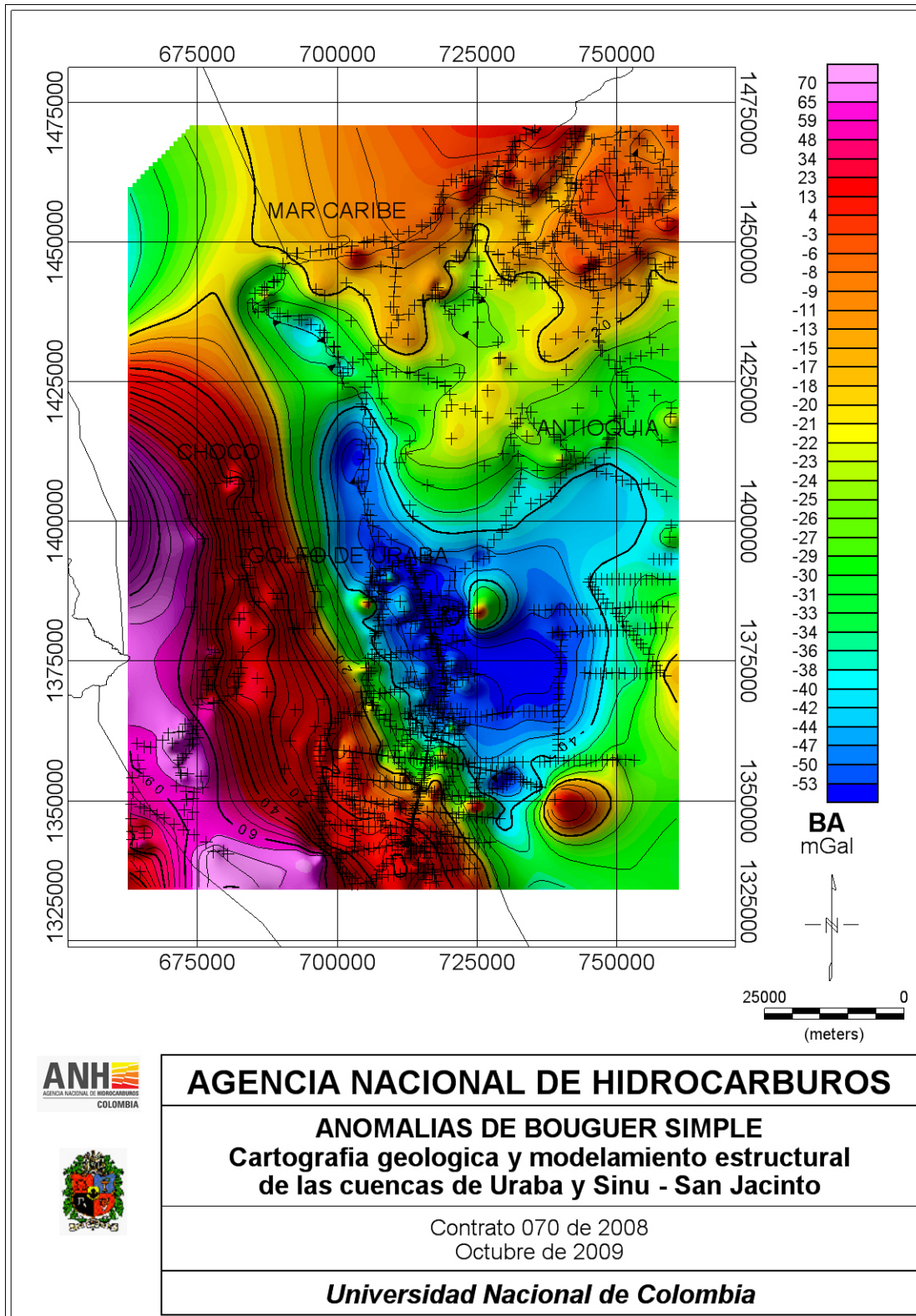


Figura 37. Anomalías de Bouguer del sector de Urabá a partir de la base de datos de gravimetría terrestre

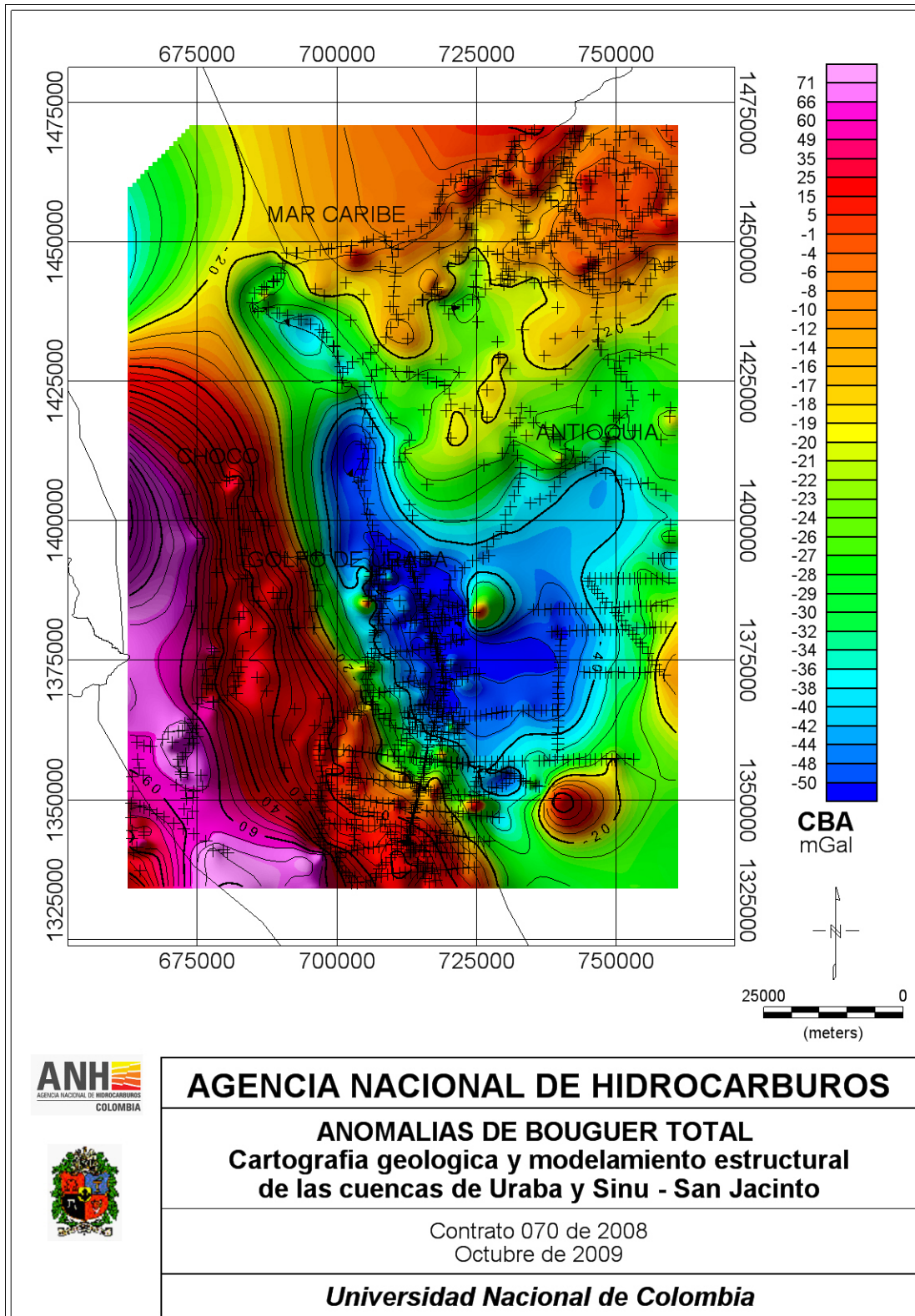


Figura 38. Anomalías de Bouguer Total del sector de Urabá a partir de la base de datos de gravimetría terrestre

6.7.3 Anomalías de Bouguer:

El mapa de anomalías de Bouguer ha sido obtenido utilizando un valor de densidad de 2.67 gm/cm^3 (**figura 37**). El mapa de anomalía de Bouguer muestra anomalías contrastantes entre -61 mGals a 101 mGals , con un valor promedio de -11 mGals y desviación estándar de 33 mGals . En este mapa se resalta la anomalía de Bouguer negativa ubicada en la región del Golfo de Urabá (-56 mGals), la cual se amplía apreciablemente hacia el oriente en su parte sur. Este sector es bastante interesante para orientar la prospección de esta cuenca.

6.7.4 Anomalías de Bouguer Total

El mapa de anomalías de Bouguer Total ha sido obtenido utilizando un valor de densidad de 2.67 gm/cm^3 (**figura 38**). El mapa de anomalía de Bouguer Total muestra anomalías contrastantes entre -61 mGals a 102 mGals , con un valor promedio de -10 mGals y desviación estándar de 32 mGals . Este mapa resalta aún más las anomalías gravimétricas negativas asociadas al Golfo de Urabá (-50 mGals) y su ampliación en el sector suroriental. Este sector anómalo debe ser objeto de una exploración más dirigida, incluyendo el reprocesamiento de información geológica, geoquímica y geofísica.

6.8. Análisis de la información magnética:

Los datos magnéticos del área corresponden a coberturas del satélite CHAMP, la base de datos de estudios aerotransportados y algunos estudios marinos y terrestres. A continuación se describen los rasgos regionales más importantes:

6.8.1 Mapas de magnetometría a partir del satélite CHAMP

A partir del modelo IGRF-10 se han representado las principales características del campo magnético actual en el sector del noroeste de Sur América (**figura 39**). Se representan los valores de inclinación, declinación e intensidad del campo magnético. Con base en el mapa magnético producido a partir de información del satélite CHAMP a 400 kilómetros de altura (Hernández, 2006; **figura 40**) se ha determinado el mapa magnético diferencialmente reducido al polo, los valores de susceptibilidad magnética utilizados para obtener las predicciones de campo magnético (datos teóricos) y compararlos con los datos observados. Se pueden inferir variaciones en el espesor de la corteza. Se pueden identificar anomalías magnéticas asociadas a rasgos tectónicos. Anomalías positivas de campo magnético están asociadas a zonas de subducción, en donde la corteza oceánica, de carácter magnético, aumenta de espesor al desplazar material de manto de carácter no magnético. También se presentan anomalías magnéticas negativas en varios sectores de la Cordillera de los Andes que pueden reflejar una corteza desmagnetizada por efectos térmicos.

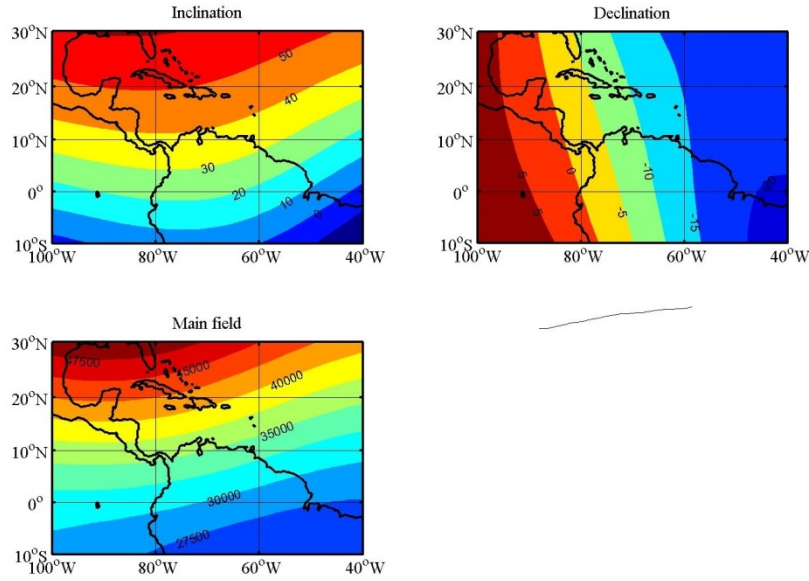


Figura 39. Mapa de inclinación, declinación e intensidad del campo magnético del noroeste de Sur América obtenido a partir del modelo de IGRF-10

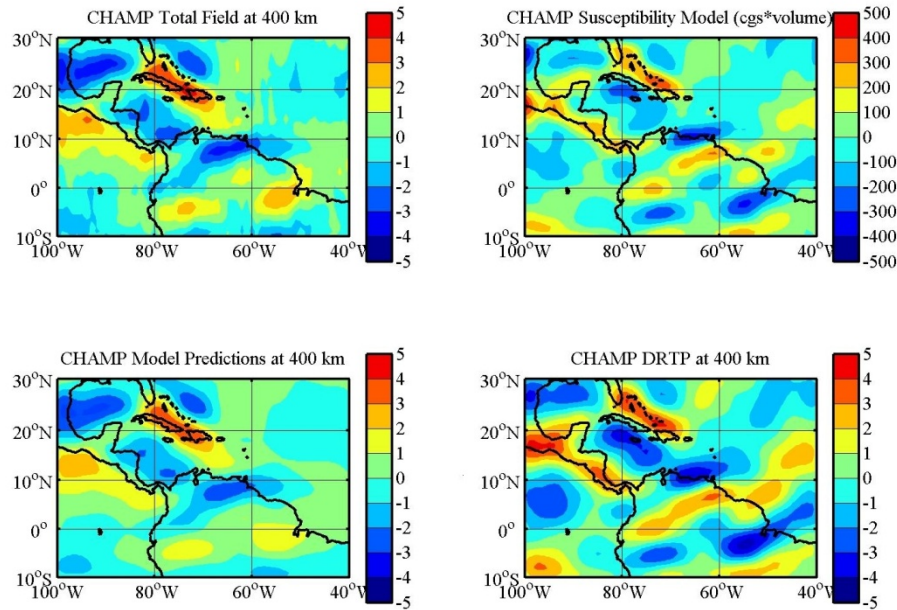


Figura 40. Mapas de anomalías magnéticas regionales del Noroeste de Sur América, a partir del satélite CHAMP, a 400 km de altitud.

Los datos de los mapas regionales obtenidos a partir de información satelital han sido integrados con datos de geofísica aerotransportada y terrestre para producir el mapa magnético mundial (**figura 41**). Este mapa, en la región Noroeste de Sur América presenta anomalías magnéticas entre -113 nT a +104 nT, que reflejan

variaciones de susceptibilidad de las rocas de la corteza, con anomalías positivas en los sectores de macizos rocosos en la Cordillera de los Andes y en la región cratónica, anomalías negativas están asociadas a las zonas de piedemonte con cuencas sedimentarias con espesor variable, de carácter no magnético. El mapa no presenta reducción al polo, por lo que es posible observar una anomalía combinada positiva y negativa a lo largo de los límites de placas propuestos en los modelos geotectónicos de la región. Se resalta la anomalía compuesta en forma de arco que se prolonga desde Centro América hacia el noroeste de Colombia, específicamente en el sector de Urabá. También se aprecia una clara anomalía compuesta en el sector de la Sierra Nevada de Santa Marta. Con base en los rasgos anteriores se puede inferir la presencia de variaciones en el espesor de la corteza y por lo tanto en el espesor de las rocas con propiedades magnéticas. A mayor intensidad del campo magnético, mayor contribución de las rocas de la corteza, en especial de aquellas de afinidad con la corteza oceánica, en la parte occidental del territorio colombiano.

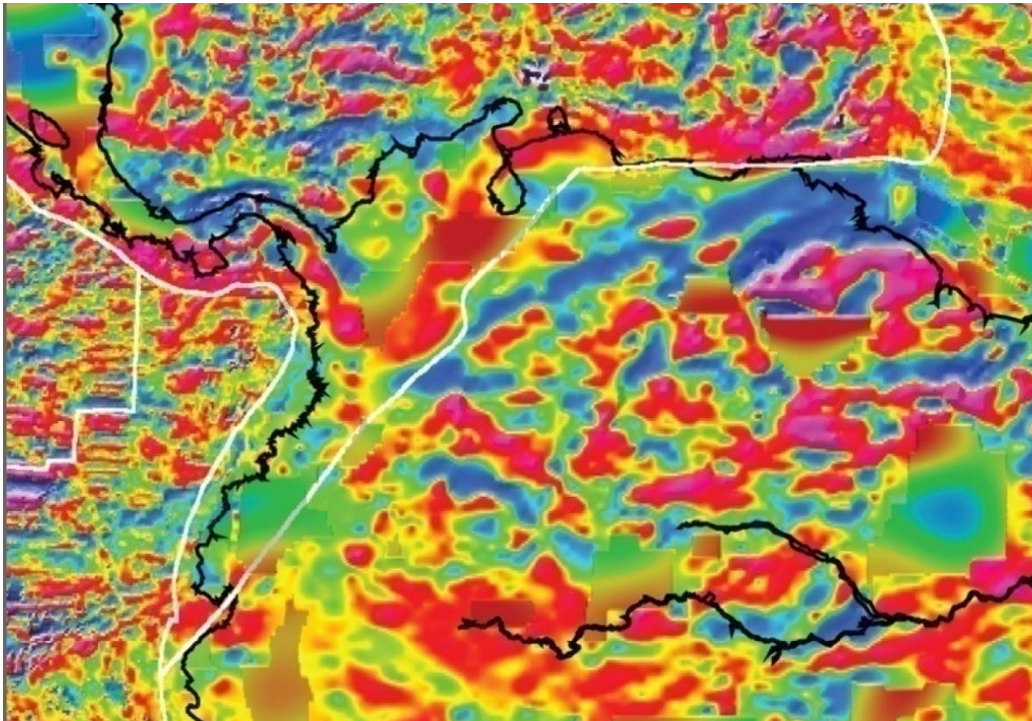


Figura 41. Mapa magnético del Noroeste de Sur América obtenido a partir del mapa Magnético Mundial. Se observa claramente una anomalía magnética negativa en la región del Golfo de Urabá.

6.8.2 Mapa de anomalías magnéticas totales del territorio colombiano

A partir de la base de datos de INGEOMINAS se representó el mapa de campo magnético total para el área continental del territorio colombiano (**figura 42**). Esta base de datos magnéticos ha sido actualizada en los tres últimos años por la Agencia Nacional de Hidrocarburos (**figura 43**) con una cantidad apreciable de información magnética, la cual, compilada con información existente en Ecopetrol

han permitido la construcción de la nueva Base de Datos Magnéticos de Colombia COLMAG.DAT. La Intensidad Magnética Total Observada se corrigió por variaciones diurnas y a este valor se le restó el Campo Normal de la Tierra o IGRF (International Geomagnetic Reference Field) para obtener los valores de Anomalías Magnéticas. Los rangos de anomalías fueron normalizados por diferencias de alturas y luego graficados para obtener el mapa de Anomalías Magnéticas de Colombia, MAM. Este mapa presenta variaciones entre -113 nT y +104 nT. El mapa, que refleja esencialmente variaciones de la susceptibilidad magnética de las rocas corticales, muestra en valores positivos en áreas cordilleranas, principalmente en la Cordillera Occidental y en los departamentos de Santander y Boyacá. Valores positivos de la anomalía también están presentes en gran parte de la Orinoquía y la Amazonía, asociados con la somerización del basamento cratónico. Valores negativos se asocian a la cuenca de la Sabana de Bogotá y gran sector del Piedemonte Llanero. Se resalta una interesante anomalía negativa que se extiende en dirección NW a SE desde el límite de los departamentos de Guaviare y Caquetá hacia la frontera con Brasil. Otras posibles cuencas sugeridas por anomalías negativas se analizan en su aplicación a la geología económica. Desafortunadamente, falta una cantidad apreciable de información para tener un cubrimiento más completo, este hecho se nota en el mapa con los parches blanqueados.

6.9 Aerogravimetría y aeromagnetometría de Urabá

Para el área de la Cuenca de Urabá y Bajo Sinú se reportan dos (2) archivos técnicos de aerogravimetría y aeromagnetometría del año 2006 en el centro de información EPIS:

- Levantamiento aerogravimétrico y aeromagnético Contrato N°075 en el Litoral Pacífico de Colombia, 2006
- Levantamiento AG AM Contrato N°073 en la Cuenca de Sinú, San Jacinto, Plato y San Jorge, 2006

Las anomalías y/o cambios en la aceleración de gravedad e intensidad magnética total (después que a las observaciones de campo se le aplican las correcciones respectivas por cambios de elevación, efectos topográficos y variaciones temporales), reflejan cambios en la densidad y susceptibilidad magnética de las rocas infrayacentes. Estas propiedades de las rocas se pueden emplear para obtener un modelo geológico del subsuelo. Las anomalías gravimétricas y magnéticas son funciones de la distancia entre el detector y la fuente (cuerpo geológico que las produce). En exploración petrolera, las anomalías gravimétricas son por lo general producidas por las estructuras de las secuencias sedimentarias suprayacentes y/o discontinuidades laterales de densidad, producidas por contactos de mega secuencias en profundidad. Las anomalías magnéticas se asocian al basamento de las cuencas, formado generalmente por unidades ígneo-metamórficas. La gravimetría y magnetometría proveen un amplio espectro de fuentes y es mediante una manipulación adecuada, donde se incluyen los

conocimientos geológicos existentes, que estos datos potenciales pueden emplearse en forma exitosa en la búsqueda de hidrocarburos.

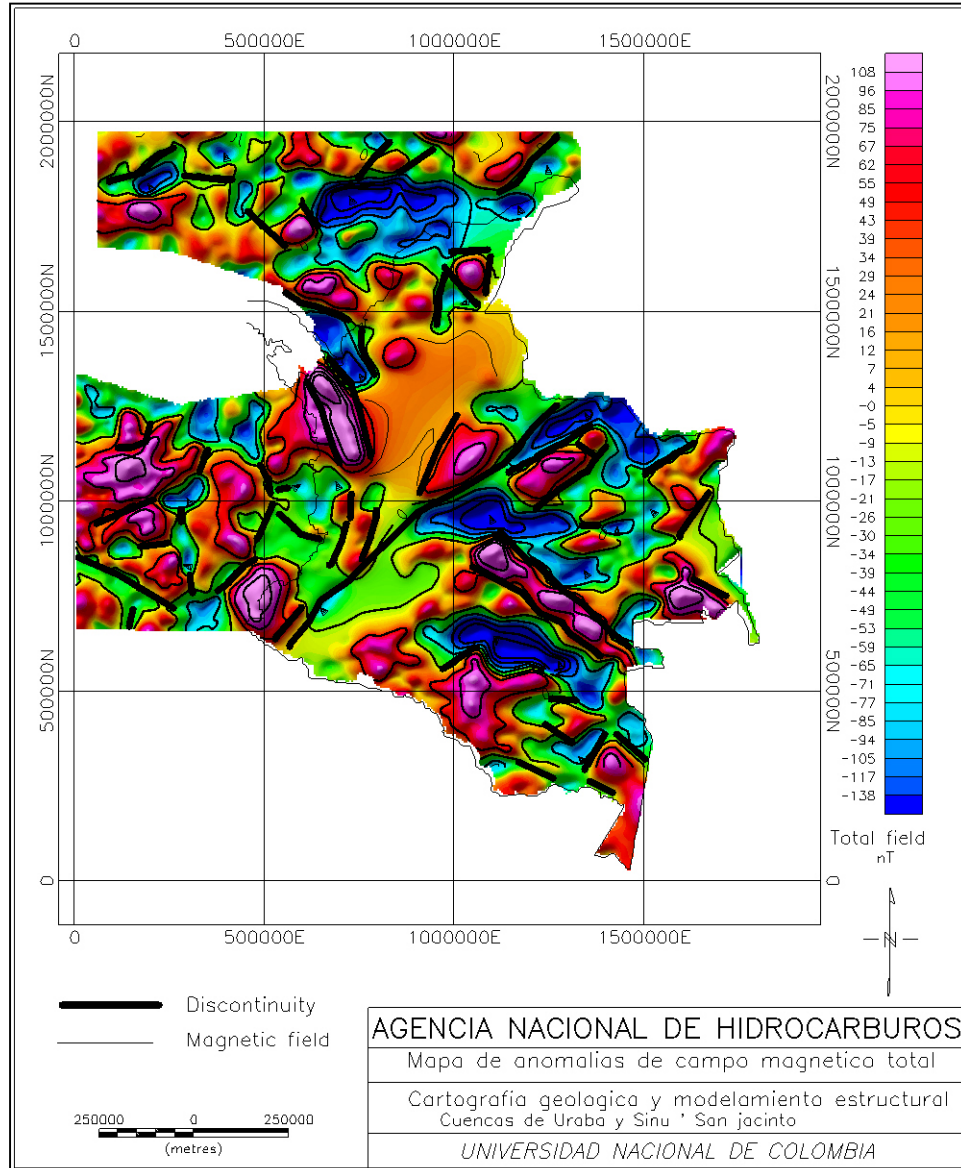


Figura 42. Mapa de anomalías de campo magnético total del territorio colombiano, obtenidas a partir de la base de magnetometría del INGEOMINAS. Se aprecia una anomalía magnética negativa en la región de Urabá limitada por gradientes fuertes que infieren discontinuidades en la corteza asociadas al límite entre las microplacas de Panamá y bloque Norandino

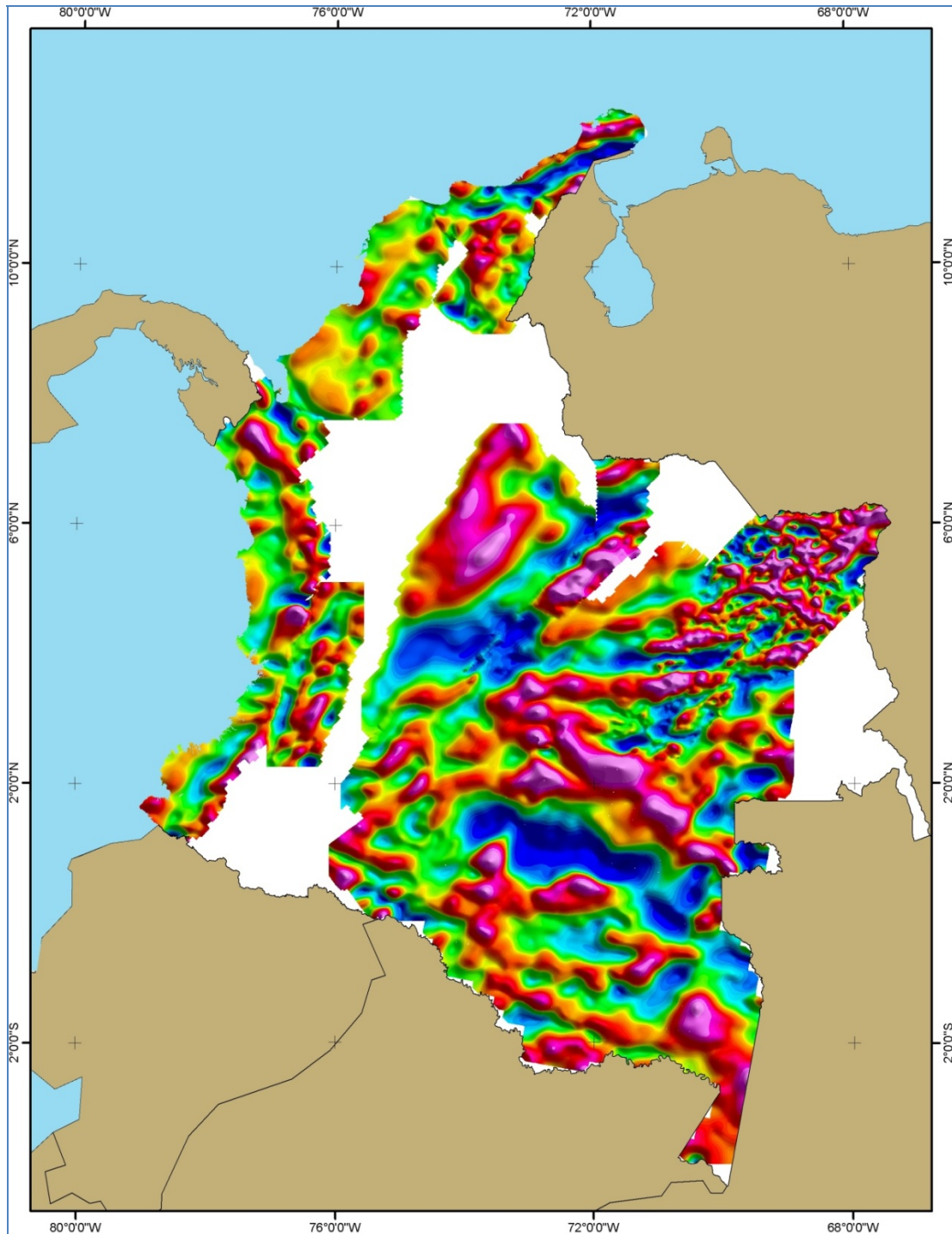


Figura 43. Mapa de anomalías magnéticas de campo total del territorio colombiano obtenidas a partir de la compilación de información y estudios recientes por parte de la Agencia Nacional de Hidrocarburos (Briceño, *et al.*, 2008). Aunque el cubrimiento de los datos en el área de Urabá es parcial, se aprecia la anomalía magnética negativa asociada a la cobertura de sedimentitas del Neógeno y depósitos del Cuaternario.

6.10 Conclusiones sobre las anomalías de campos potenciales

El Noroeste de Suramérica, en donde se incluyen las cuencas de Sinú, San Jacinto, Cesar – Ranchería y Urabá, se caracteriza por presentar variaciones en el espesor de la corteza, tanto por variaciones en la topografía y batimetría del área como por los diferentes grados de compensación isostática que ha generado una interface entre corteza y manto con variaciones en las raíces corticales.

Las variaciones en el espesor de la corteza obtenido a partir de la interpretación de datos de gravimetría esta soportado parcialmente por las anomalías de campo magnético. A mayor espesor de la corteza oceánico o continental se espera un mayor valor de la intensidad de campo magnético, al aumentar el espesor del cuerpo causativo de las anomalías. Sin embargo, esta relación no es evidente en toda el área, debido a la influencia de gradientes térmicos que afectan las propiedades magnéticas de las rocas.

Las principales unidades geotectónicas propuestas para el área de estudio son soportadas por las anomalías gravimétricas y magnéticas regionales: Se aprecia la presencia de las rocas de afinidad con corteza oceánica en los sectores del mar Caribe y Océano Pacífico y en los sectores más occidentales del territorio continental colombiano. También se aprecia claramente una distribución en forma de arco de las anomalías gravimétricas y magnéticas asociadas al sector entre Centro América y la región de Urabá – Cordillera Occidental, por lo que se define un límite de micro placa entre los bloques de Panamá y Norte de los Andes.

Las cuencas con mayor espesor de corteza son en su orden Cesar – Ranchería, Sinú, San Jacinto y Urabá. Este espesor debe influir en los gradientes térmicos para cada cuenca siendo menores a medida que aumenta el espesor de la corteza. Las áreas más promisorias para orientar proyectos de exploración de hidrocarburos corresponden a aquellas que presentan anomalías negativas de Bouguer y anomalías negativas de campo magnético. Esta es la respuesta que se espera de una cuenca sedimentaria caracterizada por una relativa menor densidad y menor susceptibilidad magnética con respecto a las rocas de basamento.

Con base en esta apreciación, la cuenca de Urabá presenta una alta prospectividad en el sector Sureste del Golfo de Urabá, en los sectores aledaños al municipio de Chigorodó. Esta prospectividad continúa hacia la cuenca de Sinú, en el sector del bajo Sinú. La prospectividad del sector de San Jacinto es intermediar y la prospectividad de la cuenca de Cesar – Ranchería es menor desde el punto de vista de las anomalías gravimétricas y magnéticas, exclusivamente.

6.11 Recomendaciones

En la actualidad el territorio colombiano dispone de bases de datos de gravimetría y magnetometría que pueden ser utilizadas para generar modelos regionales de geometría de cuencas y espesor de las secuencias sedimentarias. Por lo tanto se recomienda realizar un mayor uso de estas bases de datos. De la misma manera, en la actualidad se están generando permanentemente modelos del campo gravimétrico y magnético a escala mundial por satélites como CHAMP y GRACE. Esta información es de uso público por lo que se debe utilizar para soportar los modelos geotectónicos propuestos para un área en particular.

A partir de los análisis de las bases de datos mundiales y nacionales, se deben identificar las regiones que pueden ser objeto de futuros programas de geofísica aerotransportada y terrestre. En la actualidad, es común realizar levantamientos de gravimetría y magnetometría a lo largo de las líneas de programas sísmicos. Aunque esta información es muy valiosa, lo ideal es realizar estudios previos de gravimetría y magnetometría que provean los modelos de cuencas para diseñar apropiadamente los programas sísmicos. Esta práctica aún no es visible en la exploración de hidrocarburos en el país.

En la actualidad se están desarrollando programas exploratorios de sísmica en el bajo Sinú y cuenca del Sinú. También se está compilando y procesando la información sísmica disponible del área de Urabá y se ha finalizando el estudio de reconstrucción de historia termal de las cuencas de Sinú – San Jacinto y Cesar Ranchería. Se recomienda validar los resultados presentados en esta sección con aquella información generada por estos proyectos finalizados y en desarrollo.

7. Tectónica y prospectividad del área de estudio

El área de estudio comprende los terrenos de Sinú y de Chocó-Panamá, ambos compartiendo un basamento oceánico y una cobertera terciaria de proveniencia continental, pero presentando diferentes perspectivas para la exploración de hidrocarburos. Las secuencias tardi-cretácicas del basamento tienen un carácter eminentemente piroclástico que designan condiciones volcánicas de aguas marinas poco profundas. De acuerdo a estas características deposicionales, estos terrenos poseen espesores anómalamente altos de mesetas submarinas. Estas circunstancias son desfavorables para su subducción por debajo de un margen continental y favorecen su acreción, al tiempo que las zonas de subducción se desplazan hacia lugares más favorables y más lejanos del margen continental.

En esta sección delineamos unas consideraciones generales acerca del marco tectónico de los dos terrenos y procedemos, en una segunda parte, a analizar los elementos estructurales del Cinturón de Sinú.

7.1. Marco tectónico y estructuras regionales

Una visión general acerca de los bloques que constituyen el área de interés se dio a conocer en el *Informe Final de Geología*. Dicha visión se basa en una subdivisión del margen continental actual en bloques o terrenos, los cuales a través de su registro litológico reflejan una compleja historia de acreción durante el Cretácico tardío y el Terciario temprano. El área de interés está constituida por el bloque de Chocó-Panamá y el terreno de Sinú, los dos siendo separados por la *Falla de Uramita*. El bloque de Chocó evidencia una acreción prolongada desde el Cretácico tardío, que culmina con la consolidación de la cuenca ante-arco del Río Atrato desde el Eoceno tardío. En esta época se manifiesta un evento erosivo de primer orden (conglomerados polimícticos de la Formación Salaquí), que inicia una sedimentación clástica con proveniencia continental a partir del Oligoceno. El amalgamamiento del terreno Sinú al margen continental se concluye a partir del Eoceno medio con el inicio de una sedimentación en condiciones epicontinentales (sedimentos calcáreos y olistostromas de la Formación Manantial). Esta secuencia inicia una sedimentación de aguas someras y termina en el Mioceno superior con sedimentos costeros a fluviales (unidad de Arenas Monas), que constituyen las secuencias clásticas de la *Serranía de Abibe* y de las cuencas de los ríos de *Mulatos* y de *San Juan*.

En el área de interés el límite entre el Bloque de Chocó y el Terreno de Sinú está recubierto por una secuencia de sedimentos neógenos que supera los 3000 m de espesor en los pozos exploratorios de Apartadó y de Necoclí. Para estos sedimentos se estableció un marco bioestratigráfico en base de microfósiles, pero la falta de un marco cronoestratigráfico en las secuencias neógenas del terreno de Sinú dificulta una correlación regional.

La Falla de Uramitá separa los sedimentos del terreno de Sinú de una cuña sedimentaria que subyace la zona bananera y la parte oriental del golfo de Urabá. Estos sedimentos se perforaron en el pozo de Urabá-1629, localizado a aproximadamente 10km costa afuera de Necoclí. Este pozo atravesó una secuencia clástica de algo menos de 3400m, que no tiene una edad mayor del Mioceno medio superior. En la base se encuentran sedimentos abisales que contrastan marcadamente con los sedimentos pelágicos a costeros de igual edad del terreno de Sinú. Estas relaciones soportan la hipótesis que la Falla de Uramita representa en la región de Urabá una sutura entre los terrenos de Chocó-Panamá y Sinú. En la evaluación de las líneas sísmicas ubicadas en la zona bananera al S del Golfo de Urabá se puso de manifiesto un patrón sencillo entre secuencias sedimentarias del Neógeno y un basamento no perforado, constituido probablemente por las sucesiones piroclásticas y efusivas de rocas basálticas del Paleogénico y Cretácico Superior, tal como se exponen en el Cerro del Cuarenta. La secuencia siliciclástica del Neógeno se acuña hacia el arco magmático de *Mandé-Darién* que limita este relleno hacia el W. En las líneas sísmicas de la zona bananera se observan relaciones de tipo “onlap” al contacto con el basamento Paleogénico-Cretácico. Estas relaciones apuntan hacia la creación de un espacio de acomodamiento sucesivamente más amplio debido a una subsidencia gradual del arco de *Mandé-Darién* durante el Neógeno.

Este aumento del espacio de acomodación durante el Neógeno podría explicarse en la parte sur de Urabá como flexión inducida por la carga de la Serranía de Abibe. Sin embargo, la cuña sedimentaria persiste también hacia el N del Golfo de Urabá, es decir más allá de la propia extensión de la Serranía de Abibe, como lo demuestra el registro del pozo de Urabá-1629. Estas relaciones apuntan hacia la existencia de una carga sub-cortical que es independiente de la tectónica del terreno de Sinú. De acuerdo a la hipótesis de una sutura, que separaría el terreno de Sinú del prisma neógeno de la zona bananera, proponemos como efecto causal para este prisma sedimentario una flexión para la placa oceánica del bloque de Chocó. Indagando más acerca del origen de esta flexión se podría postular la existencia de una zona de subducción que se inclinaría hacia el E y la cual se congeló desde antes de la sedimentación del prisma sedimentario del Neógeno.

En este escenario de un margen convergente el arco de *Mandé-Darién* se ubica en la bisagra de la placa oceánica flexionada. Las unidades volcanoclásticas de Santa Cecilia y de la Equis constituyen los flancos oriental y occidental de esta estructura antiformal y pertenecen por consiguiente a una misma secuencia. El soporte principal para esta interpretación está suministrado por las anomalías gravimétricas positivas, evidenciadas por primera vez por Case et al., (1972), las cuales se corroboran con una mayor precisión en este informe. Estas anomalías de Bouguer revelan una estrecha correspondencia con el rumbo y la localización del Batolito de Mandé. En la zona limítrofe entre la planicie bananera y Serranía de Abibe se evidencia un gradiente pronunciado hacia valores negativas con un mínimo ubicado por debajo de la Serranía de Abibe y las cuencas hidrográficas más al E.

La yuxtaposición de estas anomalías positivas y negativas respalda de nuevo la constelación de una zona de subducción congelada desde el inicio de la sedimentación continental del Eoceno-Oligoceno. En el escenario de la **figura 44** se asimila el bloque de Chocó como meseta oceánica de una provincia marginal de la Placa del Caribe, la cual convergió con el margen continental a través de una subducción de un ángulo moderado. Por su alto espesor (se presume un espesor cortical de 20km) la subducción no alcanzó un estado de equilibrio, pero se paralizó por la alta flotabilidad de la placa oceánica. Este bloqueo y la convergencia subsiguiente indujeron posiblemente una flexión pronunciada de la placa, cuya parte central empezó a exhumarse por una combinación de levantamiento y erosión. Evidencia para este proceso proviene de la pronunciada inclinación de las piroclástitas de la Formación Santa Cecilia y de la Equis, así como del conglomerado basal de la formación Salaquí, que recubre el basamento intrusivo-piroclástico en la región de Triganá. Al mismo tiempo se inicia la subsidencia de la cuenca ante-arco del Río Atrato.

En este escenario el Cinturón de Sinú representa un cinturón plegado y fallado de un margen continental ya previamente consolidado con respecto a la subducción fallida de la placa del Chocó. En la organización de sus estructuras se manifiesta una vergencia hacia el W (**figura 46**), que indica una dirección de transporte tectónico en este mismo sentido y que podría implicar un despegue parcial de su cobertera con respecto a su basamento volcánico del Cretácico tardío.

En el ambiente de la placa oceánica parcialmente subducida (la cual comprende el bloque de Chocó) la prospectividad de hidrocarburos se limita a la cuña de sedimentos neogénicos en cercanías de la Falla de Uramita, los cuales, según los datos del pozo de Urabá 1629-1X, contienen en su parte superior (en el registro de este pozo hasta una profundidad de 1850m) secuencias de plataforma. De acuerdo a la información de las líneas sísmicas de la zona bananera, esta secuencia está poco plegada y fallada, al contraste con un prisma de acreción típico. Las terminaciones de los reflectores de tipo “onlap” apuntan hacia la existencia de trampas estratigráficas.

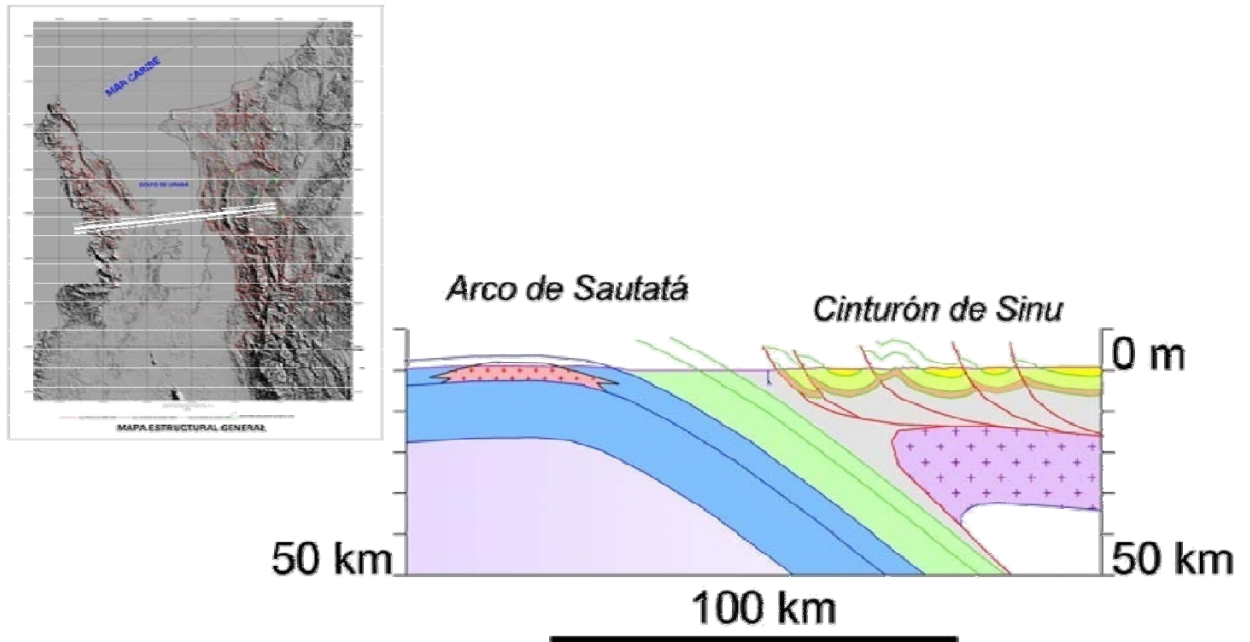


Figura 44: Escenario de una subducción del Bloque de Chocó por debajo de un margen continental que se consolidó durante el Cretácico Tardío.

7.2 Análisis estructural de Cinturón de Sinú

En el Cinturón de Sinú trampas de un mayor potencial para la exploración de hidrocarburos son de tipo estructural; el conocimiento incipiente de las secuencias clásticas del Neógeno no permite definir transiciones faciales laterales que motivarían a buscar *plays* estratigráficos.

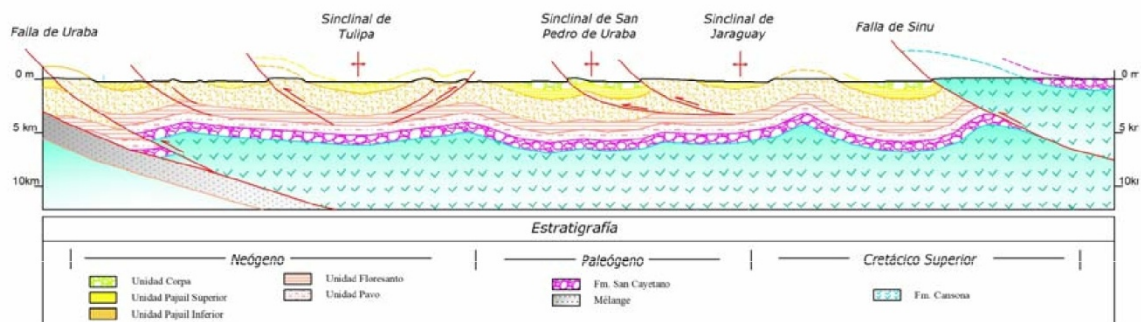


Figura 46: Perfil estructural a través del Cinturón de Sinú en dirección NW-SE (Necoclí – Tierra Alta).

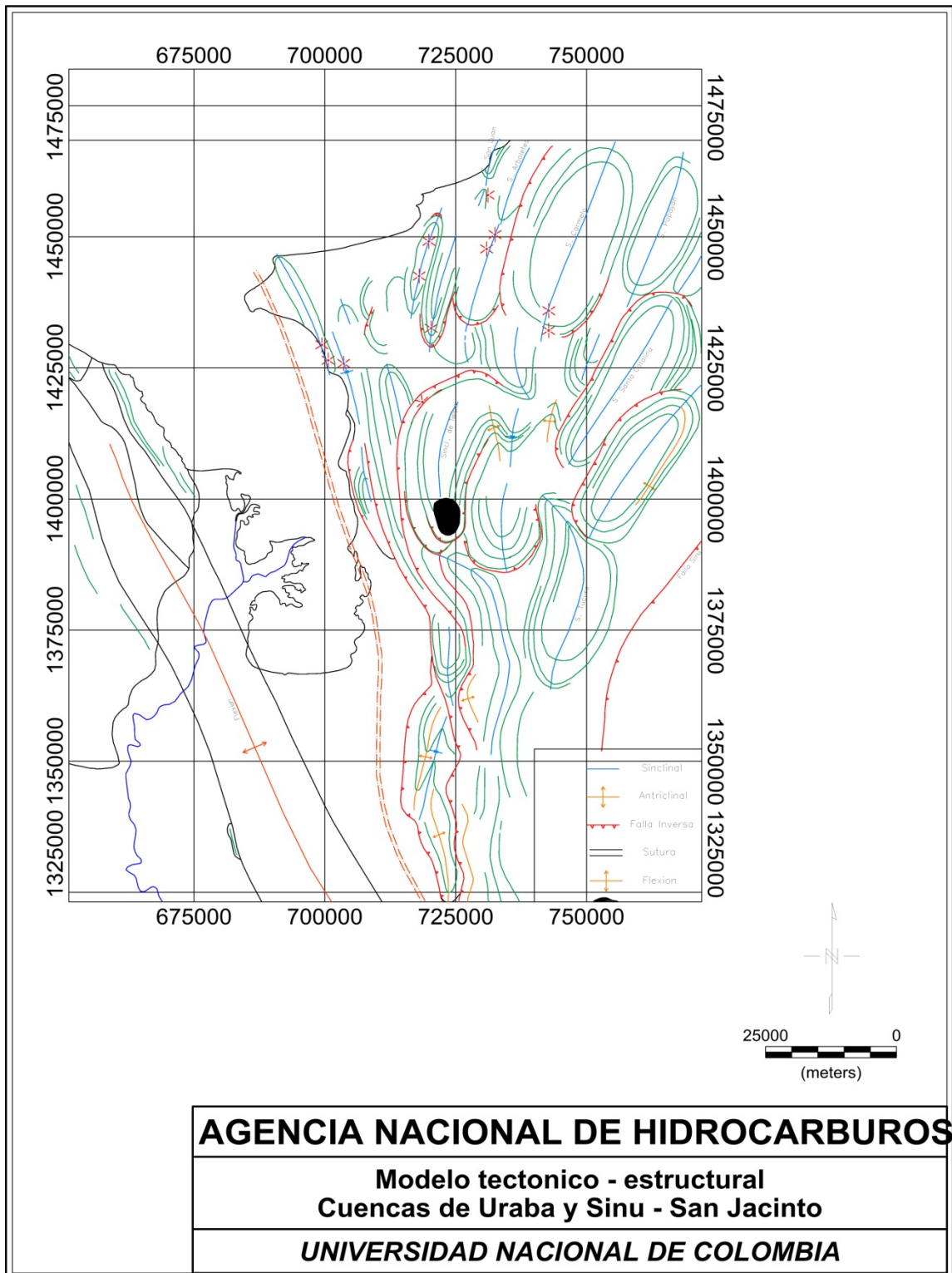


Figura 45. Modelo geológico estructural, presentando los pliegues y fallas de las unidades del Neógeno. Se destacan los pliegues asociados a fenómenos de diapirismo de lodo.

El Cinturón de Sinú aflora de manera muy extensa en la parte oriental del área de interés y exhibe aquí unos patrones estructurales que lo diferencian de manera clara del Cinturón de San Jacinto, que lo bordea más continente adentro. Estos patrones estructurales determinan el tipo y la extensión de trampas y se analizan a continuación con algún detalle. En estas deliberaciones nos basamos en el mapa morfo-estructural elaborado para el presente informe y en los mapas 1:100.000 del Atlas Geológico del INGEOMINAS. A partir de estas dos fuentes se compiló el mapa de la **figura 45**, al cual nos referimos de manera continua en las siguientes deliberaciones. En lo que se refiere a datos de subsuelo, se tuvo en cuenta los pozos exploratorios del Anticlinal de Dos Bocas que fue perforado entre Apartadó y Chigorodó (pozos, de Apartadó-1, de Turbo-1 y de Chigorodó-1), de Necoclí-1, así como los pozos exploratorios del play de Jaraguay-N. Las secuencias identificadas en estos pozos no tienen, sin embargo, equivalencias con las unidades cartografiadas en superficie. Una tal correlación se debería efectuar por medio de datos bioestratigráficos, lo que requeriría un estudio detallado de las columnas sedimentarias. Apoyándonos en los datos de los mapas del Atlas Geológico construimos un perfil transversal que se extiende sobre una distancia de 95 km (**figura 45**). Este perfil se basa en espesores aproximados, los cuales estarán sujetos a cambios sustanciales, a medida que se completarán los conocimientos estratigráficos de la zona.

7.2.1. Estilo estructural del Cinturón de Sinú

A continuación ponemos a consideración unos rasgos estructurales particulares de este terreno geológico, los cuales diferencian este cinturón plegado y fallado de la mayoría de cadenas montañosas y establecen más bien un parentesco con prismas de acreción. Una diferencia con estos ambientes tectono-sedimentarios surge, sin embargo, de la ausencia de un talud deposicional y de una tectónica de imbricación no muy intensa.

Resumimos estas consideraciones en cuatro puntos.

1. *El Cinturón de Sinú carece de un desnivel topográfico sobresaliente y de un nivel de exhumación avanzado en las partes internas.*

En el área de interés se reconocen dos provincias morfotectónicas: 1) La Serranía de Abibe en el borde suroccidental del terreno de Sinú, que se caracteriza por elevaciones de hasta 1000m, y 2) el terreno ondulado de las cuencas de los ríos de Mulatos, de San Juan y de la parte oriental del Alto Sinú, que no superan elevaciones de los 300 m.

En su parte meridional la *Serranía de Abibe* se compara con un monoclinado basculado hacia el E. Estas relaciones se deducen a partir de su asimetría estructural, que es el resultado de un flanco occidental fallado y plegado con inclinaciones hasta subverticales y de un flanco oriental poco estructurado y moderadamente inclinado hacia el E. En esta configuración estructural los estratos más antiguos y el basamento volcanoclástico del Cretácico tardío se

exponen preferencialmente en el piedemonte occidental. En el contexto de zonas de subducción activas o congeladas, estructuras uniformemente basculadas hacia el continente definen “flexiones positivas” (Pindell et al., 2005), ya que la placa inferior soporta la placa superior y la flexiona hacia arriba. La Serranía de Abibe se extiende hasta el Alto de Mulatos y, de ahí hacia el N, ella pierde su expresión topográfica. Desde este lugar la provincia morfo-estructural del interior del terreno de Sinú mantiene su relieve topográfico hasta el borde occidental.

De esta manera, el Cinturón de Sinú representa un terreno plegado y fallado con el característico particular de no exhibir un desnivel estructural mayor. Los flancos de los pliegues están conformados por las secuencias clásticas del Mioceno y en los núcleos de los sinclinales se presentan sedimentos fluviales de la unidad de Arenas Monas, para la cual se supone una edad del Plioceno. Estas relaciones se ilustran en el perfil de la **figura 46**, en el cual se unieron las unidades del Mioceno en una sola secuencia. En este contexto vale recalcar la dificultad de fijar una secuencia completa para las unidades, tal como lo propone el Atlas Geológico de INGEOMINAS (planchas 69, 70, 79, 80). Teniendo en cuenta los espesores estipulados de las diferentes unidades, uno obtiene fácilmente un espesor acumulado de 8000m, valor que contrasta con los 3000 m encontrados en los pozos del Anticlinal de Dos Bocas y de Necoclí. Una solución a este dilema consiste en presumir que ciertas unidades del Mioceno podrían representar cambios laterales de facies entre ambientes deposicionales de plataforma más internos a más externos. Esta hipótesis suministraría una razón para los contactos de diferentes unidades con los sedimentos fluviales del Mio-/Plioceno. Al W del Cinturón de Sinú los sedimentos del Mio-/Plioceno están representados por la unidad de Arenas Monas, la cual suprayace sedimentos arcillosos litorales que se cartografiaron como unidad de Pavo Inferior y Superior. Al E del área de interés, sin embargo, los estratos fluviales del Mio-/Plioceno se asignan a la unidad de Corpa, la cual concluye las secuencias marinas-someras de las unidades de Pajuil. Este problema de correlación estratigráfica se formula aquí por una simple comparación de relaciones estructurales y su solución requiere de estudios bioestratigráficos detallados. Su incidencia en el análisis estructural de esta región se marca en la adopción de un espesor realista para las secuencias clásticas del Mioceno.

Independientemente del espesor real y de la edad de las unidades de la columna del Mioceno, se puede afirmar, que las diferencias en edad de las unidades en superficie son mínimas y que el plegamiento no generó desniveles estructurales mayores.

2. *El Cinturón de Sinú exhibe con sus pliegues de borde y sus sinclinales amplios de su parte interna dos provincias estructurales.*

Nuestra compilación morfo-estructural (**figura 45**) documenta dos provincias que designan evoluciones estructurales particulares para el borde y el interior del terreno de Sinú.

En el frente de deformación de este cinturón, que limitan el borde de las llanuras de la zona bananera, se destacan colinas alargadas en forma de cuchillas, que se extienden desde el Cerro de Águila al N de Necoclí hasta Chigorodó por más de 50 km. Estos rasgos geomorfológicos se deben a una o dos escamas plegadas o anticlinales falladas, los cuales poseen flancos occidentales muy inclinados a invertidos y flancos orientales moderadamente inclinados. Con esta geometría ellos exhiben una vergencia hacia el W. A juzgar por el mapa, las fallas que separan dichos anticlinales tienen saltos mayores, ya que unidades blandas asociadas a la Unidad de Pavo Superior en los bloques yacentes se presentan en diferentes proporciones o faltan del todo. La constancia estructural y la ausencia de manifestaciones de un vulcanismo de lodo de una mayor proporción diferencian estos pliegues apretados de los sinclinales abiertos del interior del Cinturón de Sinú. El tren de estas estructuras es de dirección SSW-NNE y se adapta de manera evidente al rumbo del arco magmático de Mandé-Darién, evidenciando un control estructural de la sutura, que separa los terrenos de Chocó y de Sinú.

Los pliegues del interior del terreno de Sinú contrastan con los pliegues apretados del frente de deformación occidental por presentarse en formas abiertas, por una falta de continuidad en el tren de las estructuras y por una carencia de anticlinales. Idealmente estos pliegues están constituidos por sinclinales delimitados por fallas inversas en ambos flancos, y presentan ejes de una doble inmersión hacia el interior de un sinclinal, que tiene una forma de cubeta. El tren estructural es de dirección SSW-NNE y se presenta de manera perpendicular a un campo de esfuerzo que se deduce a partir de la orientación de fracturas regionales.

3. *El Cinturón de Sinú documenta a través de la presencia de volcanes de lodo activos la presencia de shales sobrepresurados.*

El vulcanismo de lodo tipifica la parte interna del Cinturón de Sinú y está prácticamente ausente en el frente suroccidental de la Serranía de Abibe. A partir del Municipio de Necoclí hacia el N, sin embargo, el vulcanismo de lodo afecta igualmente los pliegues frontales del borde occidental del Cinturón de Sinú, aunque en menor proporción. Este cambio concuerda con la disminución de la intensidad de plegamiento hacia la Falla de Urabá, que se expresa por la ausencia de anticlinales fallados, estructuras que tipifican el segmento entre Currulao y Mutatá.

Los volcanes de lodo suministran claves de suma importancia para la exploración de hidrocarburos, ya que, por un lado, se asocian con manaderos de gas y aceite y proveen así una información directa para las condiciones de formación de estos hidrocarburos. Por otro lado, estos volcanes forman trampas estructurales. En cuanto a su organización interna y su posición estructural aún poco se conoce y el siguiente análisis se basa en una comprensión muy incipiente y en cierta medida

conjetural. En cuanto a su organización interna nos basamos en la memoria explicativa de GEOTEC e INGEOMINAS (2003), en la cual se diferencia entre volcanes asociados a geoformas abombadas y volcanes sin expresión geomorfológica.

Los volcanes ligados a domos muestran un brechamiento hidrotermal, pero carecen de una actividad volcánica de lodo. Estas geoformas podrían haberse formado como consecuencia de una cámara de lodo ubicada en cercanías de la superficie, pero con una presión interna subcrítica durante de su fase de quietud, que inhibe una actividad efusiva continua (cf. Fig. 5 de Kopf, 2002 y Fig. 11 de Praeg, 2009). El ejemplo que tipifica esta situación se encuentra en El Cerrito, a aprox. 1 km al W de San Antero (plancha 43; fotos 1 y 2 en GEOTECT e INGEOMINAS, 2003). En el otro extremo de un supuesto espectro continuo se ubican volcanes de lodo con una actividad perenne, los cuales, sin embargo, muestran una expresión morfológica mínima, tipificando “*mud pies*” (Kopf, 2002). El volcanismo se manifiesta por una actividad efusiva de lodos y emanaciones esparcidas de gas metano, produciéndose conos de lodo a pequeña escala (*gryphons*, *mud cones*) de menos de 10 m y piscinas o “*salses*” (para esta nomenclatura cf. Planke et al., 2003). Ejemplos en el Cinturón de Sinú están representadas por los volcanes activos de Puerto Escondido (plancha 50; fotos 3 y 4 en GEOTECT e INGEOMINAS, 2003) y del Alto de Mulatos, para nombrar dos ejemplos. Nuestro conocimiento es demasiado fragmentario para diferenciar geoformas que combinan estas dos expresiones morfológicas y que involucran actividades efusivas intermitentes. Proponemos, sin embargo, que estos dos tipos de volcanes se relacionen con posiciones estructurales específicas.

Los volcanes con *geoformas abombadas* se ubican preferencialmente sobre las zonas de bisagra de sinclinales. Esta relación hasta ahora poco advertida se observa particularmente en los sinclinales de poco relieve en la parte septentrional del área. El Sinclinal de Carmelo contiene dos estructuras abombadas de alto relieve, que se alinean en su eje y marcan su terminación sur (**figura 45**). El Sinclinal de Arboletes termina en su parte septentrional con el volcán del mismo nombre. El eje del Sinclinal de Zapata está marcado por tres centros eruptivos, entre los cuales el de la terminación septentrional expone el basalto porfídico de Gigantón. El Sinclinal de Necoclí expone dos conos volcánicos de un tamaño menor en su eje. La geoforma de mayor tamaño, sin embargo, se observa en la terminación sur del Sinclinal de Tulipa. Se trata de un abombamiento elíptico con diámetros de 5.5 km por 7 km, abarcando un área cercana de 30km². Esta geoforma está drenada en gran parte por las cabeceras del Río Turbo. En su interior esta geoforma se resalta por un drenaje circular, en su exterior por un drenaje radial. La forma alargada paralelamente al eje del Sinclinal de Tulipa podría tomarse como evidencia para un abombamiento sin-tectónico, en analogía con calderas de rocas ígneas (Bonini, 2009).

En esta compilación los dos volcanes con los conos mejor desarrollados pertenecen al Sinclinal de Carmelo, sugiriendo una posible relación entre tamaño de la estructura y magnitud del vulcanismo. Una posible explicación para

relacionar los tamaños entre volcán y sinclinal, consiste en presumir, que los sinclinales mayores ocupan el espacio de subcuencas, cuya subsidencia fue guiada por la misma construcción de un edificio volcánico (para un ejemplo de la cresta mediterránea, cf. Kopf, 1998). Esta hipótesis presume dos circunstancias: 1) los volcanes de lodo son pre-tectónicos, y 2), los sinclinales fueron prefigurados por depocentros, que sufrieron una subsidencia diferencial. Esta última conclusión fue propuesta también por GEOKINETICS (2009) quienes, al interpretar las líneas sísmicas del área, observan que ciertas unidades aumentan sus espesores hacia las bisagras de los sinclinales.

Los volcanes de lodo, que carecen de un cono o de un abombamiento, se ubican preferencialmente en los bordes fallados de los sinclinales y en parte en las terminaciones de los sinclinales. Ellos se caracterizan por flujos poco confinados, que se esparcieron por áreas extendidas. Un ejemplo para este vulcanismo difuso es el centro volcánico de la estación de Changas y del Alto de Mulatos. Este último centro se ubica al contacto de tres terminaciones sinclinales y se explica en este lugar por un plegamiento complejo, que desvía considerablemente de estructuras cilíndricas. Al asumir estas geometrías complejas de cubetas, las capas necesariamente tienen que deformarse internamente, dando lugar a un fracturamiento intenso (ellas presentan “non-developable surfaces”, cf. Lisle, 1994). Combinando estas deformaciones con una alta presión de fluidos, estos volcanes deberían asociarse a brechas hidrotermales. En el volcán de lodo del Alto de Mulatos se observan, de hecho, tectonitas intensamente fracturadas, las cuales presentan venas de tensión con un relleno de calcita y pasan a brechas hidrotermales. Planos de falla revestidos por fibras de calcita son testigos de procesos friccionales, que deberían contribuir inclusive a la sismicidad de la región.

A continuación ampliamos nuestro análisis estructural de la tectónica del interior del Cinturón de Sinú, ya que una adecuada comprensión de su estilo de plegamiento ayuda en la exploración de trampas estructurales.

7. 2.2. Pliegues y trampas estructurales del Cinturón de Sinú

El Cinturón de Sinú presenta con sus sinclinales fallados un estilo estructural muy particular, que debería considerarse en la definición de una estrategia adecuada para identificar trampas estructurales. En este párrafo destacamos unas particularidades de este estilo estructural, para poder deducir las condiciones, que conducen a la formación de trampas estructurales. El estilo de sinclinales fallados se manifiesta particularmente al N de la represa de Urrá y se extiende, con la desaparición de la Serranía de Abibe y los anticlinales frontales del borde occidental del terreno de Sinú, por todo el cinturón hasta la Falla de Sinú (**figura 51**). En su forma más sencilla los sinclinales representan estructuras elípticas con una longitud limitada de 20 km a 30 km y con un ancho de aproximadamente 10 km, resultando en una razón ancho a longitud de 1:3

aproximadamente. Anticlinales que separan sinclinales adyacentes no existen por lo general, y de presentarse, deberían definir formas en anillo y ramificaciones. Anticlinales existen solamente en contados lugares y subrayan la tendencia estructural de dirección SSW-NNE. El ejemplo más explorado proviene del flanco oriental del Sinclinal de Jaraguay (play de los pozos de Jaraguay-N) que está afectado por un anticlinal relativamente estrecho (**figura 45**).

La predominancia de estructuras elípticas conduce necesariamente a problemas de espacio, ya que formas circulares, al contrario de estructuras poliédricas conformadas por hexágonos o romboedros, requieren de espacios intermedios para mantener una coherencia lateral. A continuación ilustramos estas complejidades estructurales, partiendo de tres situaciones geométricas simplificadas.

- *Interferencia de estructuras elípticas por truncación:* Para aclarar estas situaciones diferenciamos entre sinclinales, que se presentan en elipses completas y sinclinales truncados, cuyas formas elípticas se presentan sólo parcialmente. Un caso llamativo para esta situación se encuentra en el flanco occidental del Sinclinal de Santa Catalina, que corta los estratos de un sinclinal incompleto (**figura 51**). En vista de mapa se observa un ángulo de truncación cercano a 90° entre las dos estructuras. Otro ejemplo ilustrativo se encuentra en la curvatura noroccidental del Sinclinal de Túlipa (**figura 45**).
- *Adaptación por distorsión en terminaciones periclinales:* En analogía de los ejemplos anteriores diferenciamos para este caso entre estructuras elípticas no perturbadas en sus terminaciones y estructuras subordinadas, que tienden a compensar los problemas de espacio. Las estructuras subordinadas se adaptan al patrón predominante por terminaciones puntiagudas o por desarrollar localmente formas cóncavas con respecto a sus centros de elipse. Un ejemplo llamativo se presenta en las terminaciones de los sinclinales de Jaraguay y de Tucure. El primero se presenta con una forma elíptica no modificada, mientras que el segundo termina en forma puntiaguda y presenta un límite septentrional ligeramente cóncavo (**figura 51**). Al S del Alto de Mulatos se observa otro ejemplo de un sinclinal alargado, el cual desvía igualmente en dirección noroccidental al aproximarse a las terminaciones de los sinclinales de Túlipa y de San Pedro.
- *Coalescencia de sinclinales adyacentes:* Sinclinales se unen localmente a través de anticlinales. Estos anticlinales son discontinuos y terminan en fallas o simplemente pierden sus expresiones estructurales por adaptarse a una estructura mayor. Un caso particular se observa en la parte septentrional del flanco oriental del Sinclinal de Túlipa, el cual se une en este tramo con un apéndice más oriental. Entre estos dos sinclinales se observa un anticlinal, el cual, al igual de sus estructuras adyacentes, presenta una inmersión hacia el N y pierde su amplitud hacia la cuenca del Río Mulatos. En esta cuenca se completa la unión entre el Sinclinal de Túlipa y la estructura subalterna al E de su flanco oriental.

Para los tres casos anteriores existe una jerarquía entre el sinclinal que desarrolla su forma elíptica por completo y el sinclinal que se adapta a las condiciones espaciales en particular. Una pregunta de interés exploratorio se refiere a los factores determinantes de esta jerarquía, y si este orden tiene un significado cinemático, es decir, si las estructuras con formas propias pueden considerarse como estructuras de mayor antigüedad. Una respuesta parcial a esta pregunta suministra el perfil de la Figura 3, en el cual se evidencia que los sinclinales de una mayor elevación estructural realizan sus formas propias. Mayores elevaciones estructurales se presentan tanto en el margen oriental como occidental del Cinturón de Sinú, y en estos márgenes se localizan los sinclinales de un mejor desarrollo morfo-estructural, como los sinclinales de Tucure y de Jaraguay al E y el Sinclinal de Túlipa al W. Los sinclinales de la zona central exhiben formas irregulares por adaptarse a los sinclinales marginales o por unirse con regiones no plegadas. Las zonas de transición, que resultan entre zonas no plegadas y sinclinales emergentes, revelan mucho interés para la exploración de hidrocarburos, ya que en ellas se presentan los volcanes de lodo mejor desarrollados. Esas zonas exhiben probablemente las deformaciones que preceden a la formación de los cabalgamientos laterales, cuya activación termina con el desarrollo de las estructuras elípticas.

En la interpretación de la información de subsuelo presentada por GEOKINETICS-ANH (2009) se hizo énfasis en la definición de estructuras de tipo “pop-up”, en las cuales sinclinales de una mayor extensión lateral están separados por anticlinales estrechos y fallados en ambos flancos, a manera de estructuras en flor. De hecho, este informe evoca una tectónica transpresiva para su formación. En las líneas sísmicas los lugares de estos anticlinales coinciden con sombras en la respuesta de reflectores sísmicos y el postulado de su existencia correspondió en gran medida a la decisión del intérprete de documentar dicho régimen transpresivo. En este informe proponemos a reconsiderar estas interpretaciones, basándonos en argumentos morfo-estructurales y las cartografías geológicas. A diferencia de las interpretaciones de estas líneas sísmicas regionales, descartamos la existencia de anticlinales en los bordes de los sinclinales. Esta visión nos conduce a establecer la ya mencionada jerarquía morfo-estructural entre sinclinales bien desarrollados y sinclinales subordinados, cuyo valor exploratorio consiste en determinar relaciones de truncación en el yacente de los cabalgamientos de las estructuras elípticas de primer orden. Para el caso de dos sinclinales bien desarrollados la zona intermedia debería asumir una forma triangular y más bien definir una estructura de tipo “pop-down” con respecto a sus cabalgamientos limítrofes.

En esta asociación estructural existe un potencial para trampas estructurales que se define 1) por los pocos anticlinales existentes, situación que se exploró en el play de Jaraguay-N, y 2) en los bloque yacentes de las fallas de cabalgamiento de sinclinales elípticas que muestran un buen desarrollo morfo-estructural. Estas últimas trampas pueden clasificarse como trampas de tipo “sub-thrust” y deberían explorarse en los flancos occidentales de los sinclinales de Tucure, Jaraguay y Santa Catalina, por un lado, y en los flancos orientales de los sinclinales de Túlipa y de Carmelo, por otro lado.

8. Aspectos geoquímicos de los rezumaderos y volcanes de lodo

El objetivo de esta sección es presentar una recopilación documental de los datos de geoquímica orgánica, diapirismo y rezumaderos del área de Urabá, a partir de los informes Northwest Colombia Hydrocarbon Evaluation, BEIROZ et al, (1986); Evaluación del Sistema Petrolífero de la Cuenca- Sinú – Urabá, ICP, (1999); Evaluación geológica regional de la Cuenca del Sinú- San Jacinto, ESRI-ILEX, (1995); Informe geológico final del pozo Apartado-1, Bernal J. y Luna O. (1982); Informe geológico final del pozo Chigorodo-1, Bernal J. y Luna O. (1982) Informe anual de Operaciones-Contrato de Asociaciones Capurganá - Cuenca Choco-Pacífico Subcuenca del Urabá, Occidental de Colombia INC, (1990); Geochemical analysis of three samples OXI – Neclocli-1, GEOSTRAT Ltda (Castaño,1990); Proyecto Cuencas Fronteras, Informe de Recopilación de Información, Olaya I (1994).

8.1 Antecedentes geoquímicos

La información obtenida para la Cuenca de Urabá es escasa y corresponde análisis geoquímicos orgánicos realizados a muestras de roca de afloramientos, rezumaderos y pozos, comprendidos en los informes Northwest Colombia Hydrocarbon Evaluation, BEIROZ et al, (1986); Evaluación geológica regional de la Cuenca del Sinú- San Jacinto, ESRI-ILEX, (1995); Informe geológico final del pozo Apartado-1, Bernal J. y Luna O. (1982); Informe geológico final del pozo Chigorodo-1, Bernal J. y Luna O. (1982); Geochemical analysis of three samples OXI – Neclocli-1, GEOSTRAT Ltda, 1990; Proyecto Cuencas Fronteras, Informe de Recopilación de Información, Olaya I (1994). En el área del proyecto que corresponde a la zona de Urabá se encuentran 5 pozos: Urabá-1, Turbo-1, Neclocli-1 Apartado - 1 y Chigorodo-1, de los cuales solo en los tres últimos se han realizado análisis de pirólisis Rock-Eval, carbono orgánico total y reflectancia de vitrinita para muestras de roca y análisis de biomarcadores (cromatografía de gases, espectrofotometría de masas e isotopía ¹³C) para aceites y gases de rezumaderos de la Cuenca del Sinú. También se han realizado análisis de geoquímica orgánica para las Formaciones Floresanto (Mioceno superior), Formación Pajil (Mioceno medio) y Formación Corpa (Plioceno).

8.2 Análisis geoquímicos de unidades de roca

Los datos que se muestran a continuación pertenecen a las secciones de la Cuenca del Sinú, (BEIROZ et al, 1986), que fueron determinados en el área del Urabá:

8.2.1 Formación Floresanto (Mioceno inferior)

Los análisis se realizaron en cinco pozos de la Cuenca del Sinú, con TOC promedio (0,5-2,21) y bajo potencial S₂ (0,1-1,3 mg/g). Kerógeno Tipo I y II, representando el mejor potencial generativo de hidrocarburo, el cual es desarrollado en el sector central de la Cuenca del Sinú (La Mora-1). Los valores de los análisis de reflectancia de Vitrinita y T max para la parte central y sur de la Cuenca del Sinú, indicaron que los sedimentos del Mioceno medio alcanzaron la madurez, en los pozos Morrosquillo-1 y

San Bernardo 2x en el cual la ventana de generación está dada por los valores de R_o superiores a 0,5%. (ESRI-ILEX, 1995).

8.2.2 Formación Paujil (Mioceno medio)

Los análisis de los pozos Necloclí-1, La Rada – 1 y Floresanto -1, en la Cuenca del Sinú, indicaron que para los dos primeros no hay fuente potencial de hidrocarburo y que para el último, la fuente de hidrocarburos es muy pobre. Los valores de TOC varían respectivamente entre 0.4% y 1%, y los valores de la pirolisis S_2 entre 0.4 y 1.6 m/g. (figura 47). Para el Pozo Necloclí- 1, Castano J, (1990) realizó análisis de kerógeno visual, para tres muestras, a diferentes profundidades, en la cual se obtuvo kerógeno amorfo, con pequeñas cantidades subordinadas de vitrinita y monomacerales (esporinita y liptodetrinita) indicando el origen de la materia orgánica, herbácea hasta arbustos.

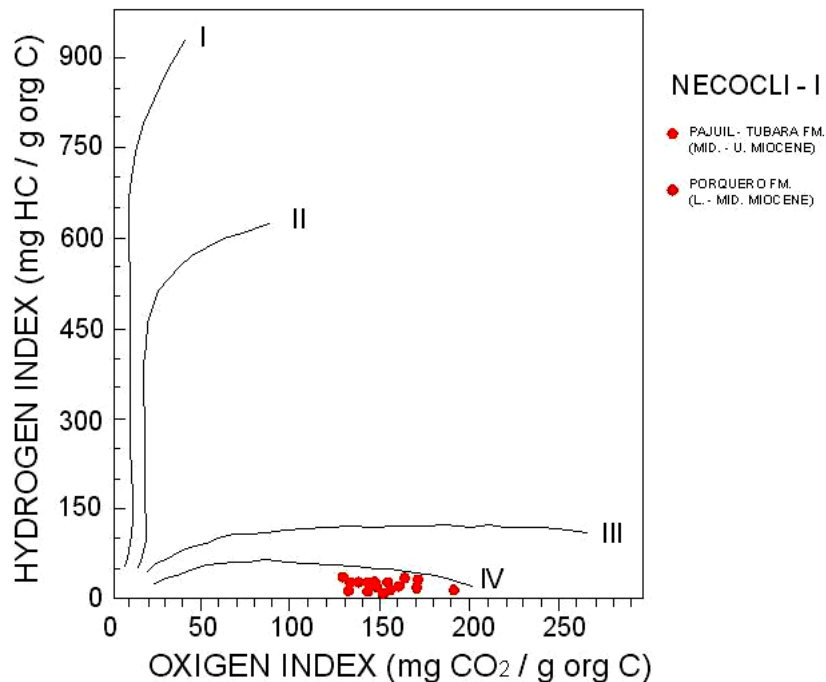


Figura 47 Diagrama de Van Krevelen, para el Pozo Necloclí- 1, Cuenca del Sinú. (BEIROZ et al, 1986)

Los sedimentos del mioceno medio para esta cuenca son inmaduros indicados por los valores de R_o y T_{max} , en los que se muestra que los datos de gradiente térmico son normales y el enterramiento es poco profundo, generando esta inmadurez.

8.2.3 Formación Corpa (Plioceno)

Los pozos Chigorodó-1 y Apartado- 1 (figura 48 a y b) presentan valores en el diagrama $HI/OI < 200$ para HI y >100 , dado por un kerógeno tipo III y IV, indicando un potencial de gas seco bacteriano dada la inmadurez térmica de esta secuencia (ESRI-ILEX, 1995).

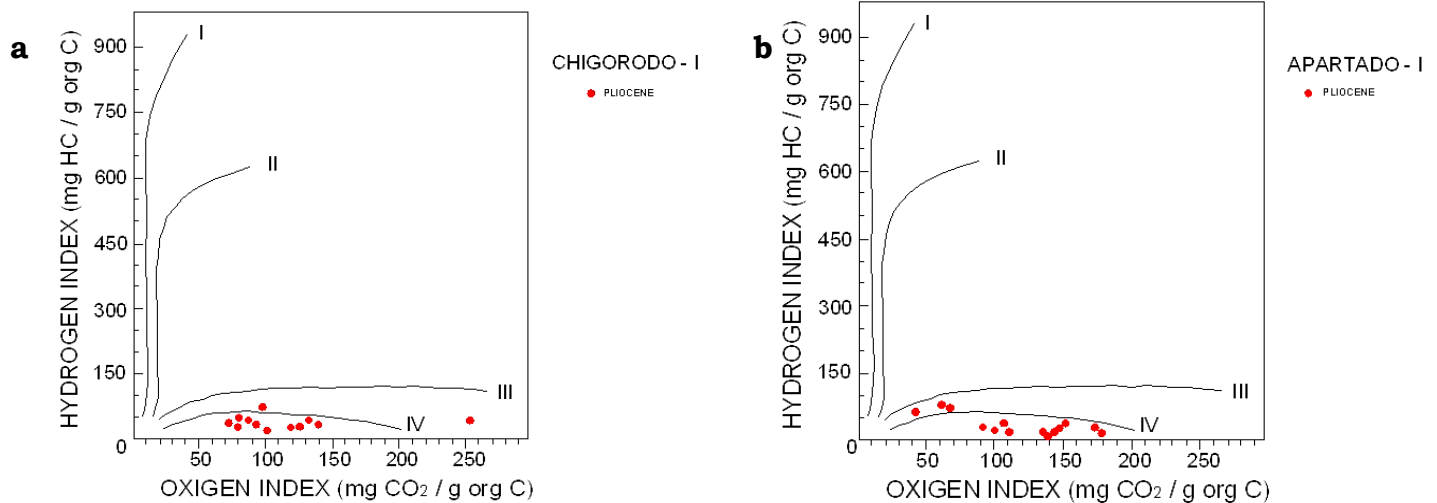


Figura 48 Diagrama de Van Krevelen, para los Pozo a. Chigorodó - 1.b. Apartado-1 Cuenca del Sinú. (BEIROZ et al, 1986)

Para el estudio realizado por Bernal J. y Luna O. (1982), en el pozo Chigorodó-1, no se observaron manifestaciones de hidrocarburos en las muestras analizadas por fluorescencia y reactivos orgánicos. Se presentan manifestaciones débiles de gas se observaron desde 6670' hasta 11502' de profundidad para la Formación Copa, el gas analizado por cromatografía de gases es Metano, debido a la descomposición de materia orgánica arrastrada por los sedimentos y asociaciones a niveles delgados de carbón. En el pozo Apartado-1 las manifestaciones de gas Metano se presentan a 6770' profundidad, este gas está asociado principalmente a la presencia de carbones y materia orgánica, por cromatografía de gases se determinó que no hay desarrollo de otro tipo de gas. Bernal J. y Luna O. (1982).

8.3 Antecedentes geoquímicos de rezumaderos

Los datos recolectados se hallan en los informes de Northwest Colombia Hydrocarbon Evaluation, BEIROZ et al, (1986), Evaluación geológica regional de la Cuenca del Sinú-San Jacinto, ESRI-ILEX, (1995), Sin embargo estos estudios no especifican los datos de biomarcadores y propiedades físicas para los pozos y rezumaderos que se hallan ubicados en la Cuenca de Urabá, de los cuales se reportan los rezumaderos localizados en inmediaciones de San Pedro de Urabá, el volcán de lodo Cerro de Los Aburridos y las veredas del Ají y La Rula. Al occidente de Valencia, se encuentra un tercer rezumadero de petróleo, adyacente a la vía que desde San Pedro de Urabá conduce a esta población. Otros estudios especializados (GEOCONSULT, (1998) y Rangel, A., Caro, M, (1998)), a los cuales no se obtuvo acceso directo, solo a sus resúmenes a través de la COMPILACIÓN, ANÁLISIS Y EVALUACIÓN DE LA INFORMACIÓN EXISTENTE DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE LOS CINTURONES PLEGADOS SINÚ- SAN JACINTO, realizado por B&G UNIÓN TEMPORAL, (2006), presentan los siguientes resultados:

GEOCONSULT, 1998, “Presenta resultados del inventario y muestreo de rezumaderos de aceite y/o gas y volcanes de lodo efectuado en la denominada cuenca Sinú-Urabá. Geológicamente se halla en el cinturón plegado de San Jacinto al noreste, y el cinturón plegado de Sinú al suroeste. Con este inventario se confirma y descarta la existencia de volcanes o rezumaderos reportados por varios autores en diferentes años. De 216 puntos encontrados 20 (9%) coinciden con reportes de la base de datos de Ecopetrol, 43 (20%) al reporte de BEIROZ et al (1986), 23 (11%) con reportes de otras fuentes y 130 (60%) son sitios nuevos producto de este estudio. Luego de superponer los sitios de localidades encontradas sobre un mapa estructural regional, se concluye que en el área de trabajo se destacan dos zonas principales de falla. La primera que corresponde al Lineamiento del Sinú y tiene influencia sobre el Cinturón del Sinú y el Anticlinorio de Turbaco, a ésta se encuentran asociados los volcanes de lodo y parte de los rezumadero. La segunda es la zona de Falla de Romeral, que tiene influencia en el Cinturón Plegado de San Jacinto y lo divide de las cuencas de Plato y San Jorge con la cual se encuentra relacionados rezumaderos de aceite y de gas. Es claro que los procesos diapíricos (volcanes de lodo) no trascienden al Cinturón de San Jacinto (donde hay una densidad importante de cabalgamientos imbricados con vergencia oeste y también posee depósitos de shale marino). Este fenómeno se presenta solamente en el cinturón del Sinú; la razón es probablemente tectosedimentológica, y puede sugerir variaciones en los patrones de sedimentación a uno y otro lado del lineamiento del Sinú en el tiempo en que se depositaron las rocas que hoy alimentan los volcanes de lodo”.

Finalmente en el informe de Rangel, A. y Caro, M, (1998), “la cuenca Sinú-Urabá es una de las cuencas colombianas con mayor ocurrencia de rezumaderos de hidrocarburos y volcanes de lodo. La información sísmica disponible para esta cuenca es escasa y de mala calidad. La Formación Cansona, evaluada en trabajos anteriores en los afloramientos de Cerro Cansona y las canteras de San Sebastián y Purgatorio, presenta características que permiten catalogarla como una excelente roca efectiva de hidrocarburos. Los aceites encontrados en los rezumaderos presentan diferentes grados de preservación y varían desde muy livianos hasta pesados”.

8.3.1 Análisis de rezumaderos y crudos

Los datos de geoquímica de los rezumaderos de la cuenca se presentan de acuerdo a dos informes, el primero corresponde al de BEIROZ et al, 1986, en el que se realizaron estudios detallados de cromatografía de gases, espectrofotometría de masas y carbono isotópico de 23 muestras de rezumaderos y aceites. El segundo informe corresponde al realizado por ESRI-ILEX, (1995), se analizaron 6 muestras de crudos de resumideros y 3 muestras de aceites de pozo, con el objeto de establecer correlaciones entre las diferentes fuentes de petróleo en la cuenca del Sinú. En este caso se extrajeron fracciones con diclorometano las cuales se analizaron por GC-FID. Los resultados indican que las muestras exhiben diferentes grados de alteración secundaria de grado I (alteración mínima), hasta alteración 8 y 9 (alteración muy severa). Los resultados obtenidos por BEIROZ et al, 1986 (**figura 49**), para la cuenca de Urabá – Sinú se hallan determinados a partir de una clasificación en el **Grupo II**,

caracterizada por bajas contenidos de esterano C_{30} , altas concentraciones de oleano y altas concentraciones con ^{13}C . Este grupo se puede dividir en tres subgrupos:

- **Grupo IIA:** Altas concentraciones de oleano, Cuenca Plato.
- **Grupo IIB:** Rezumaderos del Cinturón de San Jacinto y Cuencas Sinú - Atlántico. Bajas concentraciones de oleano y concentraciones medias de ^{13}C , al igual que la cuenca de Plato.
- **Grupo IIIC:** Altas concentraciones de ^{13}C , bajas concentraciones de esterano C_{30} y un índice relativamente alto de oleano. Los rezumaderos de la Cuenca de Urabá, tienen concentraciones relativamente altas de oleano. Este grupo es el que caracteriza genéticamente al grupo II.

Los aceites del grupo II tienen baja la concentración de esterano C_{30} y alto C_{29} , la distribución de estos biomarcadores se caracteriza por ser de rocas fuentes marino/deltaico. Estas condiciones muestran altas concentraciones de diasterano y bajas concentraciones C_{35} Homohopano, resultando condiciones de ambientes sedimentarios óxicos. Altas concentraciones de oleano indica una entrada relativamente alta de materia orgánica terrestre, derivada de angiospermas.

Los volcanes de lodo analizados en el informe de (ESRI - ILEX, 1995) que se encuentran cercanos a la zona de estudio (El Guineo y Loma Verde), presentan abundancia en los alcanos n -impares, entre la serie $n-C_{27}$ - $n-C_{33}$, la abundancia de estos biomarcadores sugiere que los hidrocarburos asociados a estos volcanes de lodo fueron generados a bajos grados de maduración termal. Finalmente existe una facies caracterizada por un ambiente de depositación fluvio- deltaico a marinos marginales en condiciones óxicas que se presenta en los rezumaros de El Guineo y Loma Verde.

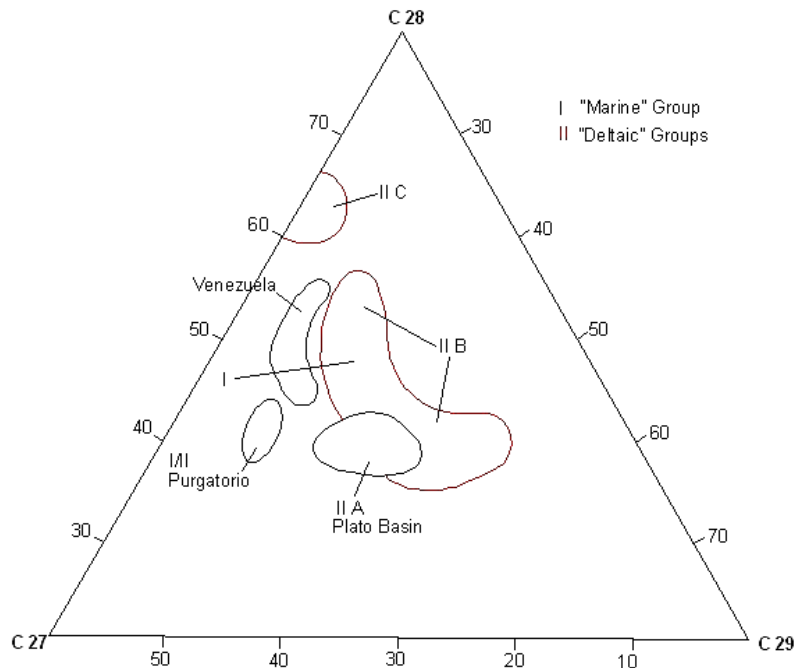


Figura 49 Triángulo de clasificación de ambientes sedimentarios con biomarcadores C_{27} , C_{29} y C_{28} . (BEIROZ et al, 1986)

8.3.2 Análisis geoquímicos de gases

Las muestras de gases provienen de volcanes de lodo y aceites de rezumaderos de los que se obtuvieron tres tipos de gases (ESRI - ILEX, 1995).

Gases bacteriogénicos Compuestos de los isótopos ^{13}C entre -90 y -60%. Su composición es seca con un contenido de C_1 superior al 97%.

Gases Mixtos: Composición isotópica entre -55 y -60 %. Estos gases son en un 98% de C_1 con algún contenido de C_2 .

Gases Termogénicos: Composición isotópica entre -55 y 35 %. La presencia de C_2 es mayor en este tipo de gases.

Los gases de volcanes de lodo tienen una composición de C_1 en un 99%. La presencia de C_2 es menor al 1%. Los gases de estos volcanes de Lodo presentan una composición isotópica muy variable, presentan los tres tipos de gases bacteriogénicos, termogénicos y mixtos).

En la **figura 50**. Se encuentra la zonificación de gases de las Cuencas de Sinú-San Jacinto y parte de la de Urabá. Los gases de origen bacteriogénico de la región sur de la Cuenca del Sinú, están asociados a volcanes de lodo, el cual es característico de fuentes inmaduras, que presentan gradientes geotérmicos menores a $0.5\text{ }^\circ\text{F} / 100$ pies. Este volcanismo se desarrollo en una espesa secuencia del Plioceno la cual se encuentra sobrepresurizada por la generación de abundante gas bacterial. Esta situación impide que gases termogénicos de zonas profundas puedan migrar hacia la superficie a través de está sección. Está migración se facilita con la presencia de fallas que sirven de vías de migración de los gases profundos termogénicos.

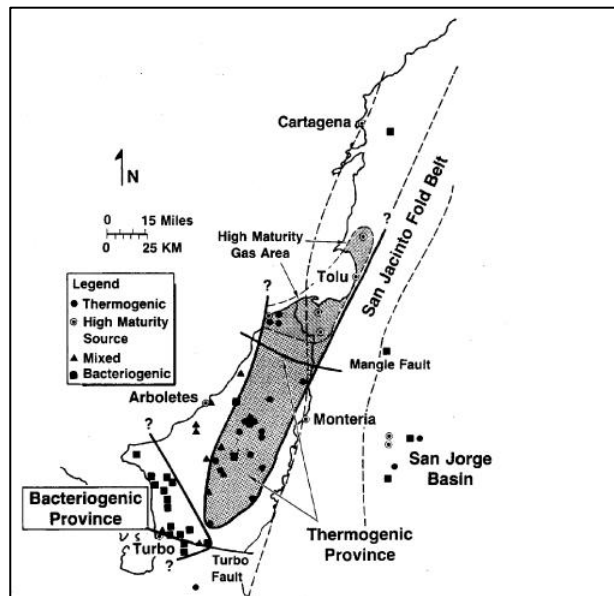


Figura 50 Mapa de la distribución de gases en la zona noroccidental de Colombia, Cuencas Urabá- Sinú San Jacinto. (BEIROZ et al, 1986)

8.4. Diapirismo de lodo

En la zona de Urabá se hallan geoformas dómicas que corresponden algunas a volcanes de lodo o rezumaderos de hidrocarburos, como se muestra en la **figura 51**. Estas estructuras dómicas, corresponden a estratos que sufren abombamientos, arqueamiento, inversión y cambios rápidos de rumbo generando un sistema estructural complejo. GEOTEC (2003).

El origen de estos rezumaderos en la Cuenca Urabá - Sinú es un poco confusa y puede estar dada por varias explicaciones, la primera es atribuida a la existencia de una sola cuenca durante el Mioceno Superior. Posterior a este se produce el levantamiento de la Serranía de Abibe y actualmente se presentan como dos cuencas separadas. Bernal y Luna (1982).

Otra explicación que se da es a partir de la zona donde se generan los "volcanes de lodo activos en la cual una intrusión asociada que desarrolla una estructura diapírica. También a lo largo de las fallas de cabalgamiento, los domos son culminaciones estructurales en el bloque y frente cabalgante, que contienen material más antiguo y resistente que ascendió a lo largo del plano de la falla. Aunque la mayoría de las estructuras dómicas se forman sobre el bloque yacente de las fallas de cabalgamiento, también pueden romper a través de algunas crestas de estructuras y enmascarar gran parte de la porción fallada. El lodo "lubricante" de estas geoformas parece tener origen en algunas lodolitas del Mioceno y secciones más antiguas. Por esta razón, es difícil que la superficie de despegue de las estructuras dómicas de la región del Sinú sea en algún sitio las sedimentitas finas del Oligoceno.

Estas geoformas dómicas podrían estar acentuadas por erosión diferencial y subsiguiente inyección de lodo a través de estas zonas de debilidad, sin que haya logrado penetrar hasta la superficie. La presencia, la naturaleza y la mezcla de fragmentos desorientados de una litoestratigrafía más antigua dentro de estas estructuras originan la presencia de megabrechas caóticas. Estas últimas podrían ser el producto de transporte tectónico y brechificación a lo largo del plano de cabalgamiento, que combinado con la inyección de lodo, explicaría su carácter caótico. Los derrames de material caótico a través de la traza de las fallas y sobre el bloque yacente, podrían explicarse también como transporte local de sedimentos.

Las formas dómicas pequeñas, localizadas en los bordes de los bloques cabalgantes, completamente rodeadas de sedimentos más jóvenes e incompetentes, dentro de los que "flotan", podrían explicarse como grandes bloques alóctonos, desprendidos del bloque cabalgante, deslizados a lo largo de talud deposicional y conservadas como *klippes*. GEOTEC (2003)

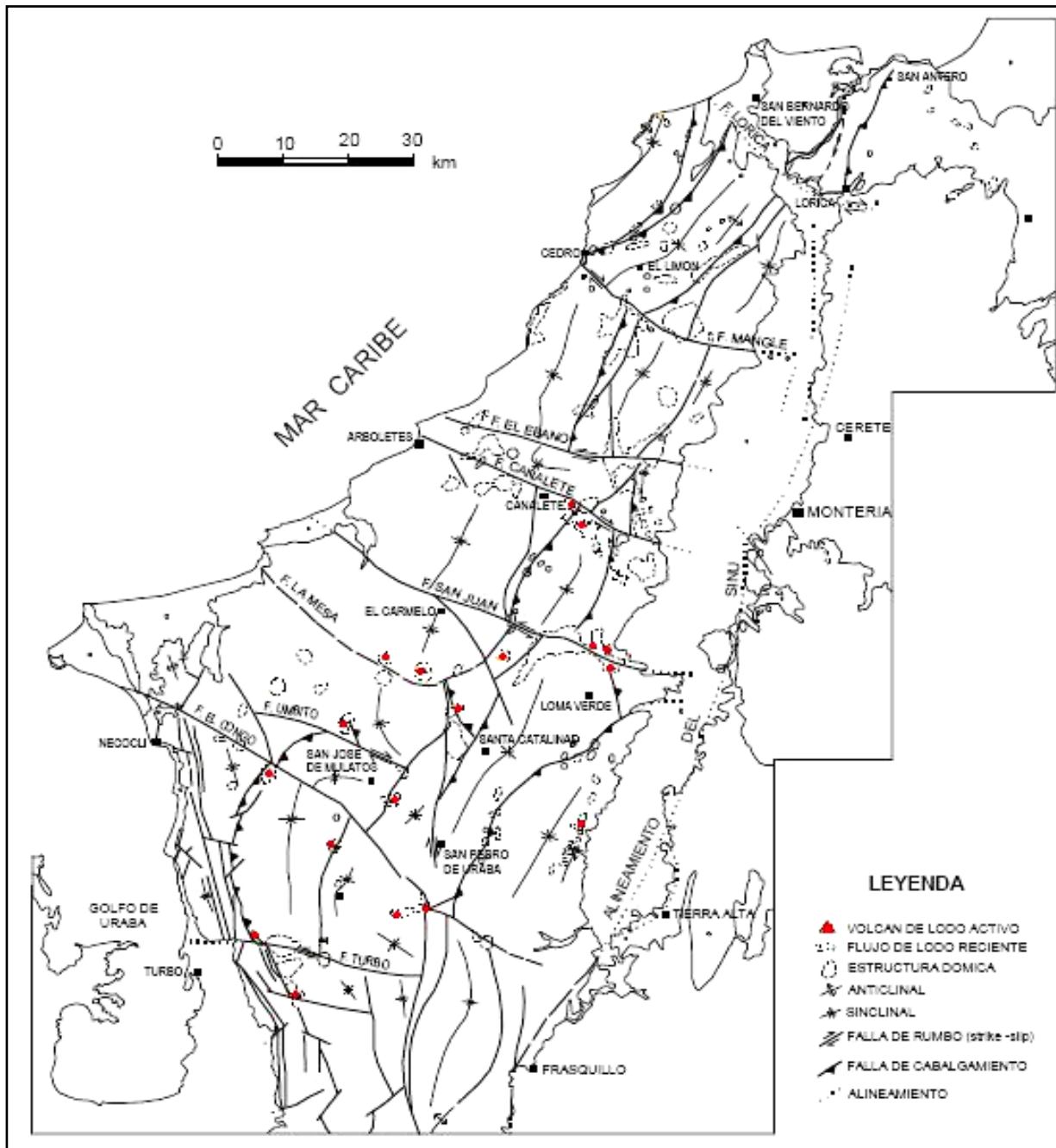


Figura 51 Sistema estructural y rezumaderos de la Cuenca del Sinú. GEOTEC (2003)

8.5 Recomendaciones

- Realizar un muestreo sistemático de roca, lodos, hidrocarburos y gases que se hallan en la zona (pozos, rezumaderos y afloramientos) para un estudio detallado de geoquímica orgánica en el que se determine Carbono Orgánico Total TOC, Reflectancia de vitrinita R_o e índice de alteración termal TAI, Pirolisis Rock-Eval, Análisis visual de kerógeno, Extracción de bitumen, contenido de azufre (%S), análisis de isótopos de carbono, cromatografía líquida LC, cromatografía de

gases CG y Cromatografía de Gases Acoplada a Espectrometría de Masas (GC-MS).

- Con la información existente y la toma de nuevos datos sería favorable realizar modelos de migración de hidrocarburos y de cuencas geoquímicas, con la ayuda de SOFTWARE especializados, generando así un modelo tridimensional de los procesos de generación y almacenamiento de hidrocarburo en la cuenca.
- Es recomendable con difracción de rayos X evaluar parámetros de madurez termal de la cuenca, con lo que se podría identificar cambios diagenéticos de las arcillas, debidos a la maduración térmica de los shales.
- Aplicando nuevas técnicas de geología isotópica se podrían realizar modelos de cuencas (enterramiento y exhumación), determinado edades y análisis de procedencia de sedimentos

9. Conclusiones

Durante el desarrollo integrado del este proyecto se ha obtenido un modelo estructural a partir de la interpretación de datos geológicos y geofísicos de las cuencas de Urabá y Sinú- San Jacinto, incluyendo la interpretación de imágenes de radar, cartografía geológica, monitoreo sísmico, anomalías de gravimetría y magnéticas, líneas sísmicas y datos de perforaciones.

El área de estudio corresponde a una zona de límite de placa entre los terrenos de Chocó-Panamá, al Oeste, y el terreno de Sinú, al Este, separados por la *Falla de Uramita*. El bloque de Chocó evidencia una acreción prolongada desde el Cretácico tardío que culmina con la consolidación de la cuenca ante-arco del Río Atrato desde el Eoceno tardío, la cual recibe sedimentos clásticos desde el continente a partir de esta época. La acreción del terreno Sinú al margen continental se concluye en el Mioceno con el inicio de una sedimentación en condiciones epicontinentales. Estos sedimentos costeros, deltaicos a fluviales constituyen las secuencias clásticas de la Serranía de Abibe y de las cuencas de los ríos de Mulatos y San Juan.

La zona límite de placa corresponde a una zona de convergente o de subducción en donde la microplaca de Chocó- Panamá subduce por debajo del terreno del Sinú, generando a la vez una cuenca que se profundiza hacia el este, la cual ha sido rellenada por una secuencia de sedimentos neógenos que supera los 3000 m en los pozos exploratorios de Apartadó.

El modelo de zona de subducción es evidente en los datos de anomalías gravimétricas y magnéticas en donde el terreno Chocó-Panamá presenta anomalías positivas de Bouguer total, asociadas a su mayor densidad y anomalías positivas de campo magnético total, asociadas a la mayor susceptibilidad magnética de las rocas ígneas plutónicas y volcánicas del sector del Chocó con respecto a rocas menos densas y de menor susceptibilidad magnética de las rocas del neógeno.

La actividad sísmica registrada por la red de monitoreo de la Red Sismológica de Urabá permitió registrar cerca de una centena de eventos sísmicos, con profundidades entre los primeros 20 km y eventos sísmicos con profundidades entre 20 y 40 km ubicados más hacia el Este, lo que favorece el modelo de subducción. La escasez de eventos sísmicos en las cuencas de Sinú – San Jacinto también favorece la propuesta de truncación y anulación (congelamiento) de la zona de subducción hacia el Este.

En la evaluación de las líneas sísmicas ubicadas en la zona bananera al Sur del Golfo de Urabá se puso de manifiesto un patrón sencillo entre estas secuencias sedimentarias del Neógeno y un basamento Paleogénico-Cretácico, constituido por las sucesiones piroclásticas y efusivas de rocas basálticas, que se observan en el Cerro del Cuarenta. Estas relaciones apuntan hacia la existencia de un prisma sedimentario que se acuña hacia el arco magmático de *Mandé -Daríen*. Esta secuencia se subdivide en unidades, las cuales, a su vez, definen relaciones de tipo “*onlap*” con respecto al basamento Paleogénico-Cretácico.

Considerando estas relaciones estratigráficas se recalcó la posibilidad de trampas estratigráficas. Estas relaciones apuntan hacia la creación de un espacio de acomodamiento sucesivamente más amplio debido a la subsidencia del arco de *Mandé-Darién*.

En este escenario el Cinturón de Sinú representa un cinturón plegado y fallado de un margen continental ya previamente consolidado con respecto a la subducción fallida de la placa del Chocó. En la organización de sus estructuras persiste una vergencia hacia el W que indica una dirección de transporte tectónico y que podría implicar un despegue parcial de su cobertera, con respecto al basamento de la corteza inferior.

El Cinturón de Sinú no tipifica una cadena montañosa clásica, ya que carece de un desnivel topográfico sobresaliente y de una parte interna con una avanzada exhumación. Este exhibe con sus pliegues de borde y sus sinclinales amplios de su parte interna dos provincias estructurales y documenta a través de la presencia de volcanes de lodo en su parte interna una alta presión en el subsuelo que podría representar una fuente sísmica del área.

El estilo de plegamiento y trampas estructurales del Cinturón de Sinú se caracteriza por la interferencia de estructuras elípticas por truncación, adaptación por distorsión en terminaciones periclinales y Coalescencia de sinclinales adyacentes

La gruesa cobertura sedimentaria del sector del Golfo de Urabá evidenciada en las anomalías de gravimetría y magnetometría y confirmada por el grueso espesor de sedimentos del neógeno reportada en los pozos perforados en la región, tales como Apartadó-1 y Chigorodo-1, concordante con el modelo de subducción propuesto con inclinación hacia el Este.

Los modelos de profundización del basamento cristalino también son soportados por las interpretaciones sísmicas realizadas para la cuenca de Urabá por la Universidad Nacional de Colombia, 2009. Por lo tanto, la ausencia de sismos en la parte Este del área de estudio está asociada a la atenuación que presentan las ondas sísmicas que provienen del terreno del Chocó al atravesar la discontinuidad asociada a la falla de Uramita, al grueso espesor de sedimentos del neógeno, de menor densidad y por lo tanto de menores impedancia acústica. Adicionalmente, la atenuación de ondas sísmicas es mayor en dirección Sur – Norte en el terreno del Sinú debido a la presencia del volcanismo de lodo.

Las anisotropías sísmicas registradas por la Red sismológica de Urabá, están caracterizadas por una mayor velocidad de propagación de ondas sísmicas en los terrenos de rocas ígneas volcánicas y plutónicas, con valores cercanos a 5000 m/s en ondas P, con menor atenuación en dirección Suroeste –Noreste y menores velocidades de propagación de ondas sísmicas, con velocidades entre 3500 m/s a 4000 m/s en donde se presentan terrenos de sedimentación con marcada atenuación desde el oeste al este, desde el terreno del Chocó y desde el Sur hacia el Norte, en donde aumentan los fenómenos de diapirismo de lodo.

10. Recomendaciones

Los alcances de este proyecto se programaron inicialmente con un periodo de monitoreo de seis meses (180 días). Este periodo es muy corto lo que impide tener un mayor número de registro de sismos ocurridos en el área, limitando el análisis geoestadístico de los datos a una población muy reducida. Se recomienda realizar una fase de monitoreo, con un periodo mínimo de 12 meses y con posibilidad de extenderse a varios años. Con ello se obtendrá una base de datos más robusta, con la posibilidad de registrar sismos con mayor magnitud y por lo tanto, con la posibilidad de ser registrados por la red sismológica diseñada.

Las ventajas de ampliar en el tiempo de la red de monitoreo incluyen la disponibilidad de equipos de sismología, la permanencia de las casetas construidas durante el proyecto, disponibilidad de por lo menos 100 baterías secas que garantizan el funcionamiento de la red por un periodo entre 4 a 5 años, los contactos establecidos con los habitantes de la región, quienes colaboraron en mantener en funcionamiento la red, sin presentar casos de vandalismo asociados a robos o daños de la instrumentación geofísica y la capacidad de ampliar la red de monitoreo a un número entre 50 a 60 estaciones sismológicas, para cubrir estructuras locales que quedaron sin mayor cubrimiento en este proyecto.

En la adquisición de datos se utilizaron equipos de registro digital en formato ASCII, lo que generó un enorme volumen de información, del orden de un terabyte (Tb). Este gran tamaño de los archivos digitales ha afectado el tiempo de reducción y procesamiento de datos y ha aumentado las exigencias de los equipos de hardware y software utilizados. Se debe garantizar un registro de información con archivos digitales de menor tamaño, con mayor compresión de tamaños, para hacer viable un procesamiento más expedito, que permita disponer de un mayor tiempo para el análisis de la información.

Este proyecto entrega los resultados de análisis de información dentro de un periodo de análisis de 60 días, en los cuales, los últimos datos registrados, tuvieron un periodo de reducción, procesamiento y análisis de datos de solamente 20 días. Por lo tanto, se recomienda realizar un procesamiento y análisis de información con un tiempo mayor, mediante un nuevo proyecto, tesis de maestría en Geofísica o integrando las actividades de análisis dentro de una nueva fase de monitoreo.

Aunque la región de Urabá ha sido objeto de numerosos estudios geológicos y geofísicos, incluyendo este estudio, la información del subsuelo que haya sido obtenida mediante perforación es escasa. Por lo tanto, con base en los resultados obtenidos y modelos planteados, se recomienda realizar un programa de perforación mediante *slim holes*, en especial en el sector al este del Golfo de Urabá, en vecindades de las anomalías gravimétricas y magnéticas negativas del sector al este de Chigorodó, con el objeto de aumentar el conocimiento de la secuencia de rocas terciarias y determinar la profundidad del basamento cristalino.

Se recomienda realizar un análisis sistemático de los rezumaderos ubicados en el área de estudio, que permita complementar la información compilada de geoquímica con nuevas técnicas de geología isotópica se podrían realizar modelos de cuencas (enterramiento y exhumación), determinando edades y análisis de procedencia de sedimentos.

BIBLIOGRAFIA

AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS, 2006. Levantamiento aerogravimétrico y aeromagnético Contrato N°075 en el Litoral Pacífico de Colombia Noviembre del 2006

AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS, 2006, Levantamiento AG AM Contrato N°073 en la Cuenca de Sinú- San Jacinto, Plato y San Jorge. Noviembre del 2006

Bassin, C., Laske, G., Masters, G. 2000. The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America, EOS Trans AGU, 81, F897.

Beiroz 1986. Northwest Colombia, Hydrocarbon Evaluation, Chevron Overseas, Petroleum I.N.C

Bernal J. Y Luna O., 1982, Informe Geológico final del Pozo Apartado-1. Empresa Colombia de Petróleos, Departamento de Geología. Bogotá.

Bernal J. Y Luna O., 1982, Informe Geológico Final del Pozo Chigorodó-1. Empresa Colombia de Petróleos, Departamento de Geología. Bogotá.

B&G UNIÓN TEMPORAL, 2005, Cartografía Geológica en los Cinturones Plegados Sinú-San Jacinto. Agencia Nacional de Hidrocarburos. Bogotá

Bonini, M., 2009. Elliptical mud volcano caldera as stress indicator in an active compressional setting (Nirano, Pede-Apennine margin, northern Italy), Consiglio Nazionale Delle Ricerche, Istituto di Geoscienze e Georisorse, Via G. La Pira, 4, 50121 Firenze, Italy. Pages 131-134.

Case, I., y W. MacDonald, 1973. Regional Gravity Anomalies and Crustal Structure in Northern Colombia, *GSA Bulletin*, 84, 2905-2916.

CASTANO J, 1990, Geochemical Analysis of three samples Oxy –Necocli- 1. GEOSTRAT Ltda. Bogotá.

Cediel, F., Shaw, R. P., Caceres, C. 2003, Tectonic assembly of the Northern Andes Block. The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics: AAPG Memoir, 79, 815-848.

DUQUE – CARO, H. 1980. Geotectónica y evolución de la región noroccidental de Colombia. – Boletín Geológico Ingeominas. V. 23, No. 3, pp 4 – 37, Bogotá. Geol. Nal., Informe 936. Bogotá.

ESRI-ILEX, 1995, Informe Técnico Evaluación Geológica de la Cuenca Sinú- San Jacinto. Empresa Colombiana de Petróleos
Geomagnetic Reference Field, IGRF 10, (www.noaa.gov/).

FEININGER, T. and BRISTOW, C. R., 1980. Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador. *Geol. Rundsch.*, 69, 849-874.

Geokinetics, 2009. Programa sísmico Sinú 2D Sur 2008, Presentación sección de posters, X Simposio Bolivariano 2009 (<http://www.anh.gov.co/es/index.php?id=107>)

Geosoft, 2006, Geosoft Oasis Montaj: Software for Earth Sciences Mapping and Processing (www.geosoft.com/).

GEOTEC (2003). Geología de los cinturones Sinú-San Jacinto Planchas 1100.000: 50 Puerto Escondido, 51 Loríca, 59 Mulatos, 60 Canaletes, 61 Montería, 69 Necoclí, 70 San Pedro de Urabá, 71 Planeta Rica, 70 turbo y 80 Tierra Alta. Informe I-20024. INGEOMINAS.

Havskov, J., & Ottemöller, L. 2001. Seisan: The earthquake analysis software. Berrgen, Noruega: University of Bergen, Institute of Solid Earth Physics.

Hernandez, O. 1995, Visualization of hidden geology in a 2D GIS with support from interpretation of potential field anomalies, MS thesis, International Institute for Geoinformation Science and Earth Observation, 1-75.

Hernandez, O. 2006. Tectonic analysis of northwestern South America from integrated satellite, airborne and surface potential field anomalies. PhD Dissertation, Department of Geological Sciences. The Ohio State University, Columbus, OH. USA. 177 pages.

Hernández, O. Jaramillo, J.M., 2009 Reconstrucción de la historia termal en los sectores de Luruaco y Cerro Canzona – Cuenca del Sinú-San Jacinto y en el piedemonte occidental de la Serranía del Perijá entre Codazzi y la Jagua de Ibirico – Cuenca de Cesar-Ranchería (http://www.anh.gov.co/media/metodos%20superficie/Reconstruccion_historia_termal_sector_de_Sinu_San_Jacinto_2009.pdf)

INGEOMINAS, 2006, Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) Catálogo de sismos.

Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC), 1998, Gravimetría 19981-320.

Isacks, B., Oliver J. and Sykes L. R., 1968. Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 73. Pag. 5855-5899.

Keary, P. and Brooks, M. 1992, An introduction to exploration geophysics, second edition, Blackwell series, London, 254 pp

Keary, P., and Vine F. 1996, Global Tectonics. Second edition, Blackwell series, London, 333 pp.

Kopf A.J. 2002. Significance of mud volcanism. *Rev. Geophysics*, 40(2), 1005, doi: 10.1029/2000RG000093

Lemoine, F.G., Chinn, D.S., Cox, S.M., Factor, J.K. Kenyon, S.C. , Klosko, S.M., Luthcke, S.B., Olson, T.R., Pavlis, E.C., Pavlis, N.K., Rapp, R.H., Smith, W.H.F., Sandwell, D.T. 1994, Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry. *J. Geoph. res*, 99, 21803-21824.

Levander A., Nolet, G, 2005. *Seismic Earth: Array Analysis of broadband seismograms*, Geophysical monograph 157, American geophysical Union, Washington, DC, USA, pp 252

Lisle, R. J., 1994., Detection of zones of abnormal strains in structures using Gaussian curvature analysis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v78. 1811-1819

Lowrie, W. 2007. *Fundamentals of Geophysics*, second edition, Cambridge University Press, New York, USA.

McKENZIE D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-185.

Maus, S., Rother, M., Hemant K., R., Luhr , H., and Olsen, N., 2004, Earth's crustal magnetic field determined to spherical harmonic degree 90 from CHAMP satellite measurements, *Geophys. Res. Lett.*, v. 29, 10.1029/ 2001GL013685.

MEISSNER, R.O., FLUEH, E.R., STIBANE, F., and BERG, E.,1976. Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements. *Tectonophysics*, 35, 115-136.

NIVIA, A., 1987. *Geochemistry and origin of the Anaime and Volcanic Sequence*, Southwestern Colombia. Thesis University of Leicester, Leicester, U.K. 163p.

NIVIA, A., 1989. El Terreno Anaime-Una provincia volcánica acrecionada de basaltos de mesetas oceánicas. V Congreso Colombiano de Geología

NOAA, 2006, National Oceanic and Atmospheric Administration International

Northwestern Geophysical Associates, inc, 1999, GM-SYS Grav/Mag modeling software, User's guide, 1-91.

OLAYA,I, 1984,Proyecto Cuencas Fronteras. Informe de recopilación de información, Empresa Colombia de Petróleos. Piedescuesta, Santander

Ottermöller, L, Voss, P., Havskov, J. 2009. *The earthquake Analysis software*, version 8.2.1. draft, Bergen, Norway.

Peterson, J. 1993. Observation and modeling of seismic background noise. U.S. Geol. Survey Open-File report , 93-322.

Pindell, J., Kennan, L., Maresh, W. V., Stanck, K.P., Draper, G. and Higgs, R., 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum- Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. Geological Society of America. Special Paper 394, p. 7-52.

Planke, S., H. Svensen, M. Hovland, D. A. Banks, and B. Jamtveit, 2003, Mud and fluid migration in active mud volcanoes in Azerbaijan: Geo-Marine Letters, v. 23, p. 258-268.

Praeg, D., Ceramicola, S., Barbieri, R., Unnithan, V., Wardell, N., 2009. Tectonically driven mud volcanism since the late Pliocene on the Calabrian accretionary prism, central Mediterranean Sea. Marine and Petroleum Geology 26,1849–1865.

Reeves, C, 1991 . Potential field data processing and interpretation. Department of Earth Resources surveys, ITC, The Netherlands

Sheriff, R. E. Geldart, L. P., 2006. Exploration Seismology, second edition, Cambridge University Press, New York, USA, pp.592

Smith, W.H.F, Sandwell, D.T. 1994, Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry. Journal of Geophysical research, 99, 21803-21824.

Stein, S., & Wysession, M. (2003). An Introduction to Seismology. Earthquakes and Earth structure. USA: Blackwell Publishing.

F. SUTER, R. NEUWERTH, G. GORIN , C. GUZMÁN, 2008. Plio-Pleistocene alluvial-lacustrine basin infill evolution in a strike-slip active zone (Northern Andes, Western-Central Cordilleras, Colombia, e-revistas@cindoc.csic.es

Torrence, M.H., Trimmer, R.G., Wang, Y.M., Williamson, R.G. 1998, The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery Mapping Agency (NIMA) Geopotential model EGM96, National Aeronautics and Space Administration (NASA). Scientific and Technical Office, NASA Technical Paper, 0148-8341; NASA/TP-1998-206861.

Udías, A. 1999. Principles of seismology, first edition, Cambridge University Press, United Kingdom, pp 474

Universidad Nacional de Colombia - Agencia Nacional de Hidrocarburos, 2008. Componente de Sensores Remotos, proyecto cartografía geológica y modelamiento estructural de las cuencas de Urabá y Sinú-San Jacinto a partir de la interpretación de

imágenes de sensores remotos y monitoreo sísmico, Informe interno de Marzo 3 de 2009

Universidad Nacional de Colombia - Agencia Nacional de Hidrocarburos, 2009. Informe final de Geología. Proyecto cartografía geológica y modelamiento estructural de las cuencas de Urabá y Sinú-San Jacinto a partir de la interpretación de imágenes de sensores remotos y monitoreo sísmico, Informe interno de Enero 30 de 2009

Universidad Nacional de Colombia - Agencia Nacional de Hidrocarburos, 2009. Informe del reconocimiento geofísico y estructural para la ubicación e instalación de la red de sismógrafos,. Proyecto cartografía geológica y modelamiento estructural de las cuencas de Urabá y Sinú-San Jacinto a partir de la interpretación de imágenes de sensores remotos y monitoreo sísmico, Informe interno de Marzo 3 de 2009

Universidad Nacional de Colombia - Agencia Nacional de Hidrocarburos, 2009. Informe de implementación de la red de monitoreo sísmico. Proyecto cartografía geológica y modelamiento estructural de las cuencas de Urabá y Sinú-San Jacinto a partir de la interpretación de imágenes de sensores remotos y monitoreo sísmico, Informe interno de Septiembre 3 de 2009

U.S. Magnetic-Anomaly Data Set Task Group, 1994, Rationale and operational plan to upgrade the U.S. magnetic-anomaly data base: National Academy Press, 1-25.

USGS, 2002, North American Magnetic Anomaly Group (NAMAG), Open-File Report 02-414 (<http://pubs.usgs.gov/of/2002/ofr-02-414/>).

USGS, 2006, Advance National Seismic System (ANSS), ([http:// earthquake.usgs.gov/ research/monitoring/anss/](http://earthquake.usgs.gov/research/monitoring/anss/)).

www.INGEOMINAS.gov.co/RSNC, 2009 Red Sismológica Nacional de Colombia, INGEOMINAS, Bogotá, D.C. Colombia

<http://www.anh.gov.co/es/index.php#>

<http://www.geo.uib.no/seismo/software/seisan/seisan.html>

<http://www.INGEOMINAS.gov.co/>

Anexo 1. Programa PR3: de conversión a formato SEISAN

```

docuN="datosN"
docuE="datosE"
docuV="datosV"
sample="100"
est=$1
compN="BHN"
compE="BHE"
compV="BHZ"
exten="seed"
ls -l D09*Pb.* > ondas
hay=$(awk 'END{print NR}' ondas)
if test $hay -ne 0
then
rm 2009*
rm -fr $est
mkdir $est
while read a
do
fecha=$(awk '/(^D)/{print
"20"substr($1,2,2),"substr($1,4,2)","substr($1,6,2)","substr($1,9,2)","substr($1,11,2)","substr($1,
13,2)
}' $a)
fecha2=$(awk '/(^D)/{print
"20"substr($1,2,2)"-substr($1,4,2)"-substr($1,6,2)"-substr($1,9,2)
substr($1,11,2)"-substr($1,13,2)}' $a)
awk '/(^[0-9])(^-)/{print $1}' $a > $docuN
awk '/(^[0-9])(^-)/{print $2}' $a > $docuE
awk '/(^[0-9])(^-)/{print $3}' $a > $docuV
expascsei $docuN $fecha $sample $est $compN
mv $fecha2"S."$est"001_B"* $est/$fecha2"S."$est"__001_"$compN
expascsei $docuE $fecha $sample $est $compE
mv $fecha2"S."$est"001_B"* $est/$fecha2"S."$est"__001_"$compE
expascsei $docuV $fecha $sample $est $compV
mv $fecha2"S."$est"001_B"* $est/$fecha2"S."$est"__001_"$compV
dirf $est/$fecha2"S."$est"__001_"*
expseisei $est
rm datos*
done< "ondas"
rm ondas filenr.lis
rm -fr $est
fi
rm ondas
Programa PR4: Usado para empalmar las trazas de la misma fecha de cada estación en un
solo archivo.
#!/bin/sh
rm -fr TRABAJO
rm -fr $1
ls -d1 */ | cut -f 1 -d / > est
mkdir $1

```



```
mkdir $1/TRAB
mkdir TRABAJO
mv est TRABAJO
cd TRABAJO
while read a
do
cd ../$a
rm -fr *$a*003
pr3 $a
mv *$a*003 ../$1/TRAB
ls -1 *"."$a* > falta
hay=$(awk 'END{print NR}' falta)
if test $hay -ne 0
then
mkdir FALTA
awk '{print "mv *"substr($1,6,2)substr($1,9,2)"_"substr($1,12,4)"*Pb.* FALTA"}' falta > orden
chmod 775 orden
./orden
cd FALTA
pr3 $a
mv *$a*003 ../$1/TRAB
cd ..
rm -fr FALTA
rm orden
rm -f *"."$a*
fi
rm falta
done<"est"
cd ../$1/TRAB
ls -1 20* > lista
awk '{if(NR==1) {x[1]=substr($1,1,15); print substr($1,1,15); i=2} if(NR>1) {x[i]=substr($1,1,15);
j=1; s=1; while (j<=i && s==1){if (x[i]!=x[j]){s=1;j++}else{s=0} if(j==i && s==1){i++; print
substr($1,1,15); s=0}}}' lista > orden
while read b
do
dirf $b*
expseisei $1
done < "orden"
rm orden
rm filenr.lis
mv "20"*"."$1* ../
cd ../
rm -fr TRAB
cd ../
rm est
rm -fr TRABAJO
```

Anexo 2. Imágenes de eventos sísmos registrados

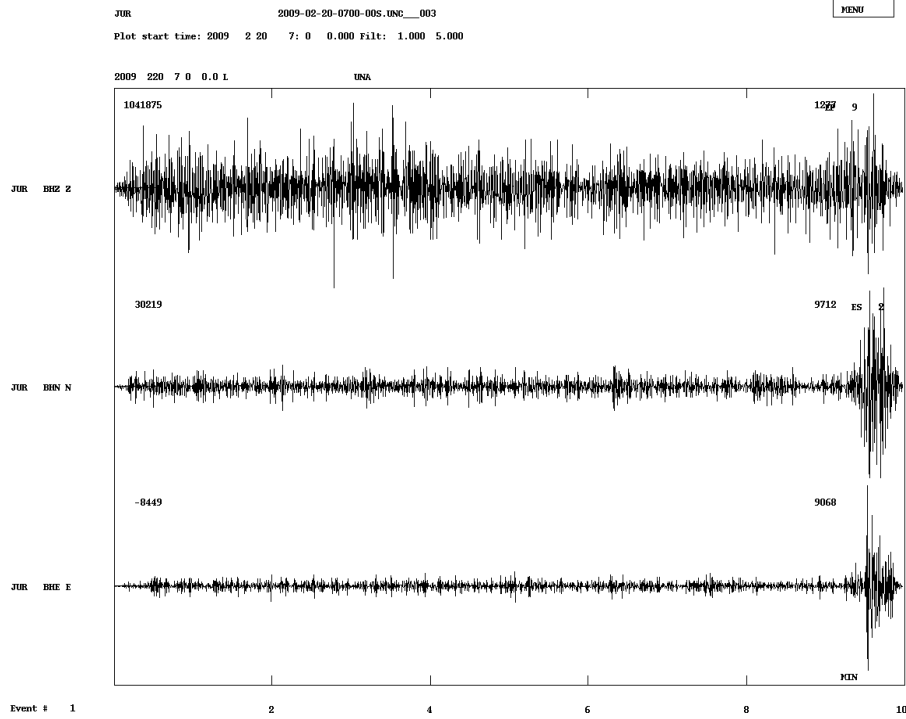


Figura A-1. Sismo registrado el 20-02-2009, estación JUR

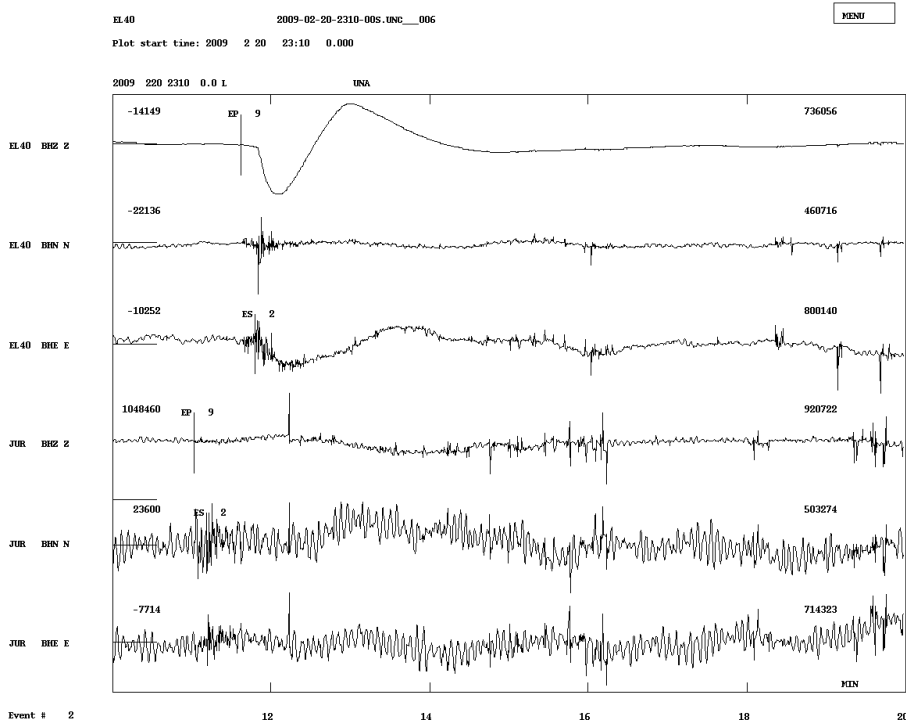


Figura A-2. Sismo registrado el 20-02-2009, estación el 40

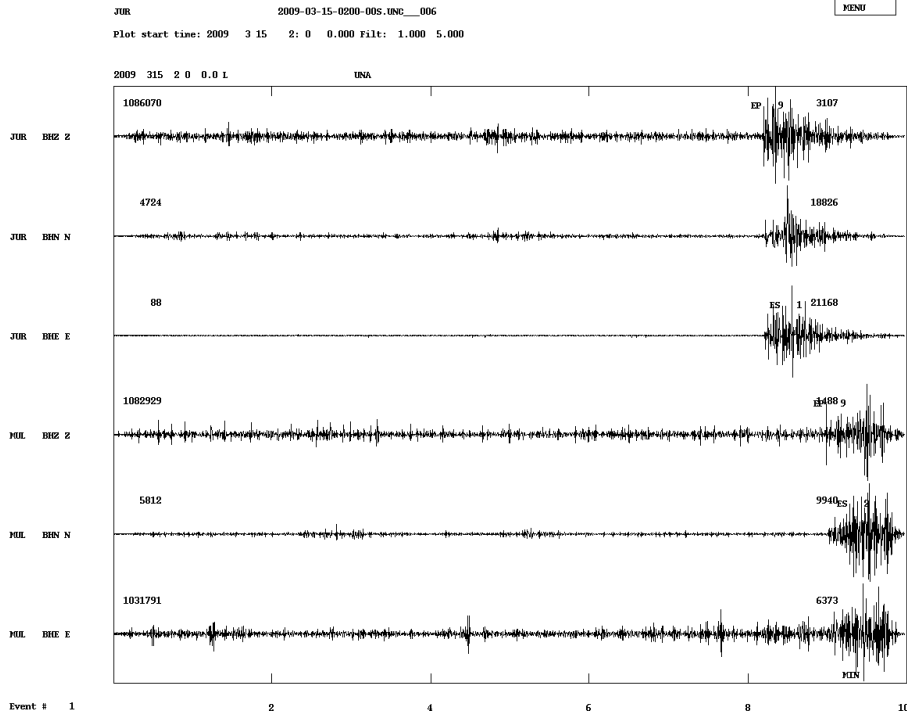


Figura A-3. Sismo registrado el 15-03-2009, estación JUR

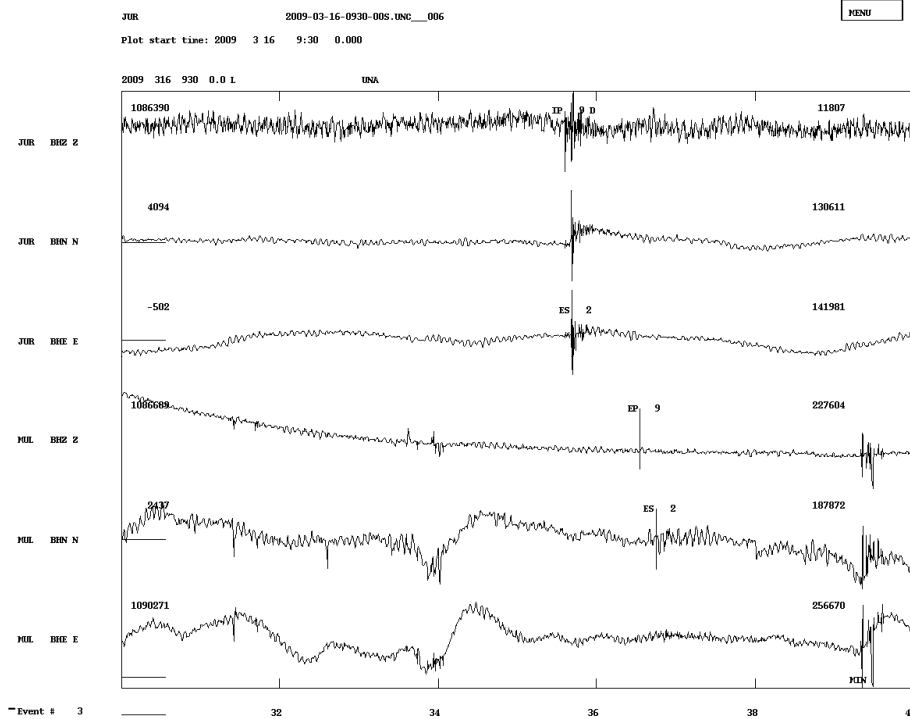


Figura A-4. Sismo registrado el 16-03-2009, estación JUR

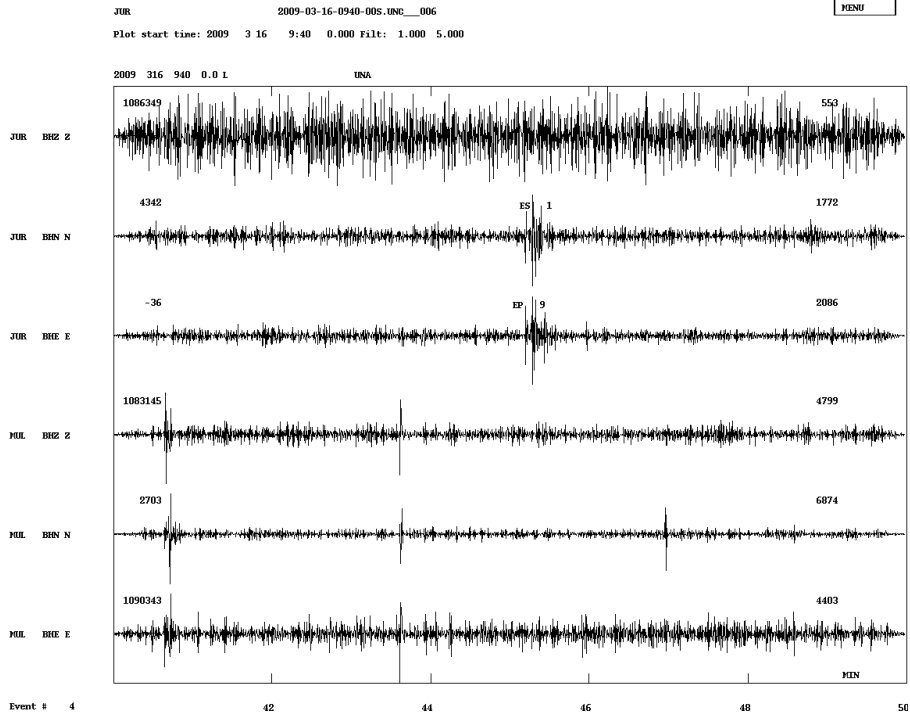


Figura A-5. Sismo registrado el 16-03-2009, estación JUR

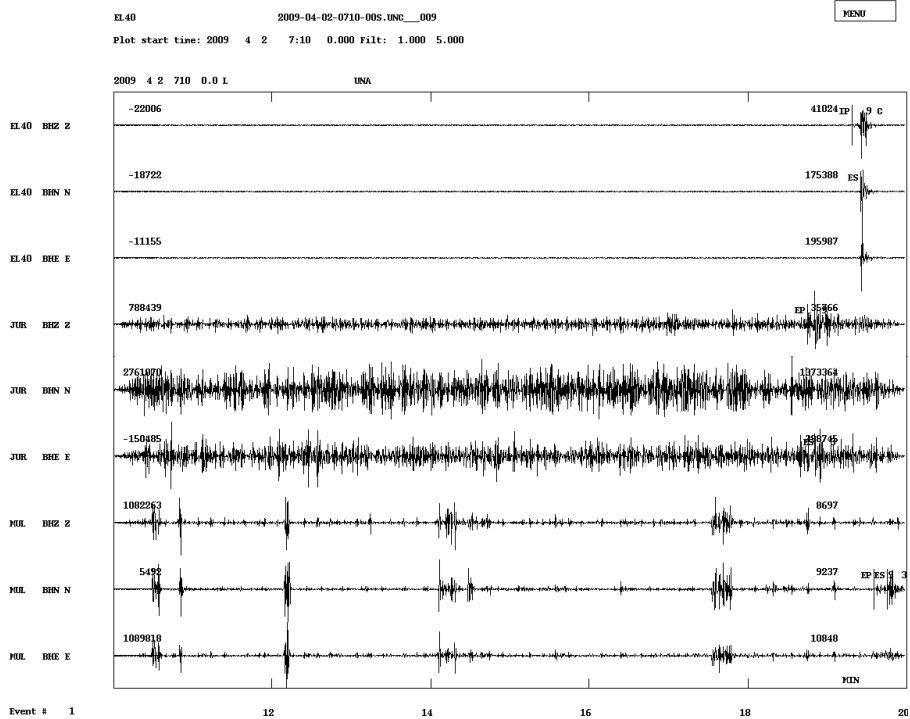


Figura A-6. Sismo registrado el 02-04-2009, estación EL40

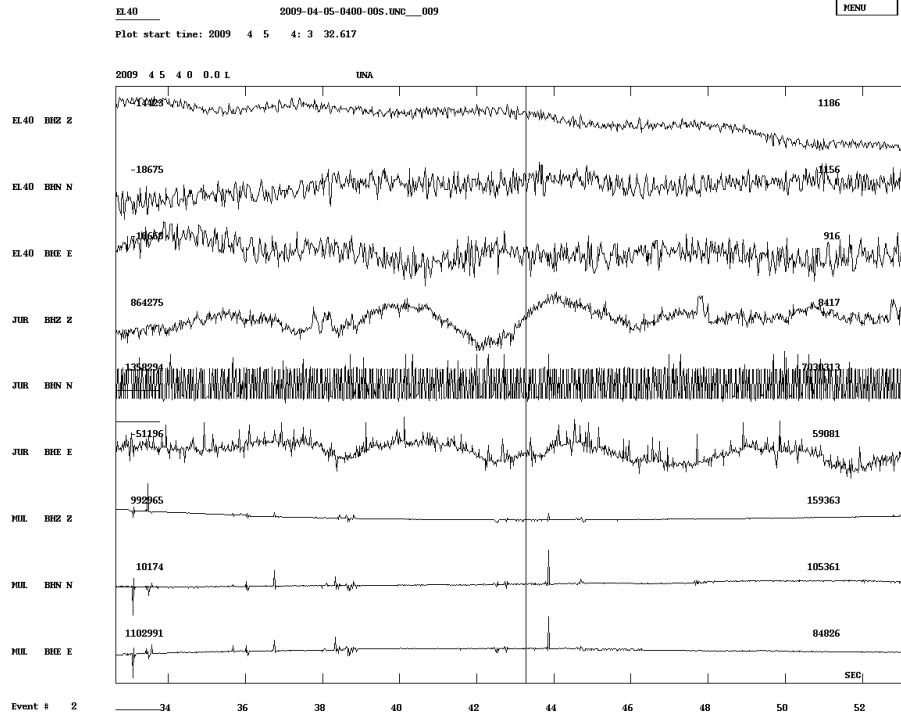


Figura A-7. Sismo registrado el 05-04-2009, estación El 40

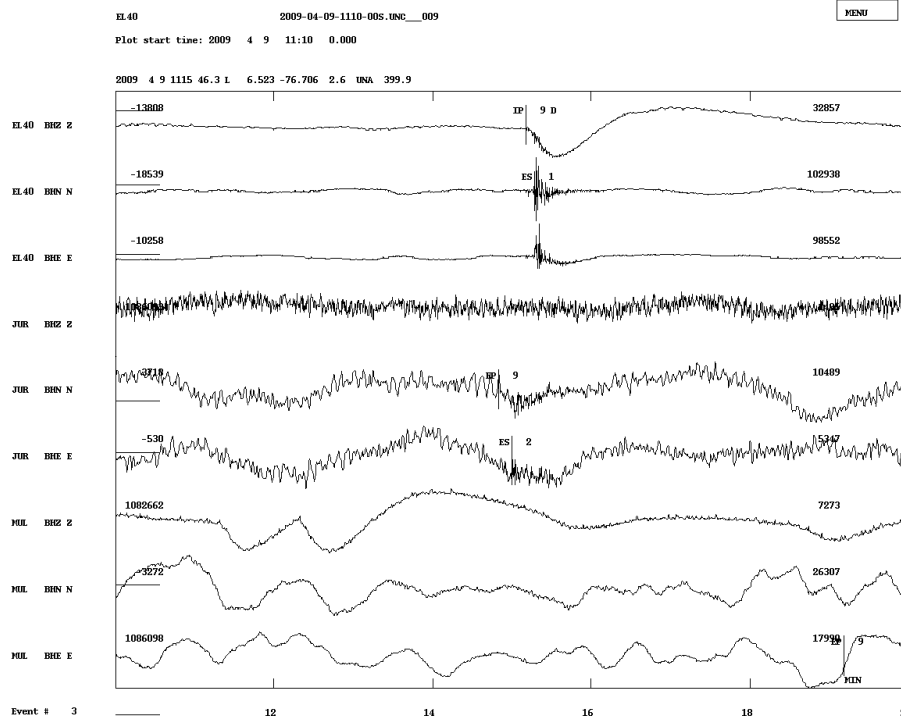


Figura A-8. Sismo registrado el 09-04-2009, estación El 40

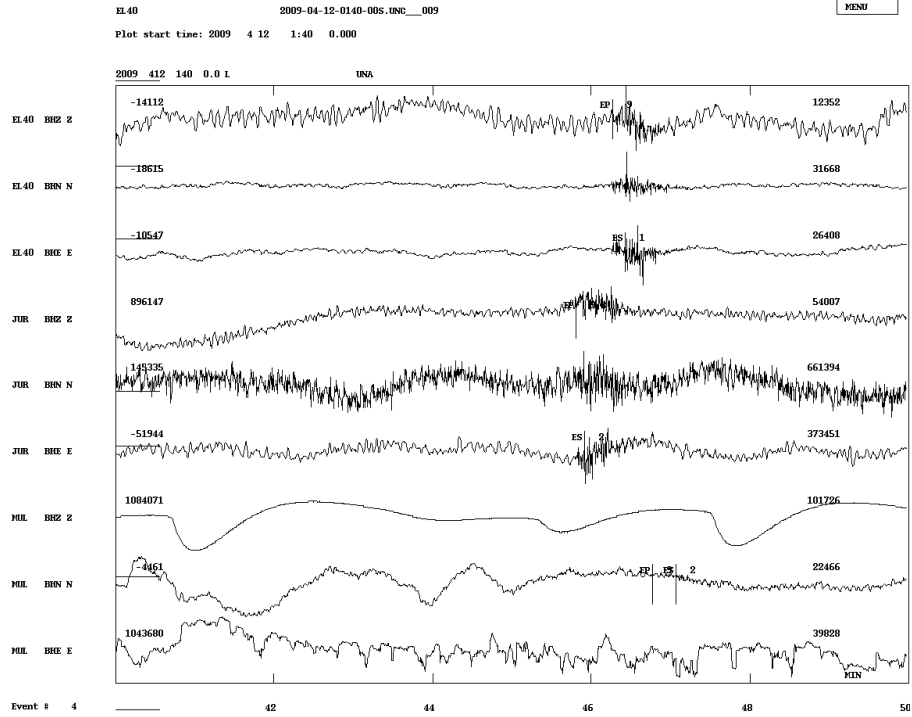


Figura A-9. Sismo registrado el 12-04-2009, estación El 40

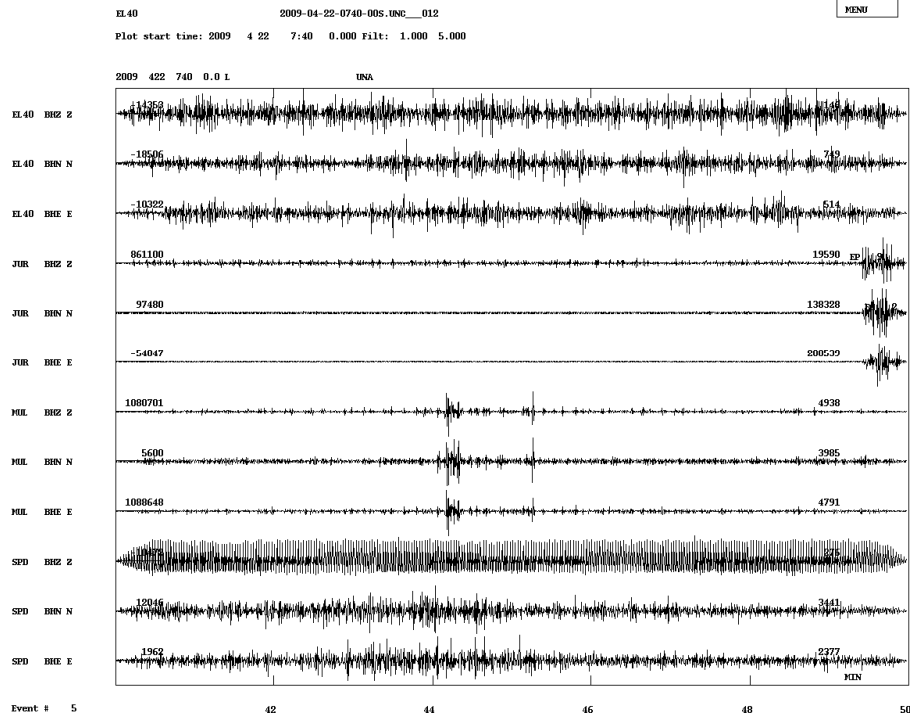


Figura A-10. Sismo registrado el 22-04-2009, estación El 40

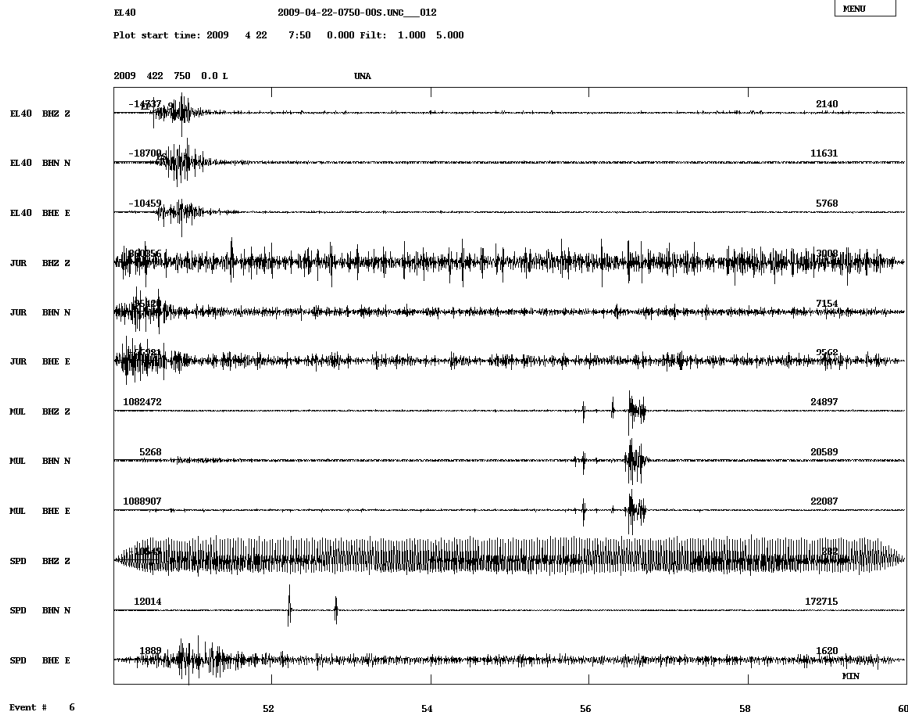


Figura A-11. Sismo registrado el 22-04-2009, estación El 40

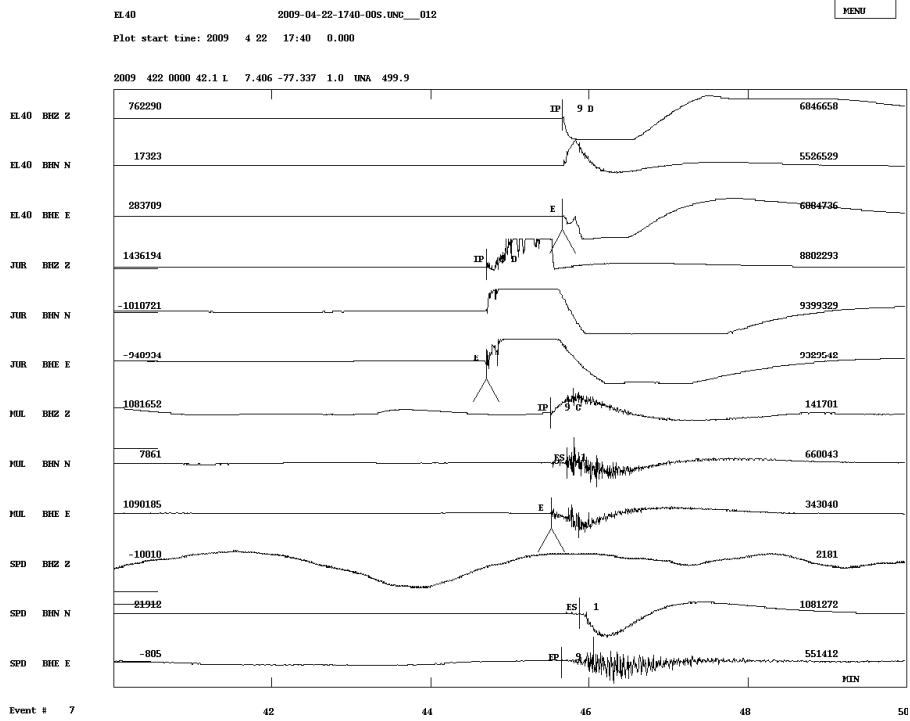


Figura A-12. Sismo registrado el 22-04-2009, estación El 40

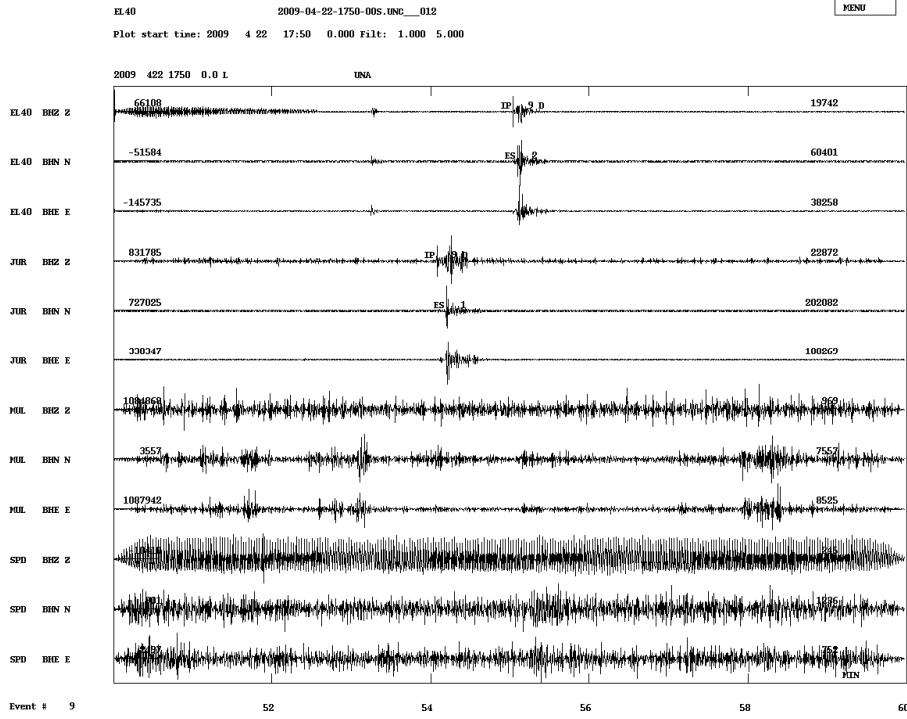


Figura A-13. Sismo registrado el 22-04-2009, estación El 40

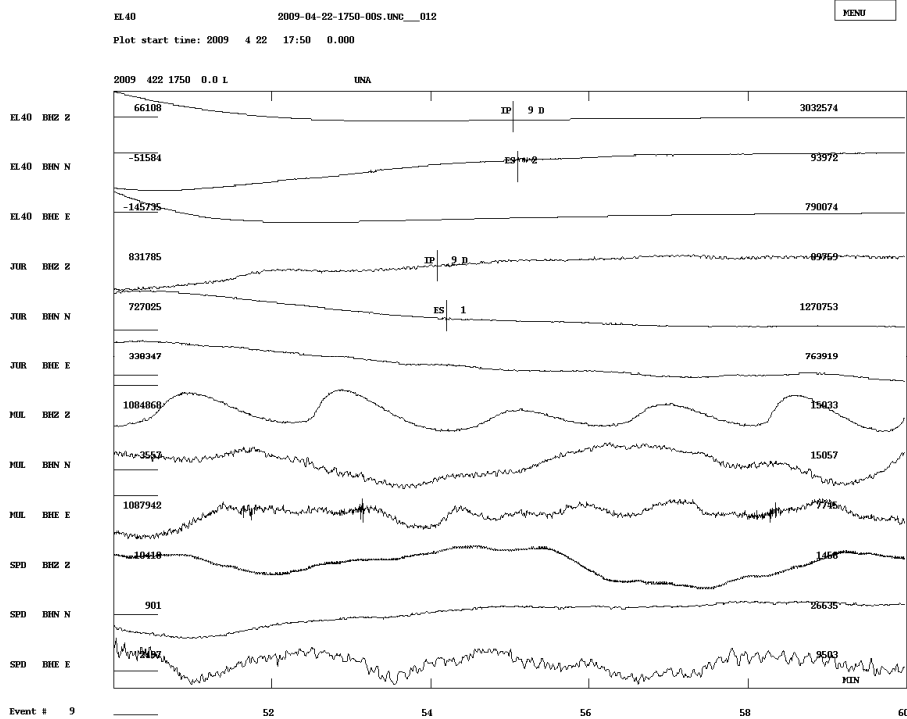


Figura A-14. Sismo registrado el 22-04-2009, estación El 40

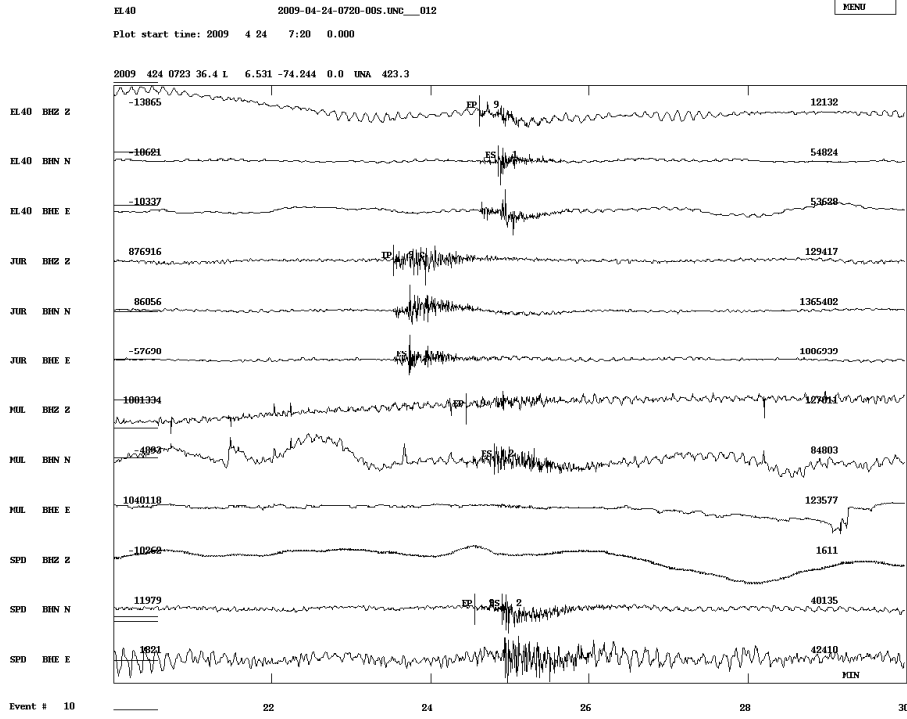


Figura A-15. Sismo registrado el 24-04-2009, estación El 40

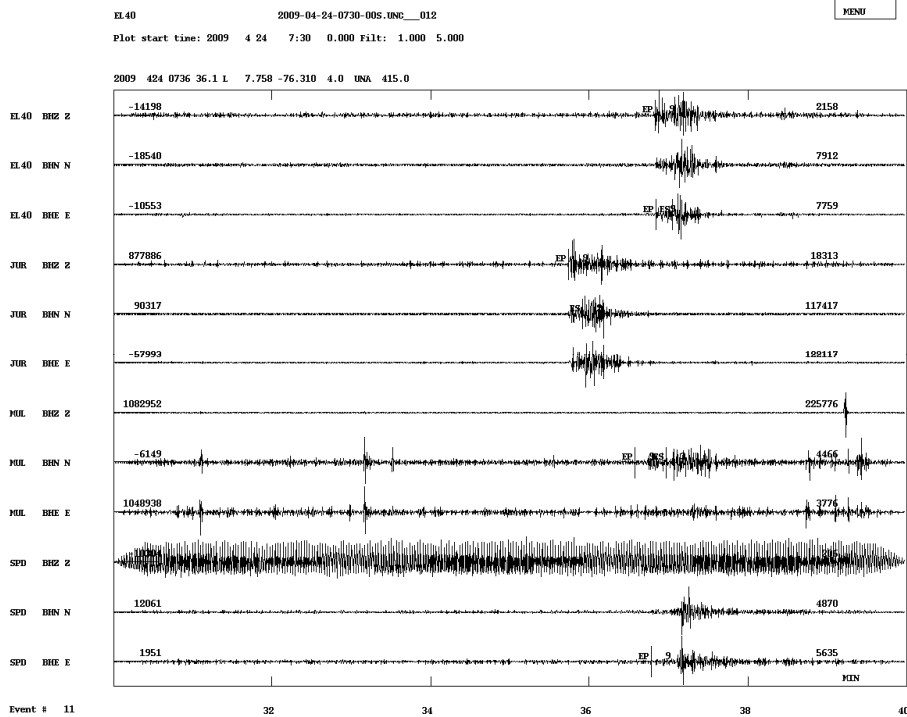


Figura A-16. Sismo registrado el 24-04-2009, estación El 40

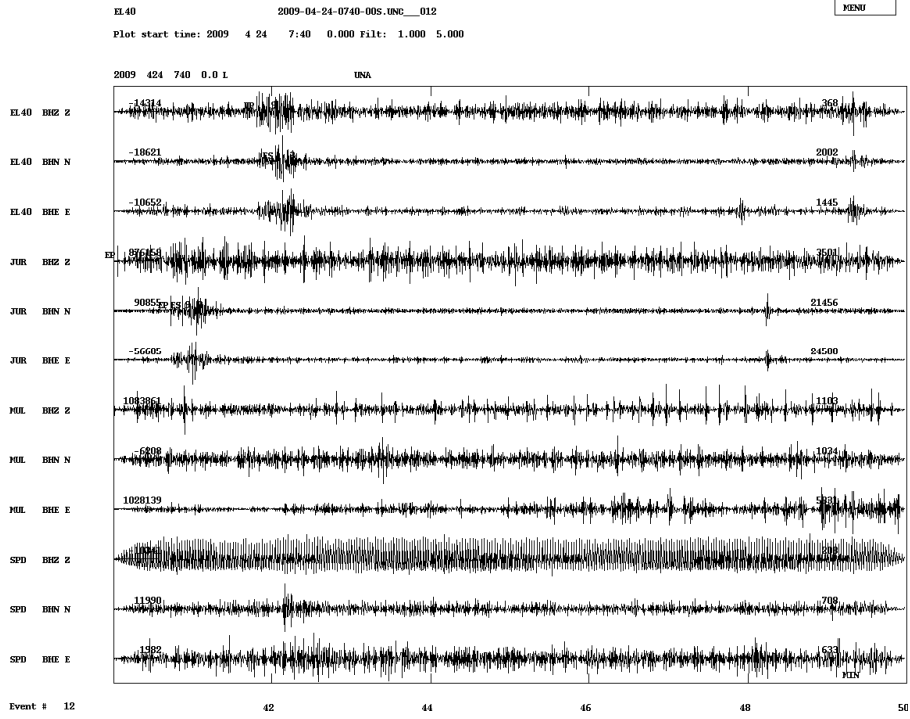


Figura A-17. Sismo registrado el 22-04-2009, estación El 40

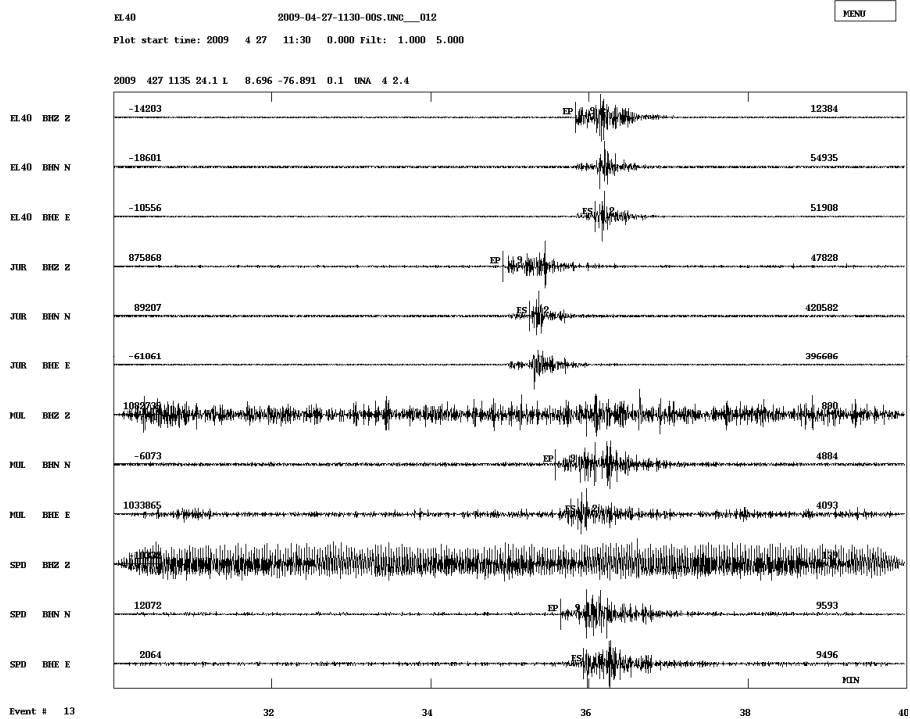


Figura A-18. Sismo registrado el 27-04-2009, estación El 40

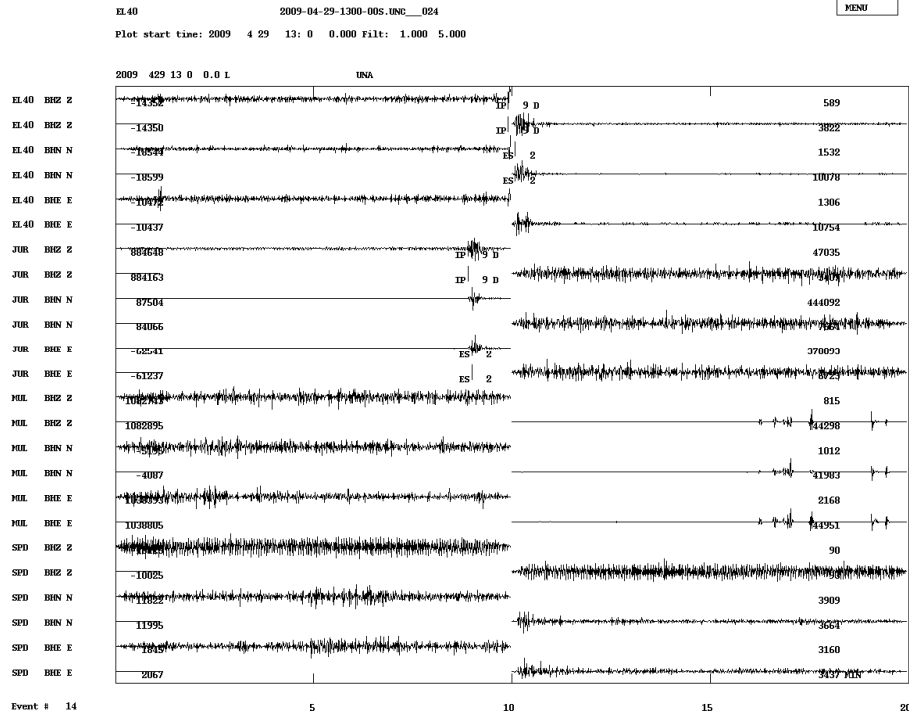


Figura A-19. Sismo registrado el 29-04-2009, estación El

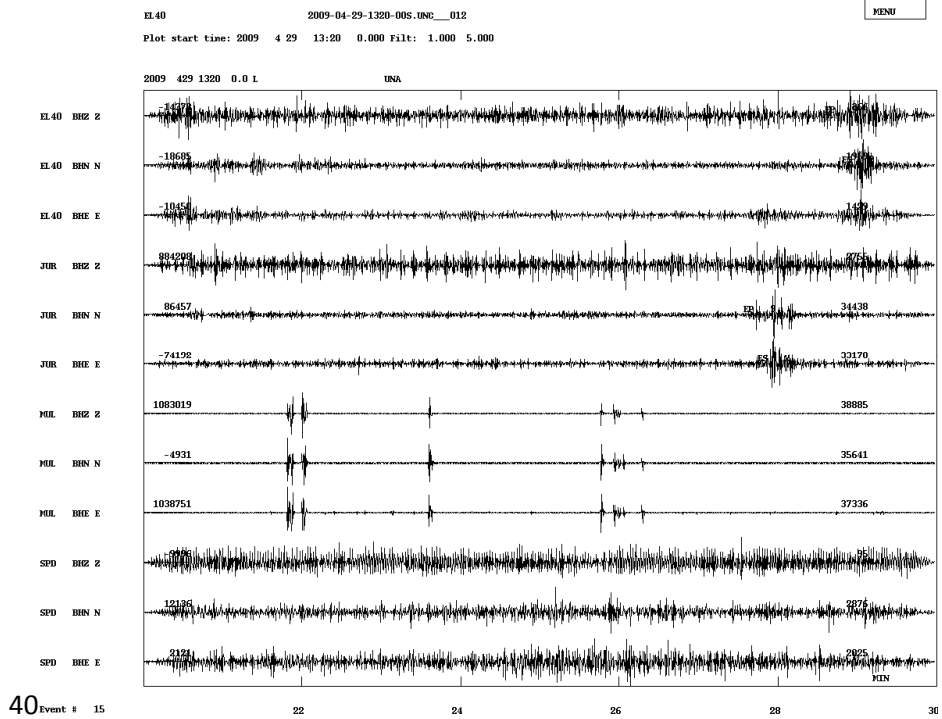


Figura A-20. Sismo registrado el 27-04-2009, estación El 40

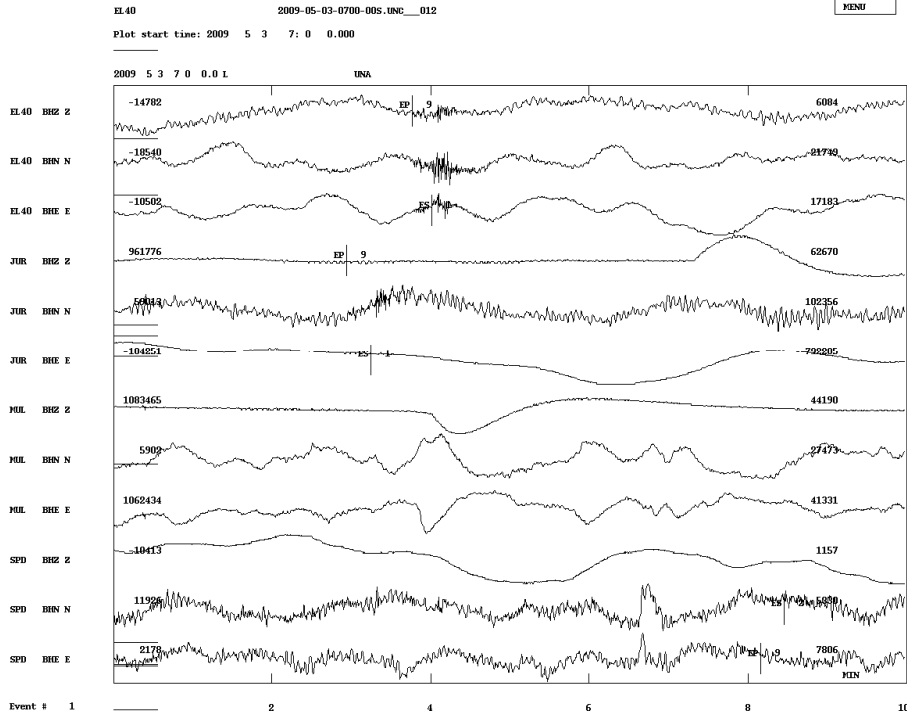


Figura A-21. Sismo registrado el 03-05-2009, estación El 40

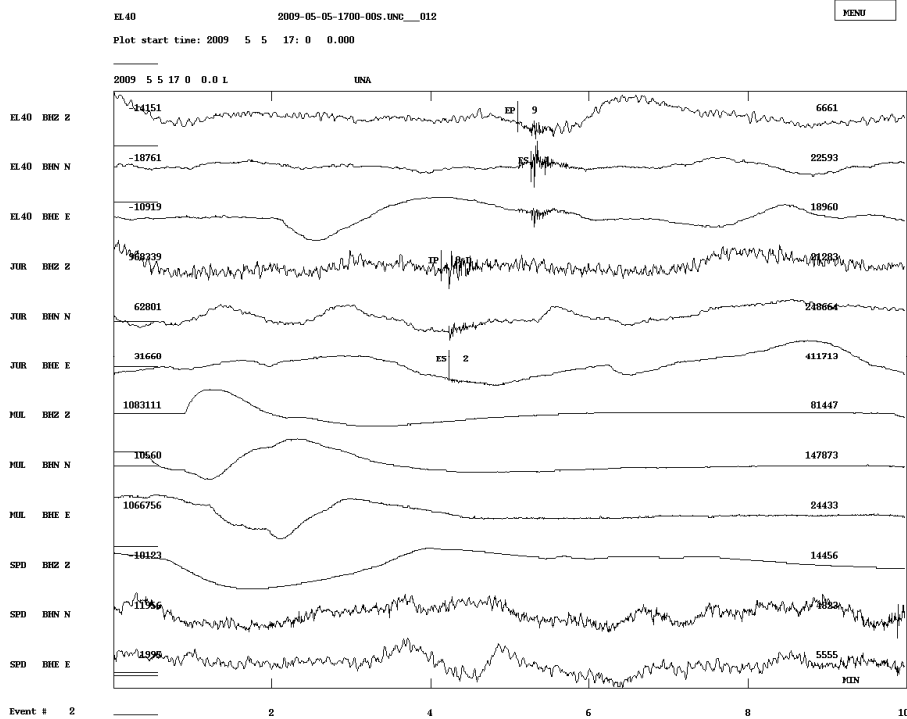


Figura A-22. Sismo registrado el 05-05-2009, estación El 40

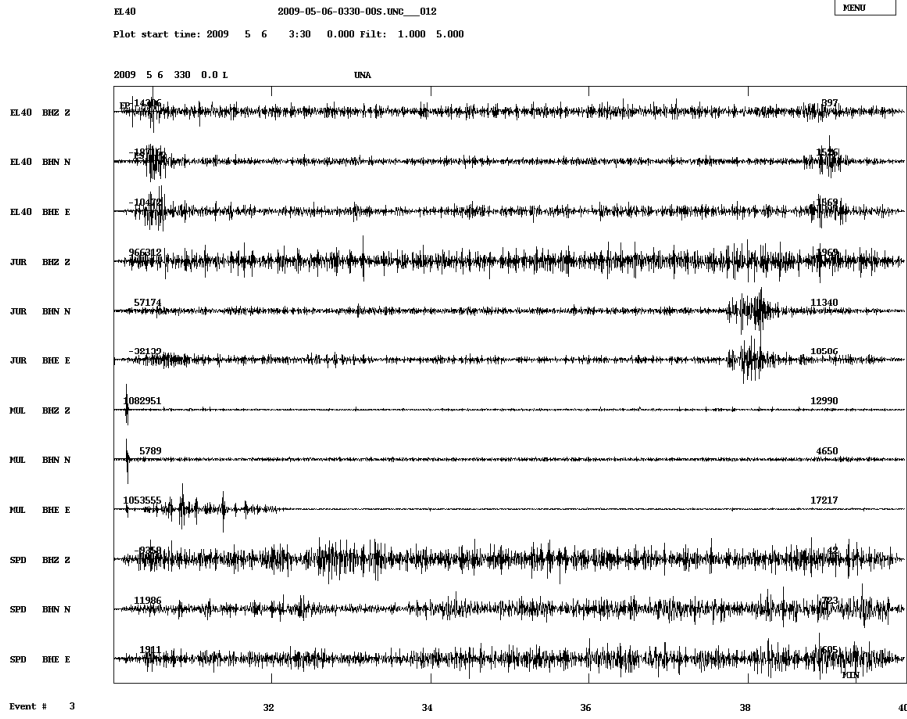


Figura A-23. Sismo registrado el 06-05-2009, estación El 40

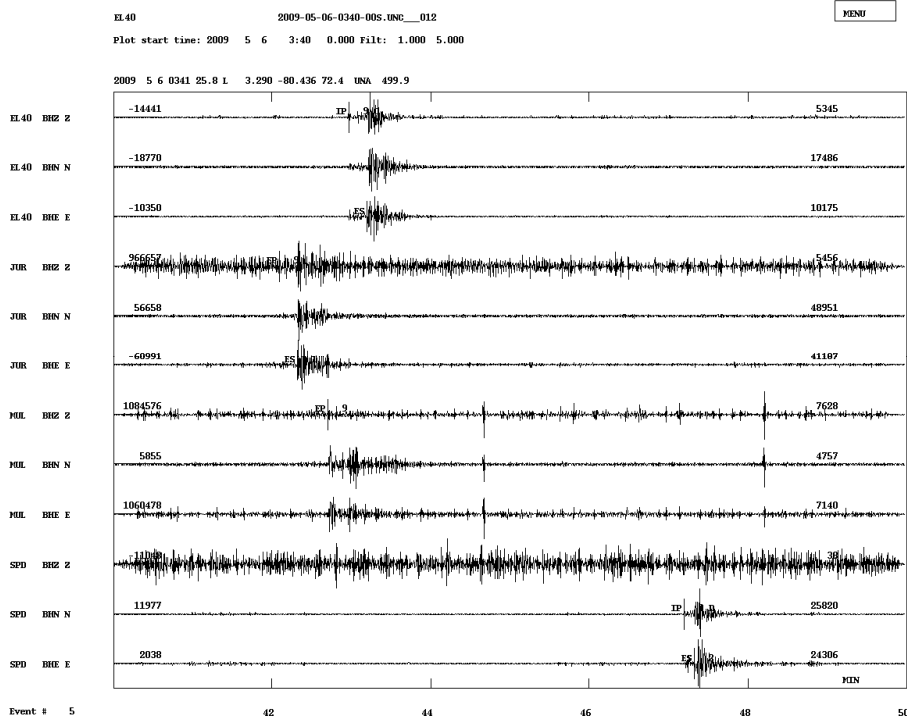


Figura A-24. Sismo registrado el 06-05-2009, estación El 40

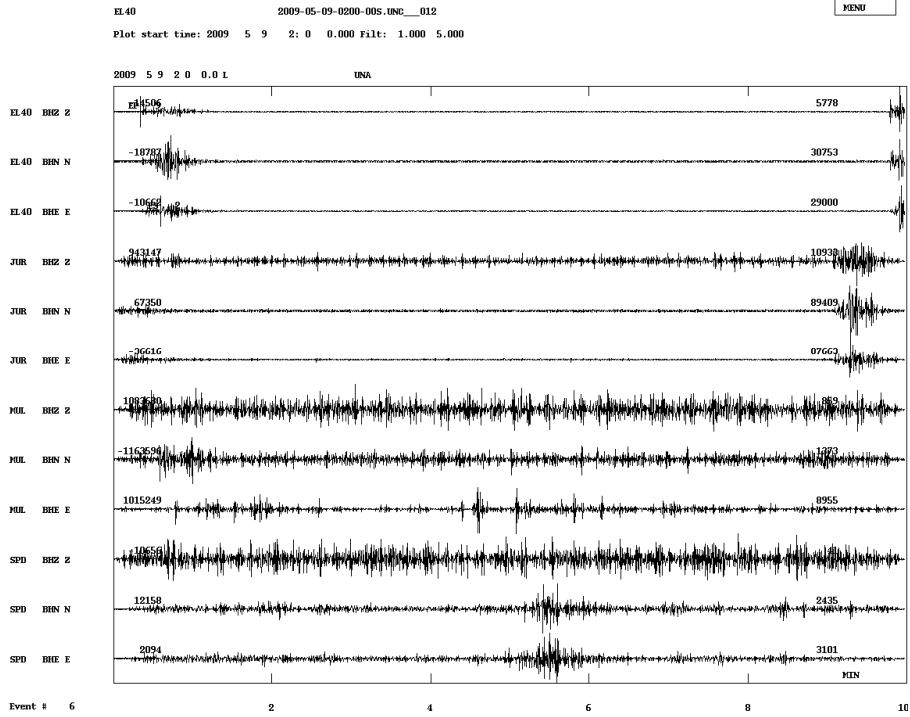


Figura A-25. Sismo registrado el 09-05-2009, estación El 40

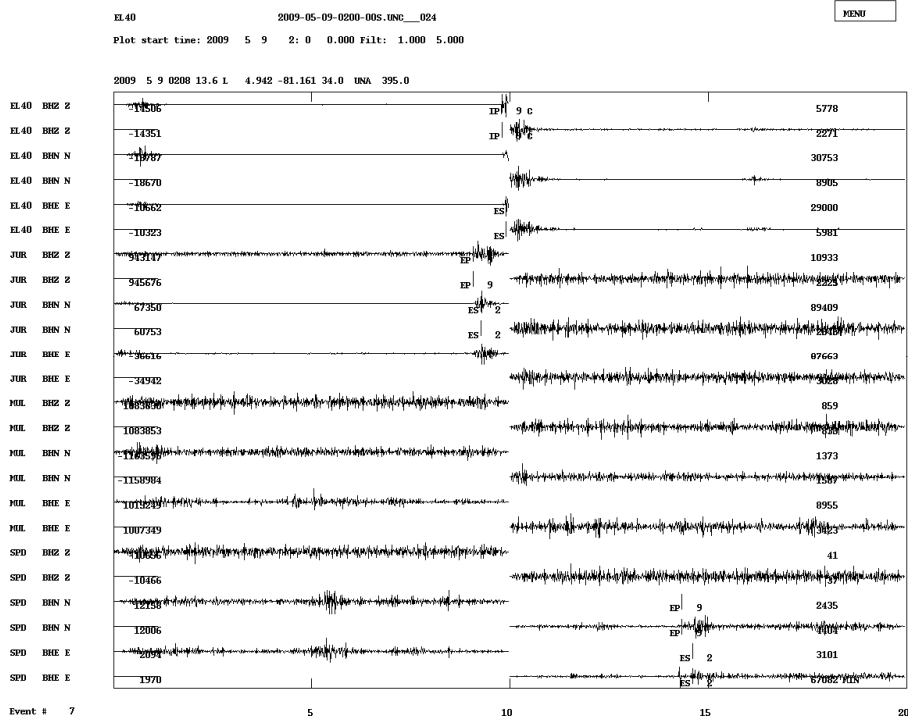


Figura A-26. Sismo registrado el 09-05-2009, estación El 40

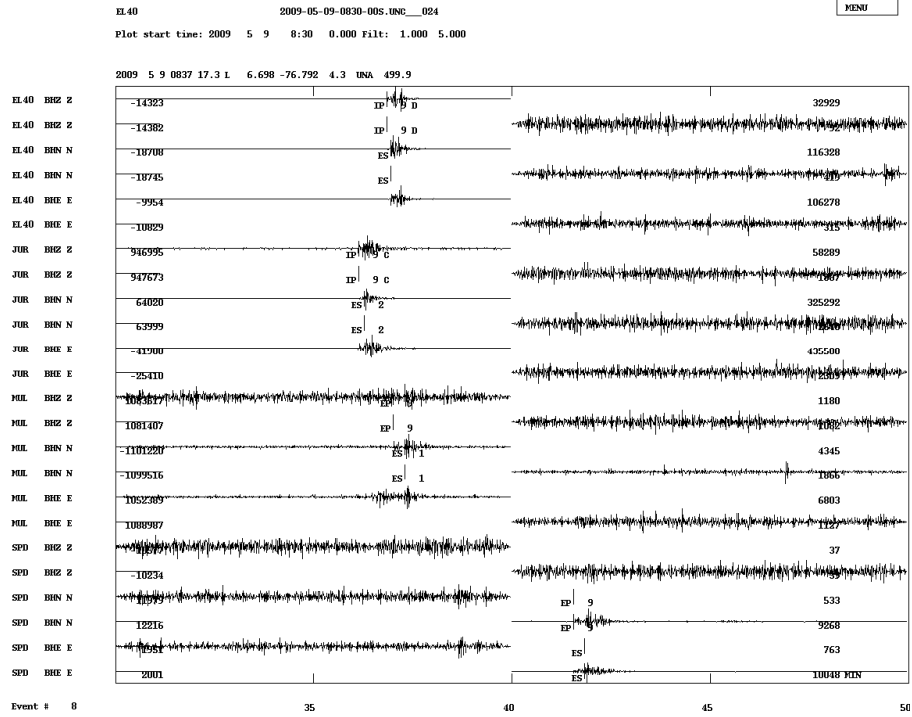


Figura A-27. Sismo registrado el 09-05-2009, estación El 40

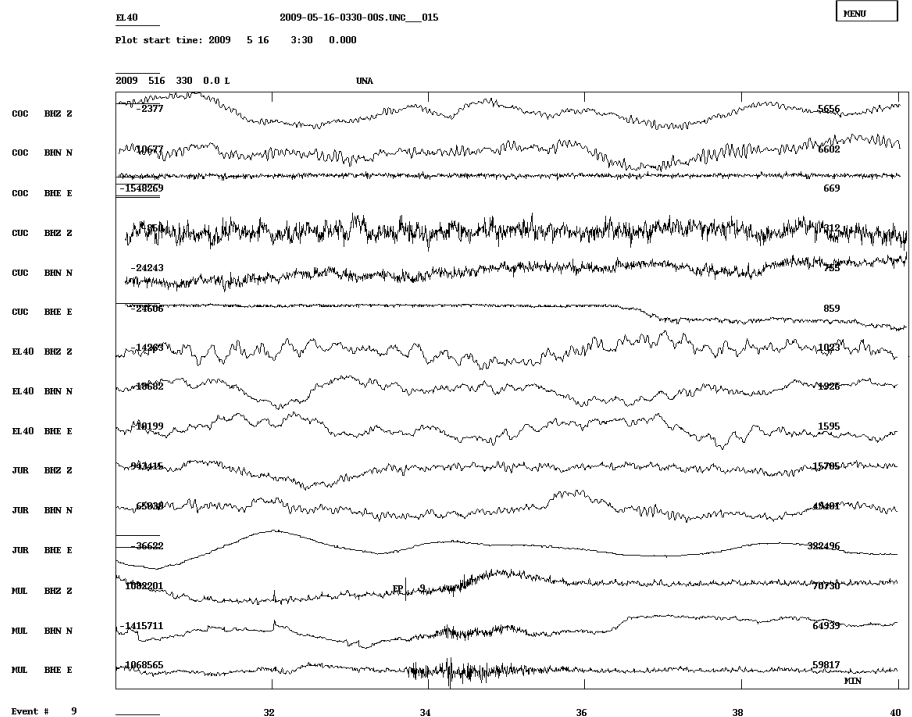


Figura A-28. Sismo registrado el 16-05-2009, estación El 40

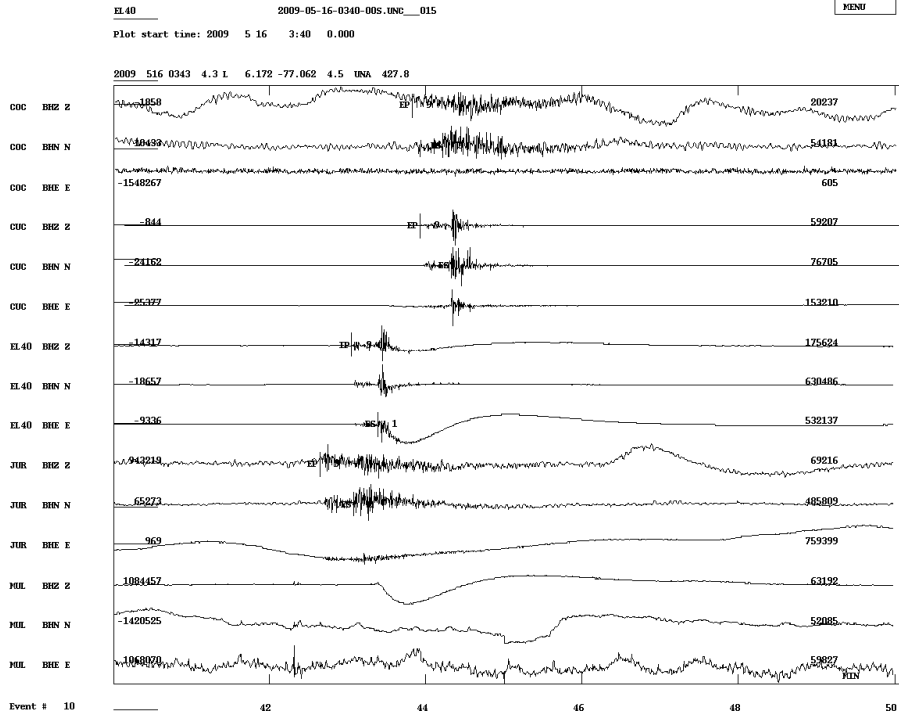


Figura A-29. Sismo registrado el 16-05-2009, estación El 40

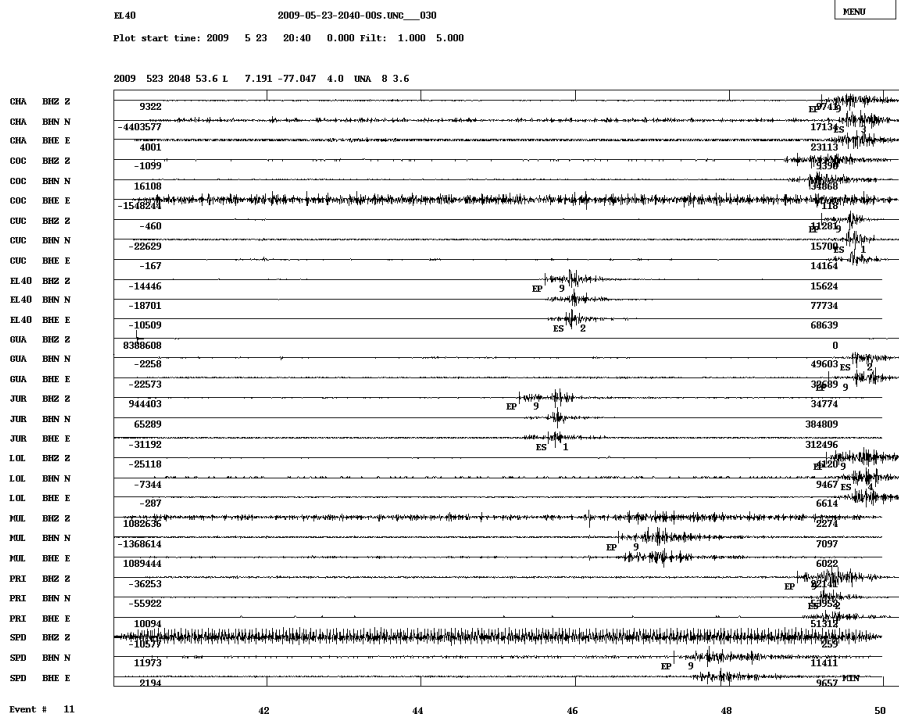


Figura A-30. Sismo registrado el 23-05-2009, estación El 40

EL40 2009-05-24-1610-005.UNC_030
 Plot start time: 2009 5 24 16:10 0.000 Fil: 1.000 5.000

MENU

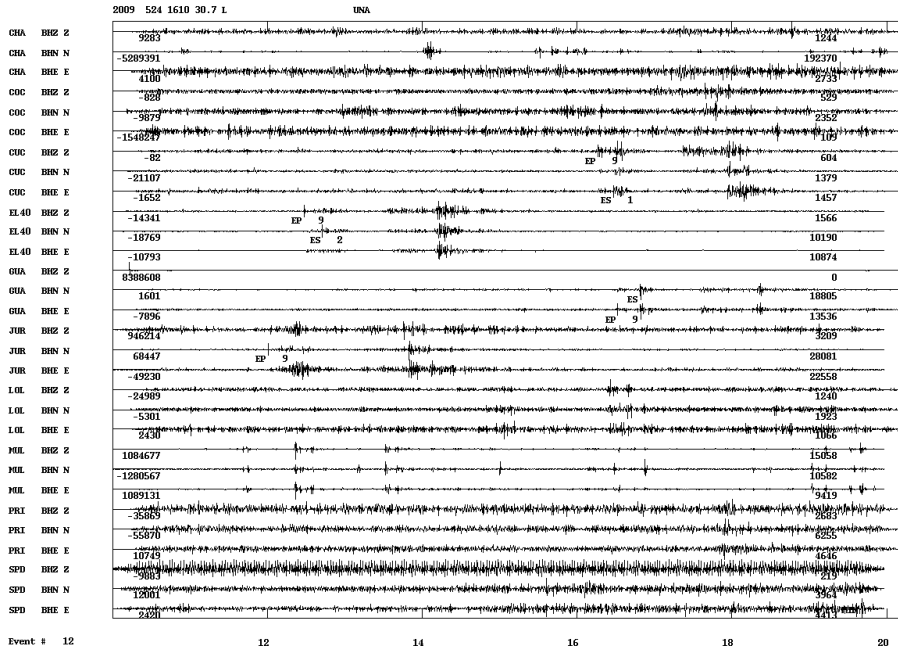


Figura A-31. Sismo registrado el 24-05-2009, estación El 40

EL40 2009-05-24-1610-005.UNC_030
 Plot start time: 2009 5 24 16:10 0.000

MENU

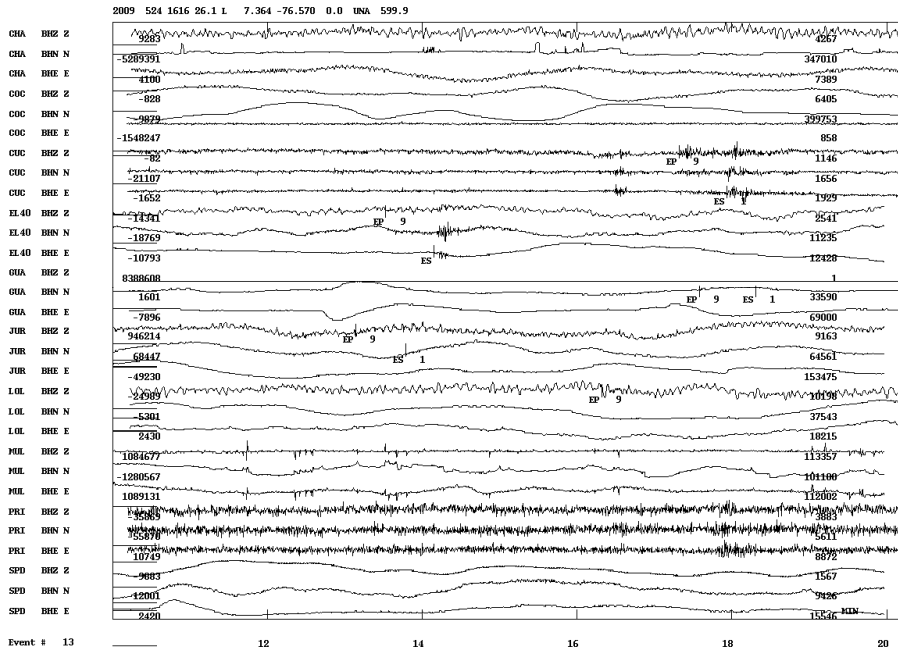


Figura A-32. Sismo registrado el 24-05-2009, estación El 40

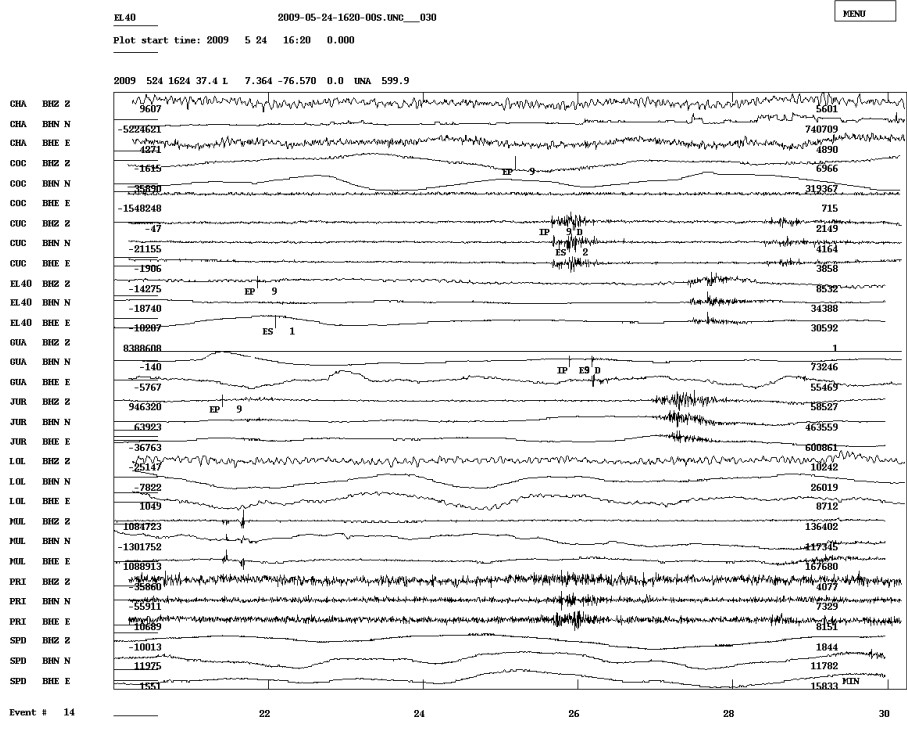


Figura A-33. Sismo registrado el 24-05-2009, estación El 40

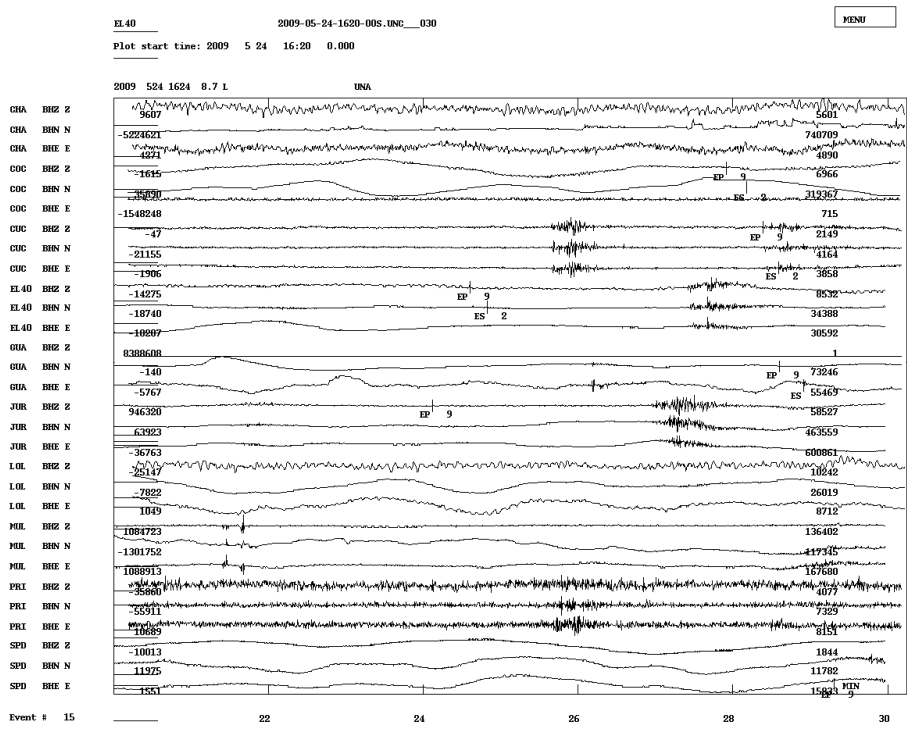


Figura A-34. Sismo registrado el 24-05-2009, estación El 40

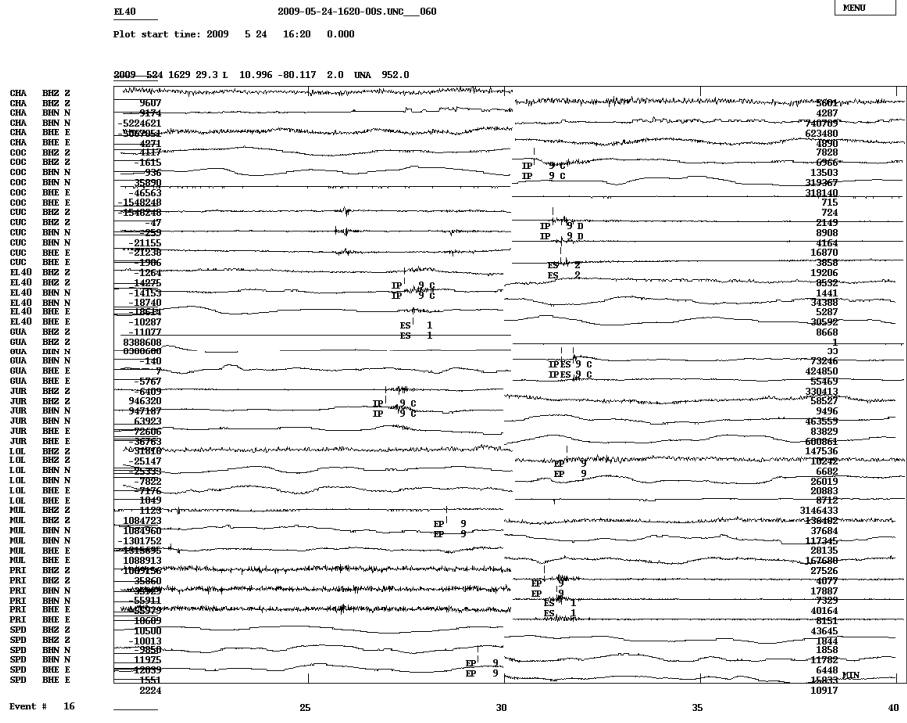


Figura A-35. Sismo registrado el 24-05-2009, estación El 40

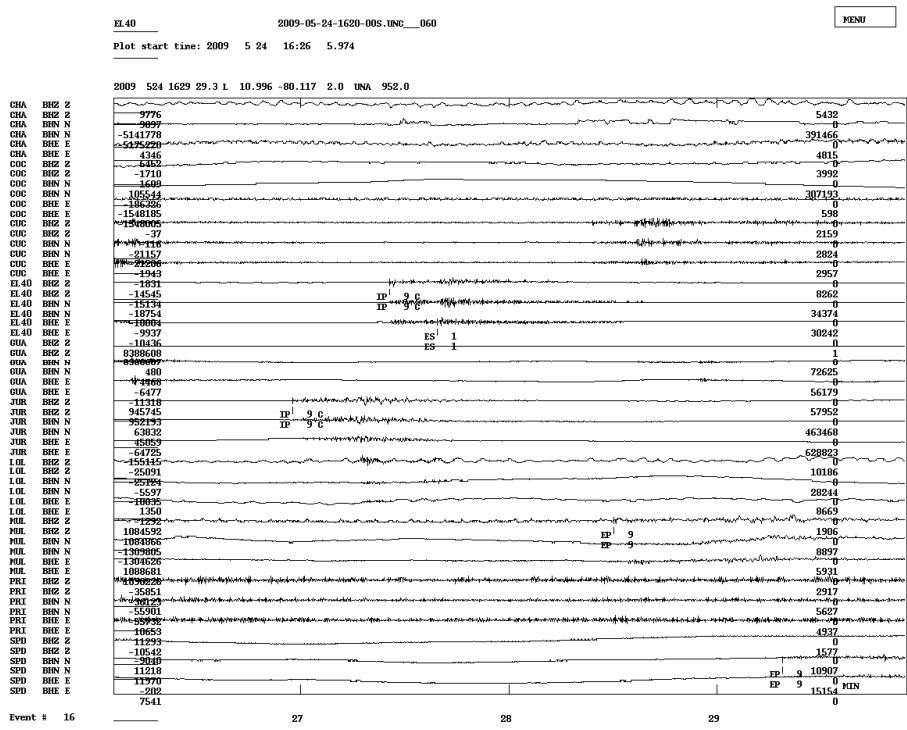


Figura A-36. Sismo registrado el 24-05-2009, estación El 40

EL40 2009-05-24-1630-005.UNC_030
 Plot start time: 2009 5 24 16:30 0.000 Fil: 10.000 15.000

MENU

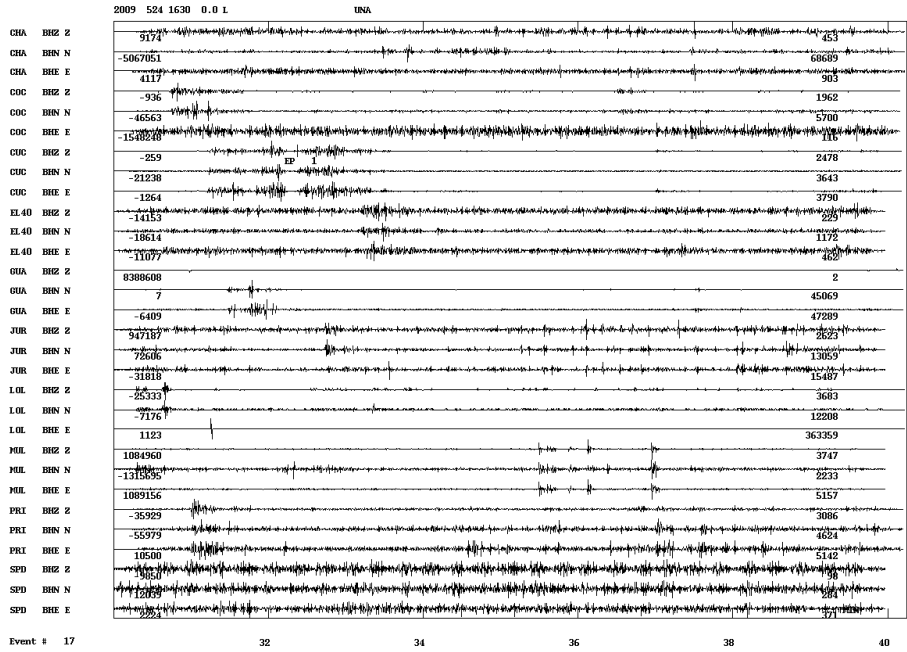


Figura A-37. Sismo registrado el 24-05-2009, estación El 40

EL40 2009-05-24-1630-005.UNC_030
 Plot start time: 2009 5 24 16:30 0.000

MENU

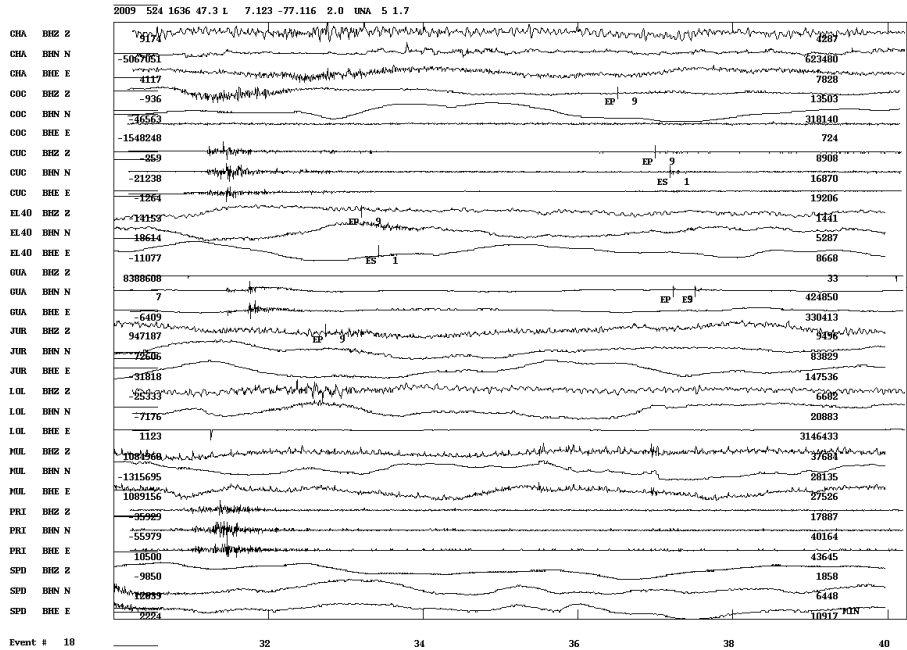


Figura A-38. Sismo registrado el 24-05-2009, estación El 40

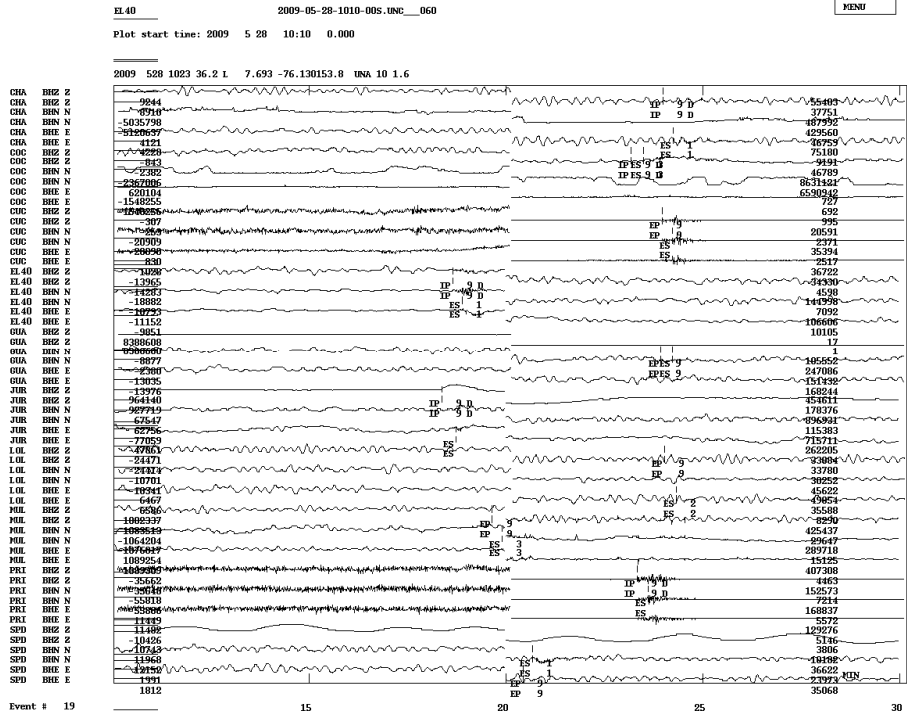


Figura A-39. Sismo registrado el 28-05-2009, estación El 40

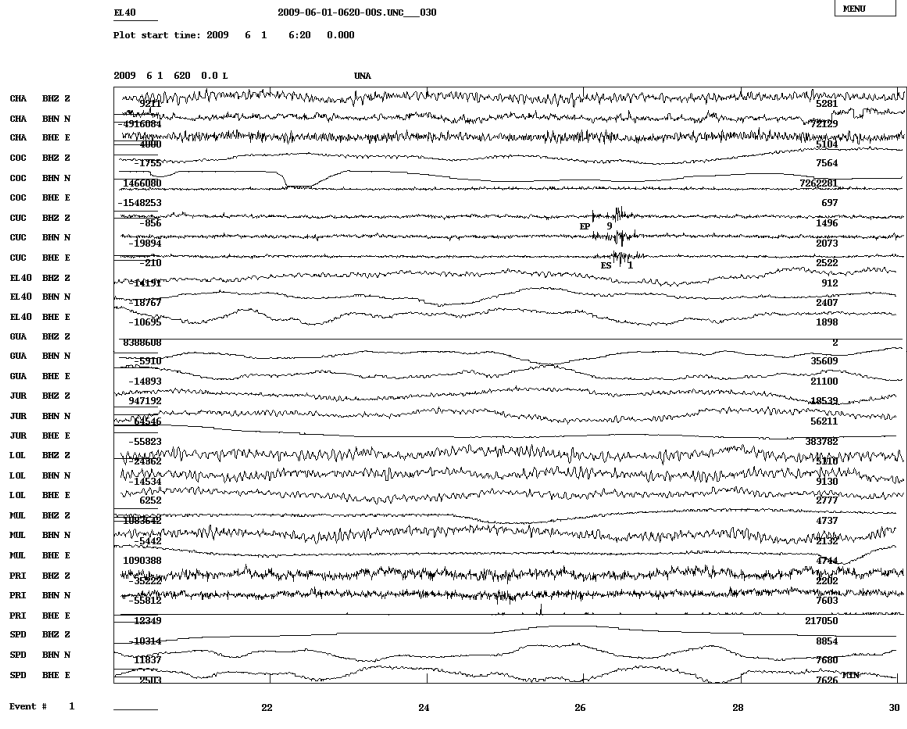


Figura A-40. Sismo registrado el 01-06-2009, estación El 40

Plot start time: 2009 6 1 6:20 0.000

2009 6 1 0635 30.7 L 7.365 -76.570 0.0 UNA 999.9

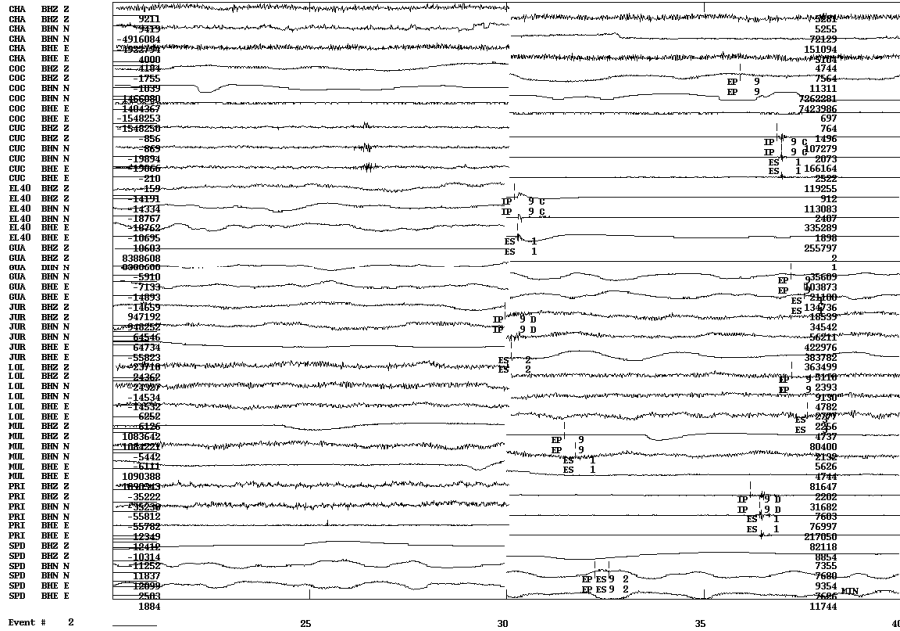


Figura A-41. Sismo registrado el 01-06-2009, estación El 40

Plot start time: 2009 6 1 6:20 0.000

2009 6 1 0635 30.7 L 7.365 -76.570 0.0 UNA 999.9

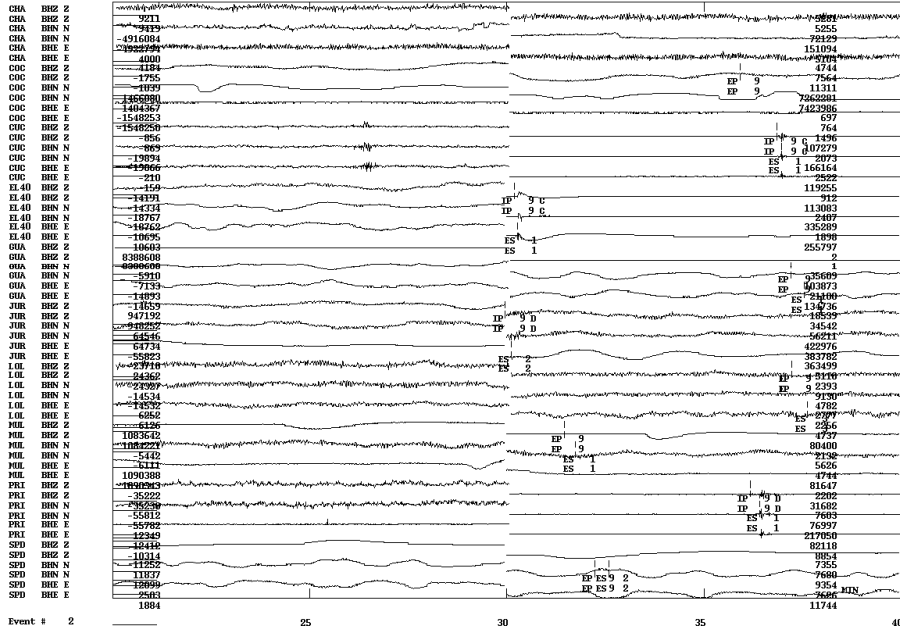


Figura A-42. Sismo registrado el 01-06-2009, estación El 40

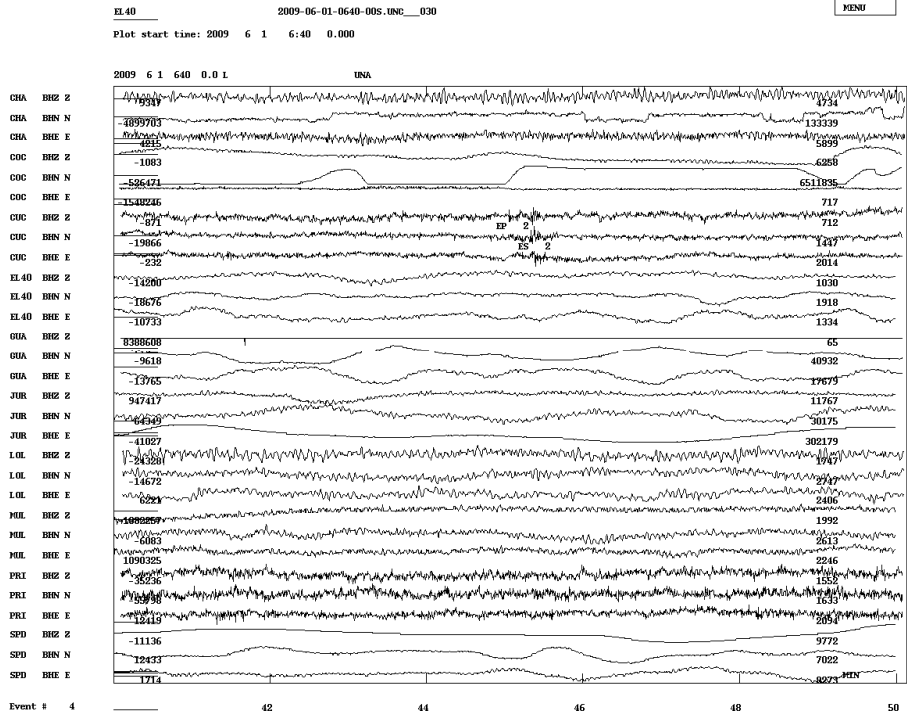


Figura A-43. Sismo registrado el 01-06-2009, estación El 40

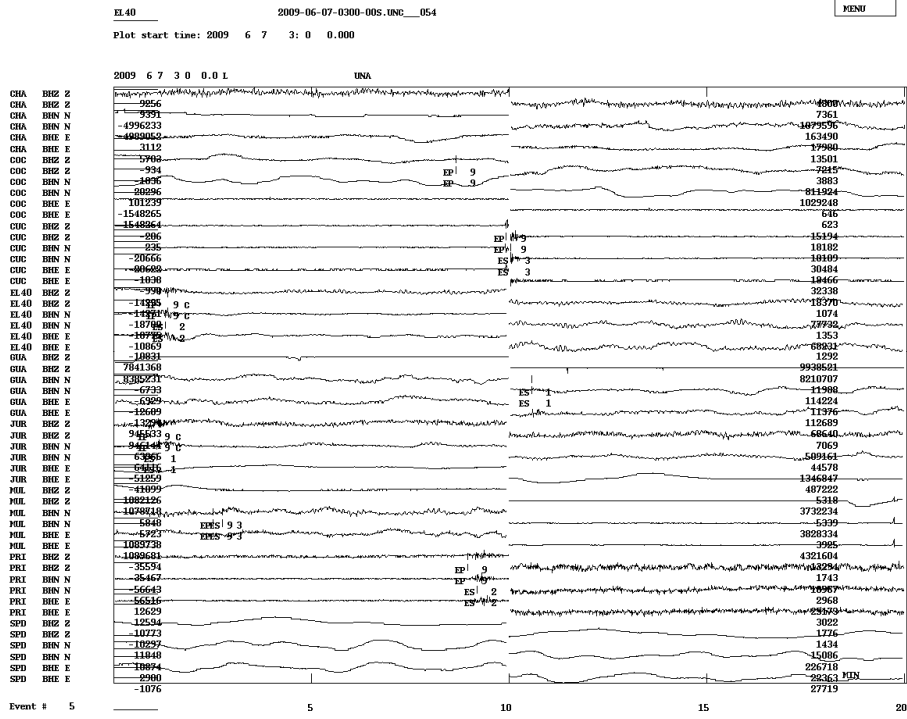


Figura A-44. Sismo registrado el 07-06-2009, estación El 40

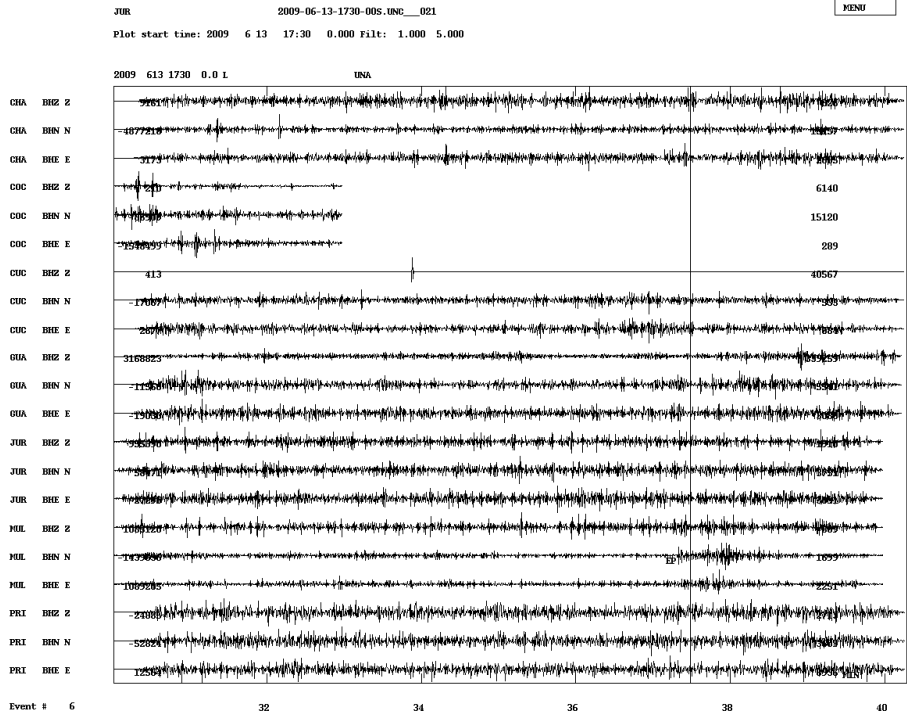


Figura A-45. Sismo registrado el 13-06-2009, estación JUR

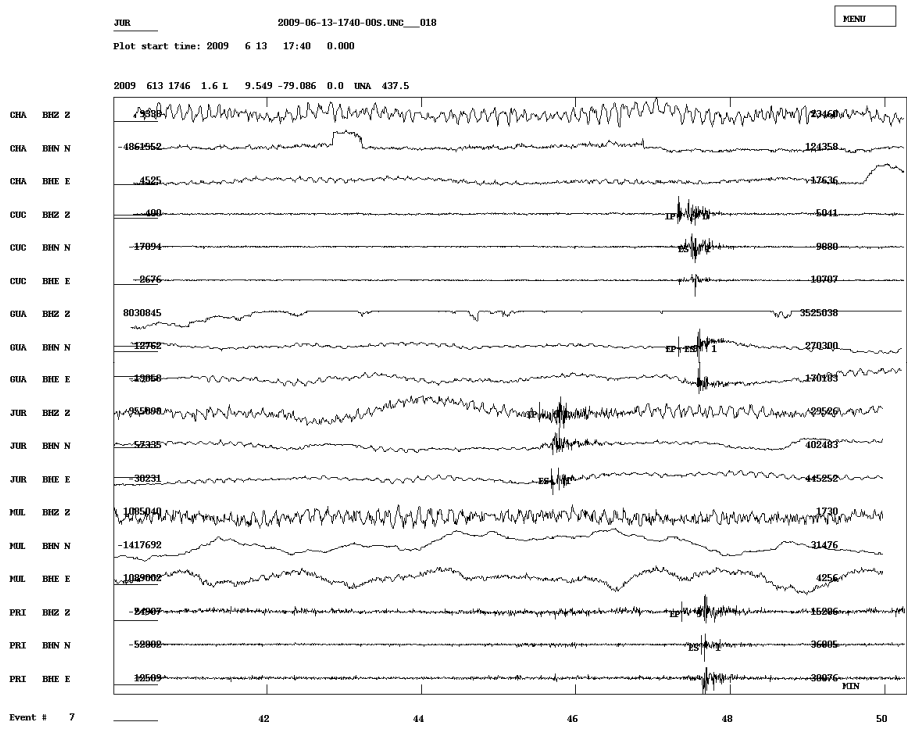


Figura A-46. Sismo registrado el 13-06-2009, estación JUR

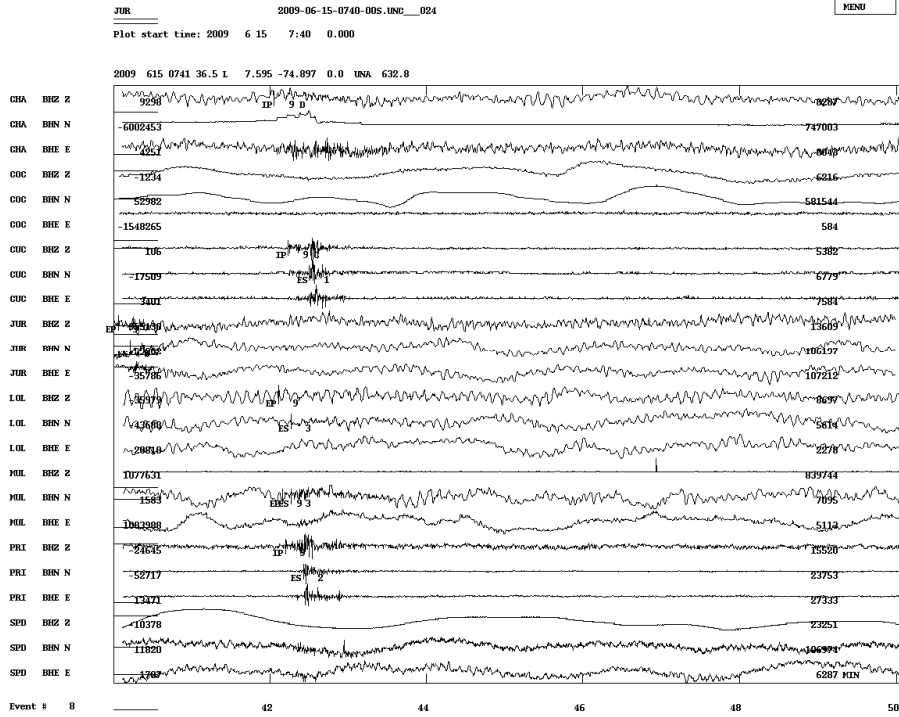


Figura A-47. Sismo registrado el 15-06-2009, estación JUR

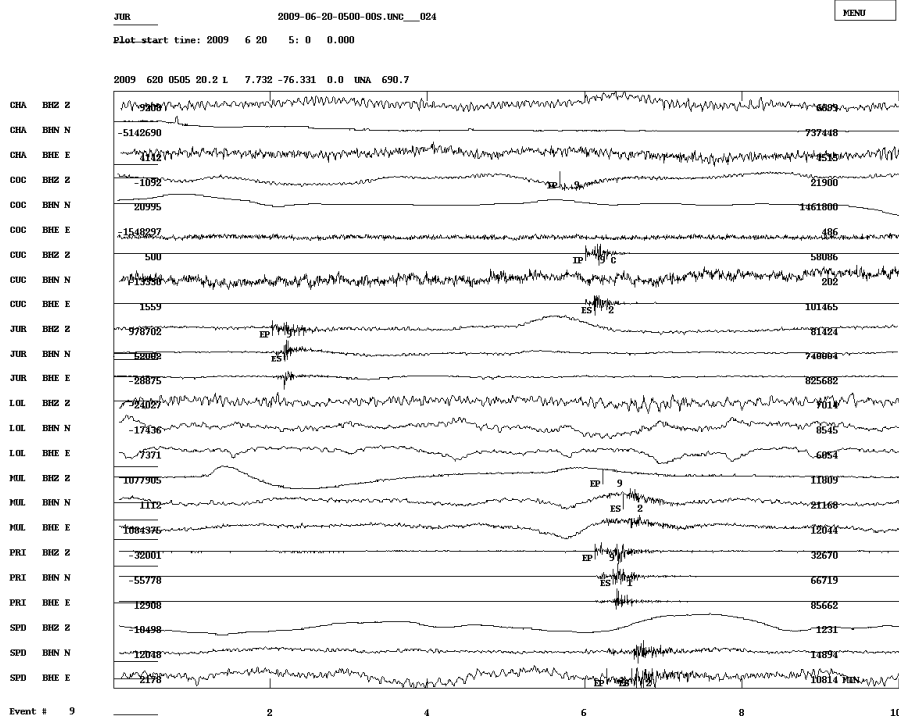


Figura A-48. Sismo registrado el 20-06-2009, estación JUR

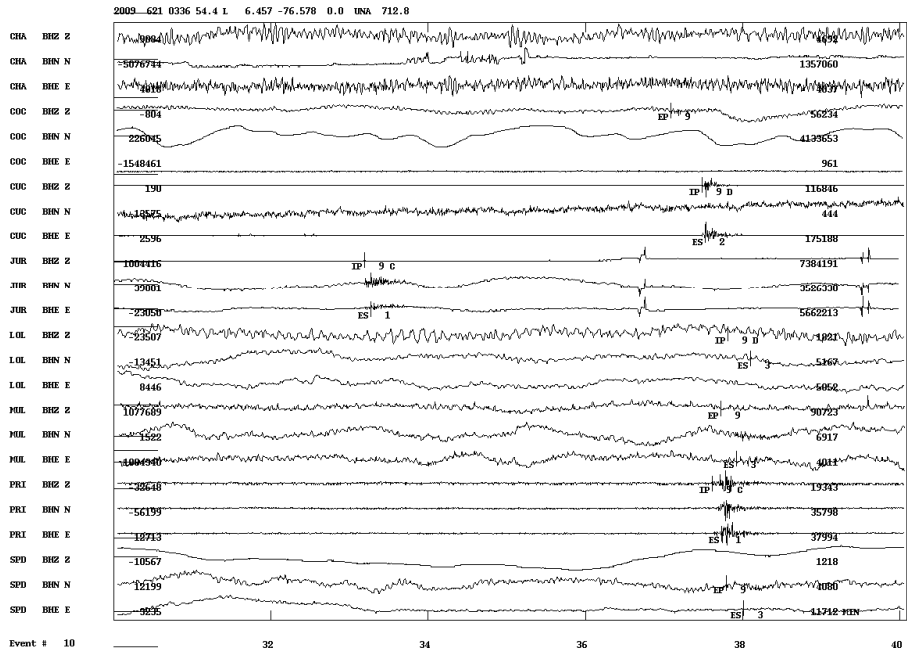


Figura A-49. Sismo registrado el 21-06-2009, estación JUR

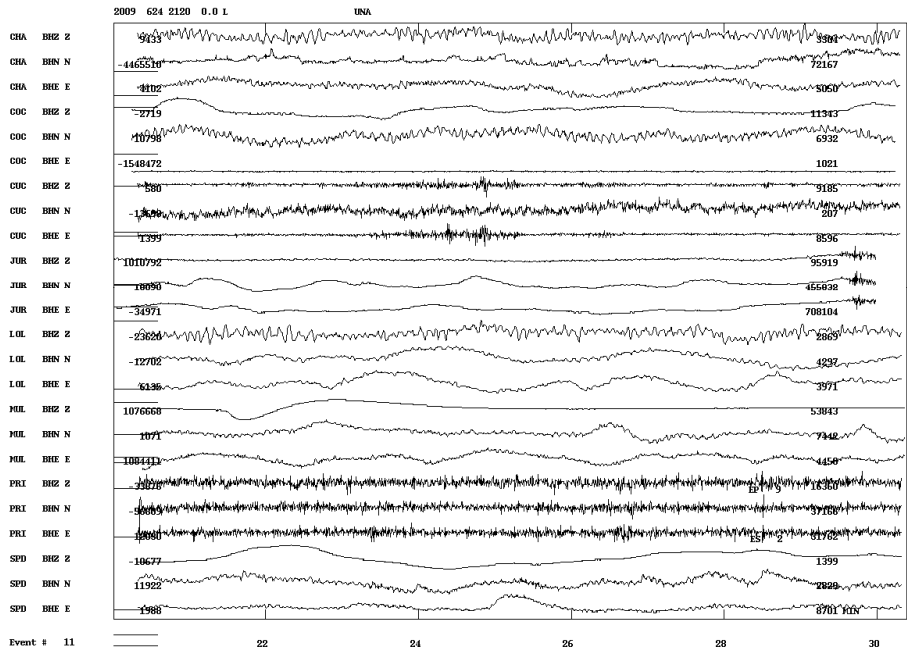


Figura A-50. Sismo registrado el 24-06-2009, estación JUR

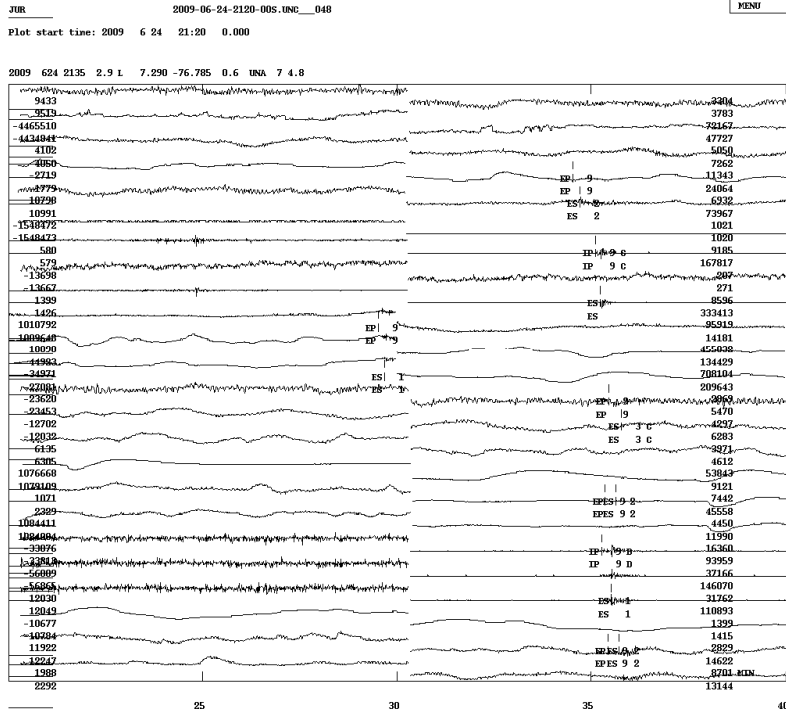


Figura A-51. Sismo registrado el 24-06-2009, estación JUR

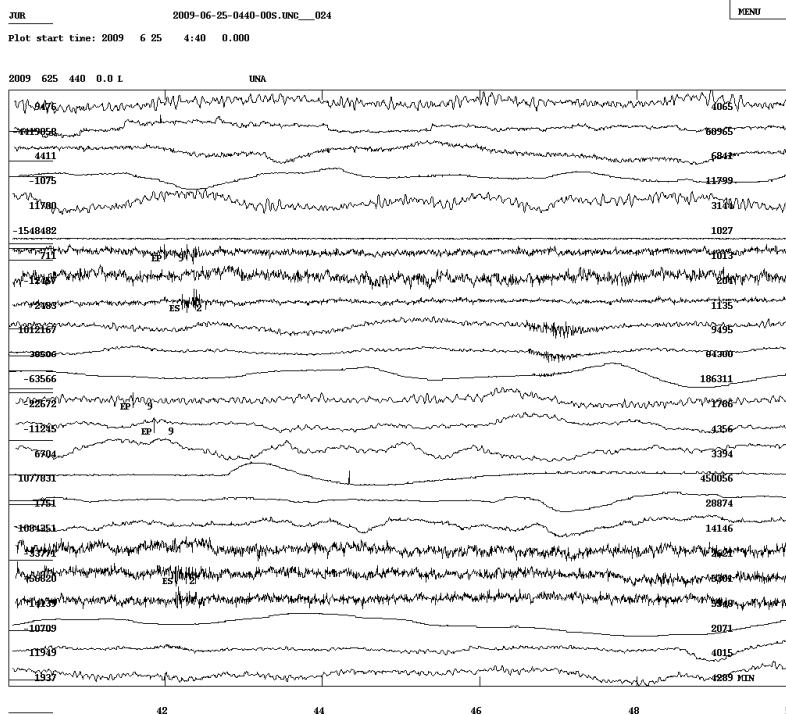


Figura A-52. Sismo registrado el 25-06-2009, estación JUR

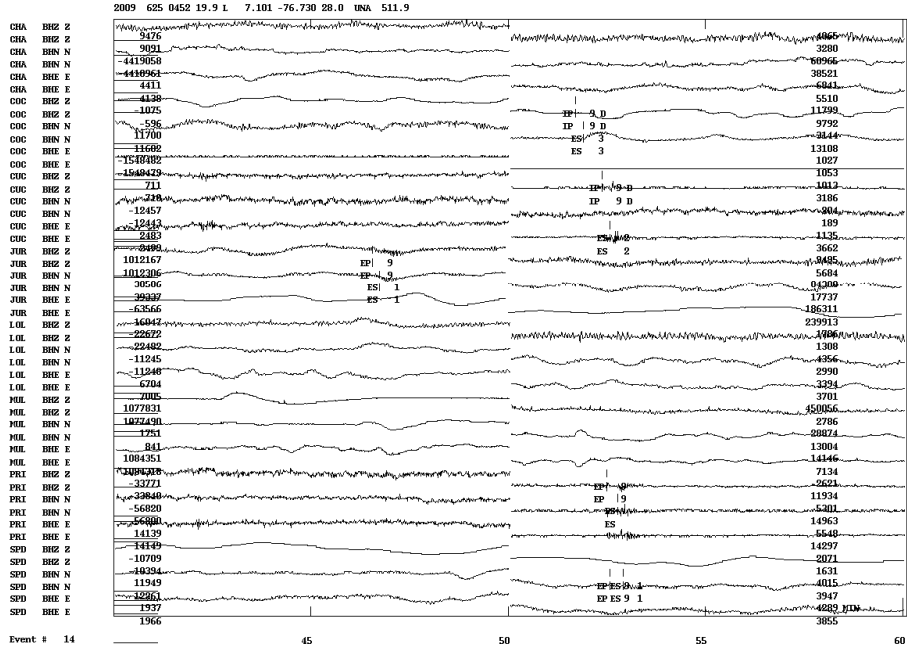


Figura A-53. Sismo registrado el 25-06-2009, estación JUR

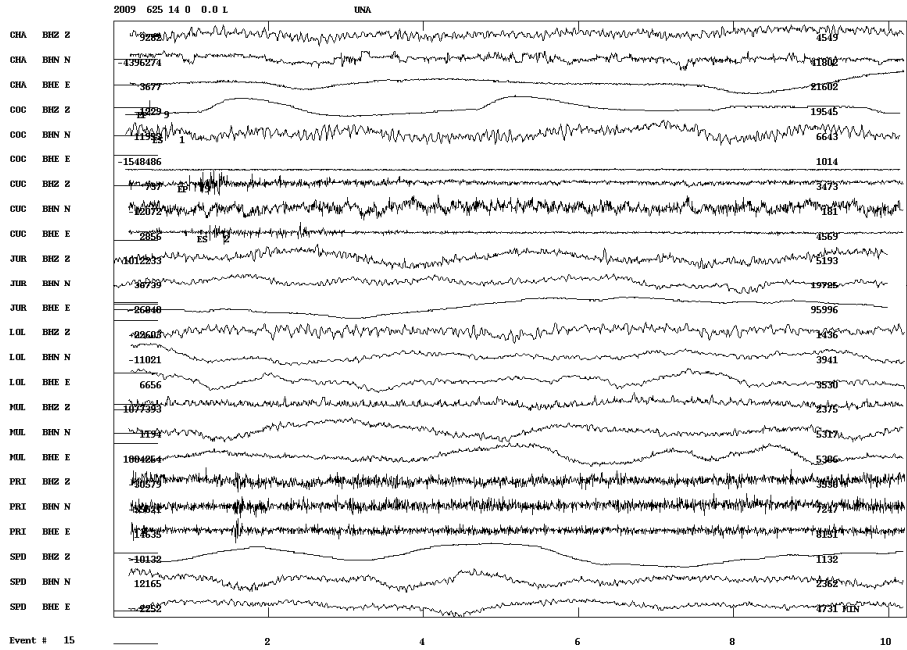


Figura A-54. Sismo registrado el 25-06-2009, estación JUR

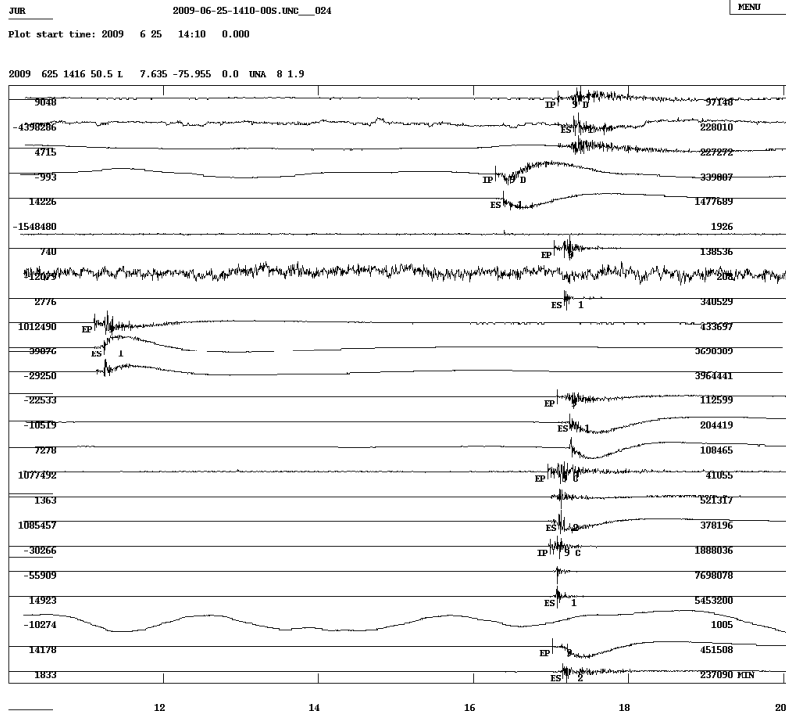


Figura A-55. Sismo registrado el 25-06-2009, estación JUR

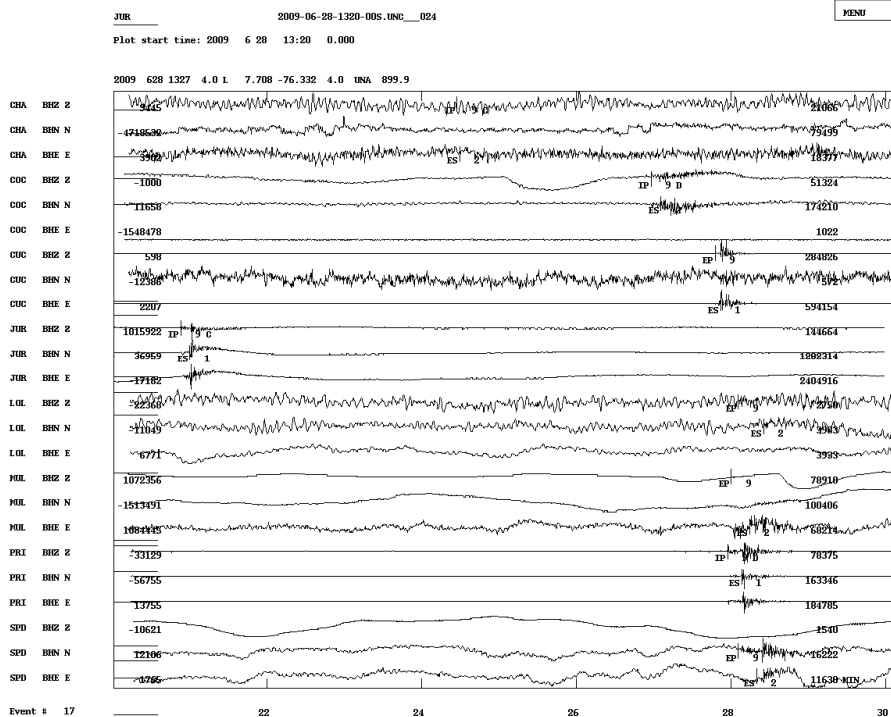


Figura A-56. Sismo registrado el 28-06-2009, estación JUR

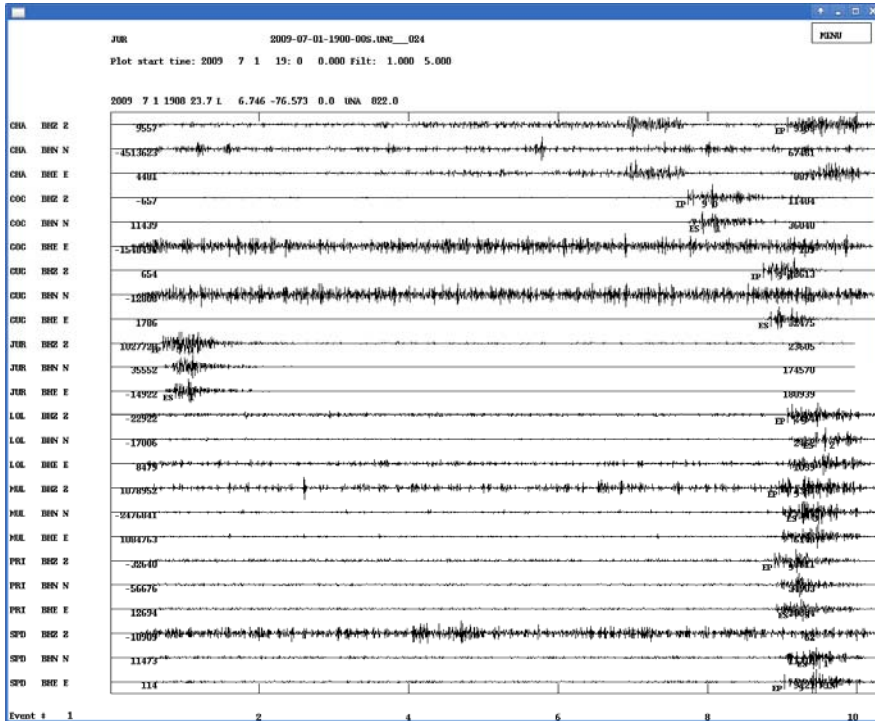


Figura A-57. Sismo registrado el 01-07-2009, estación JUR

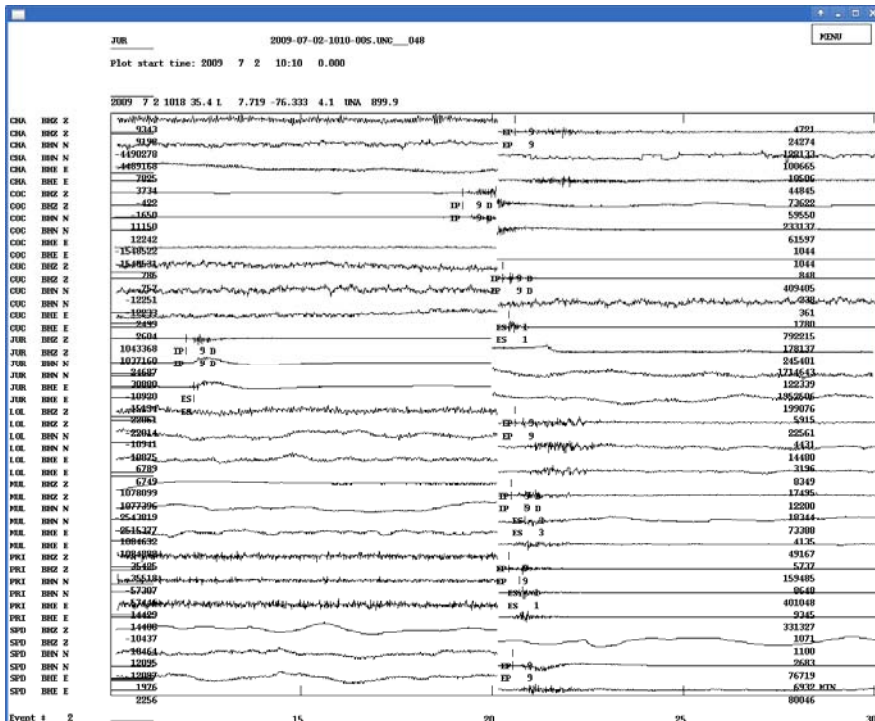


Figura A-58. Sismo registrado el 02-07-2009, estación JUR

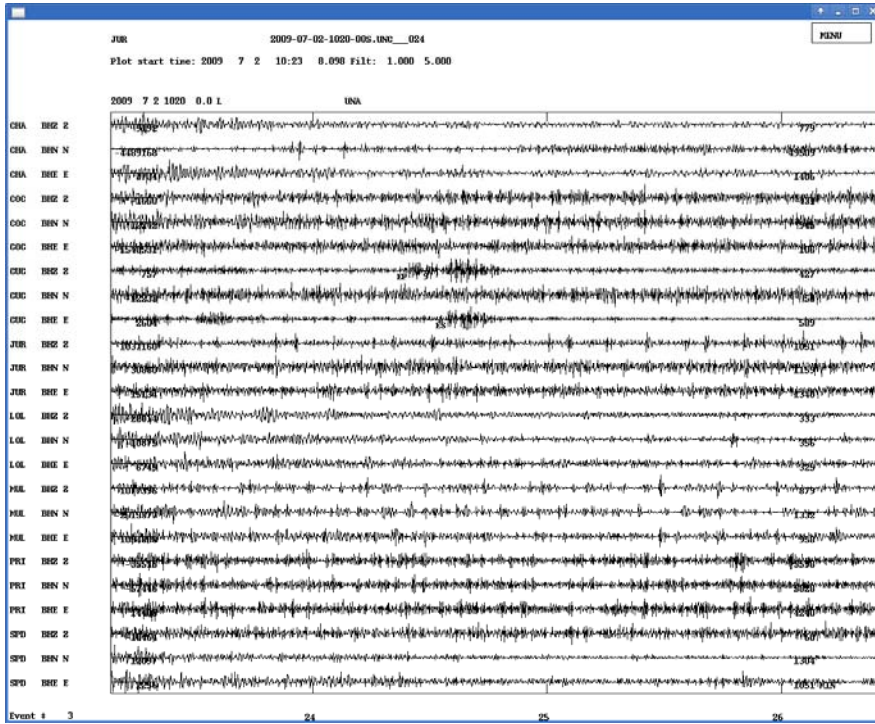


Figura A-59. Sismo registrado el 02-07-2009, estación JUR

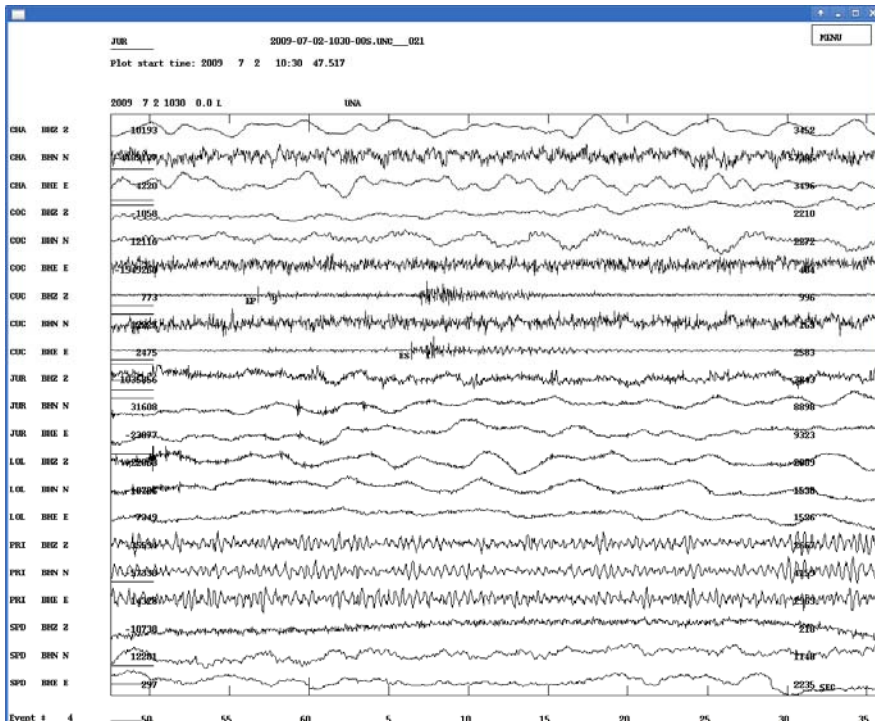


Figura A-60. Sismo registrado el 02-07-2009, estación JUR

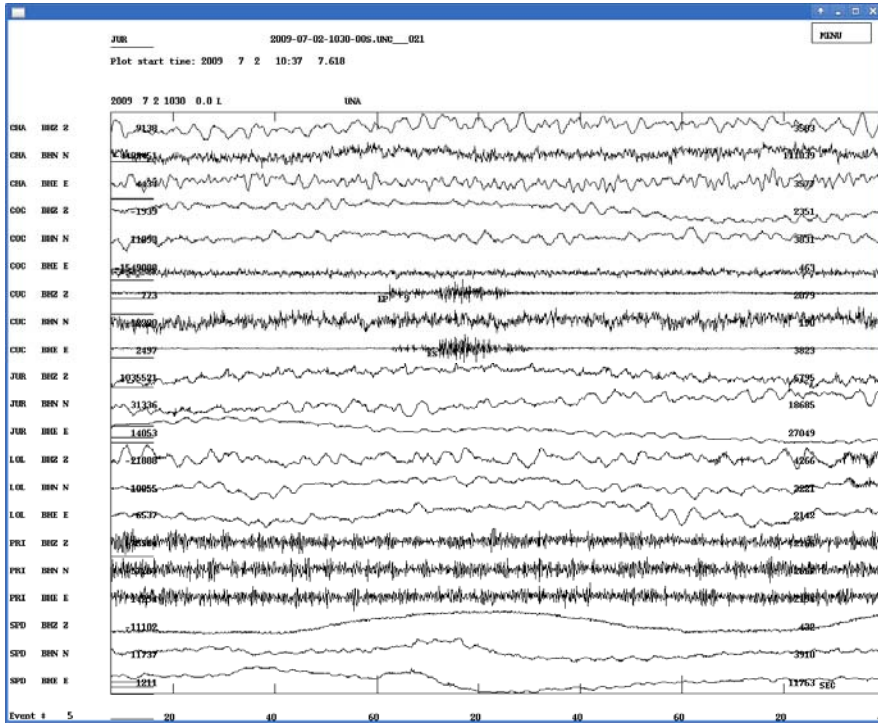


Figura A-61. Sismo registrado el 02-07-2009, estación JUR

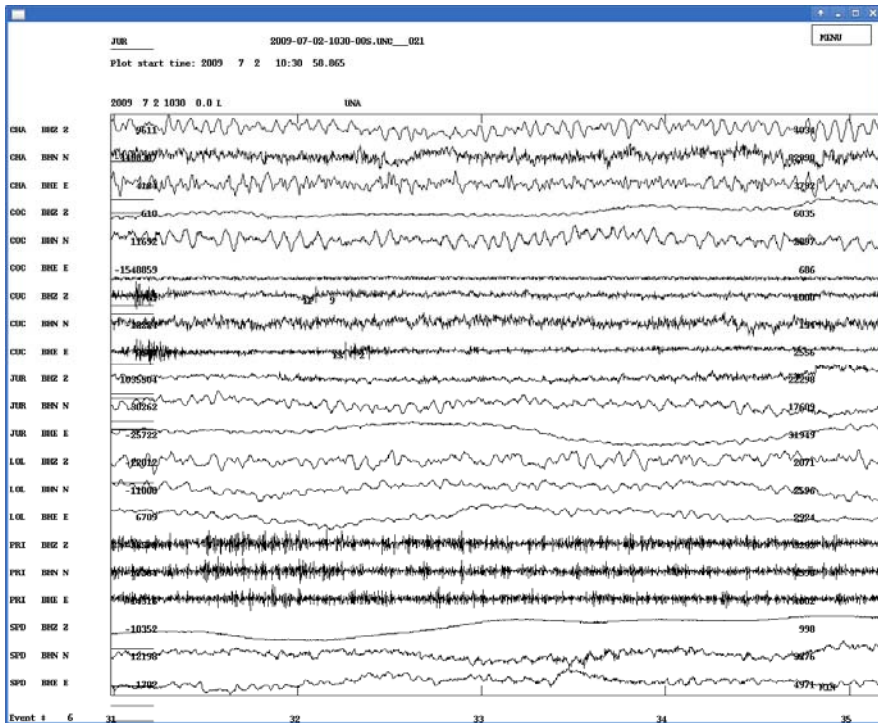


Figura A-62. Sismo registrado el 02-07-2009, estación JUR

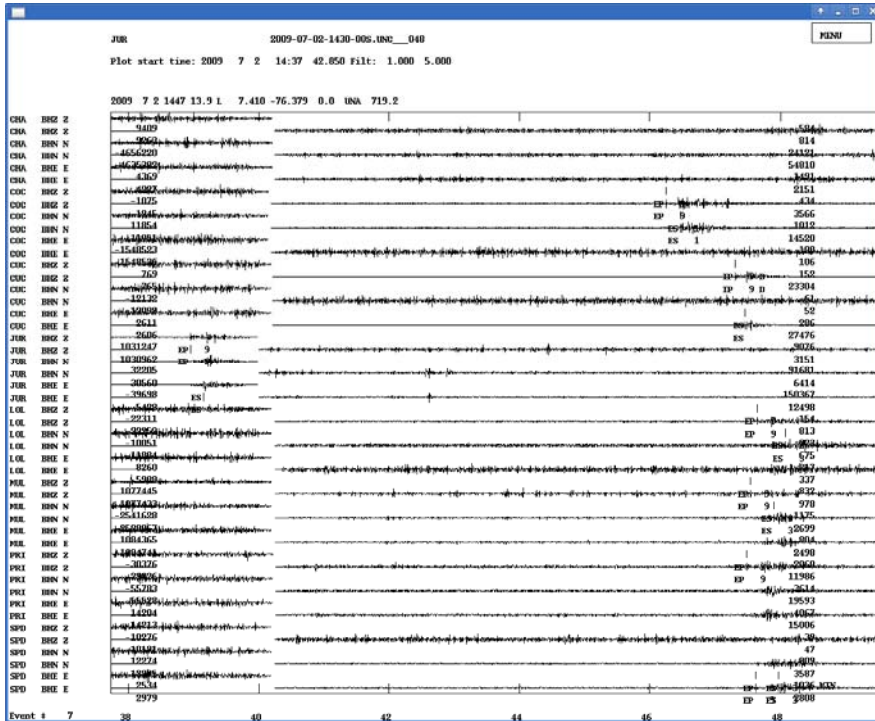


Figura A-63. Sismo registrado el 02-07-2009, estación JUR

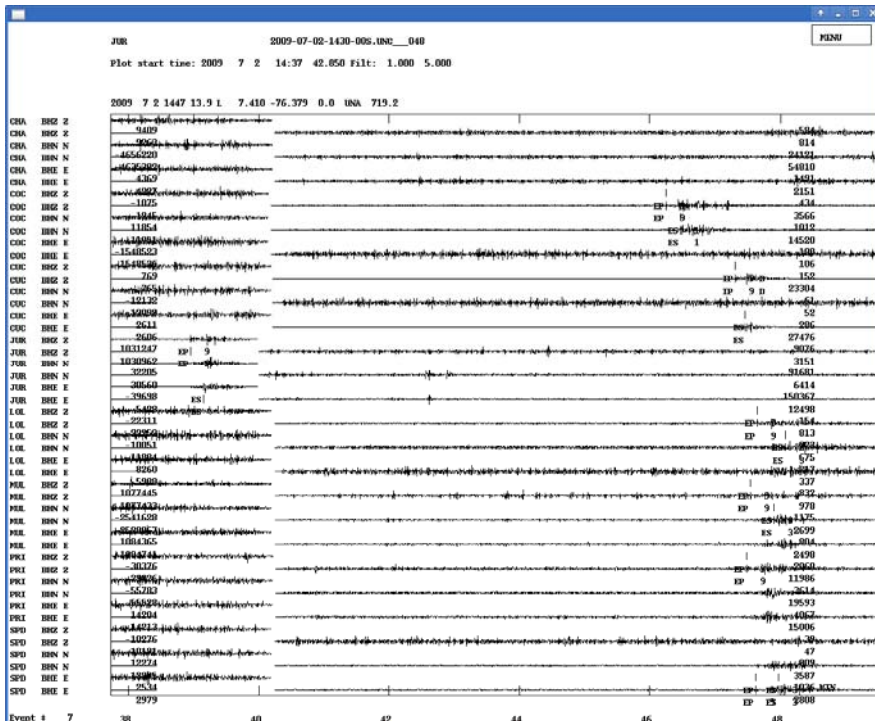


Figura A-64. Sismo registrado el 02-07-2009, estación JUR

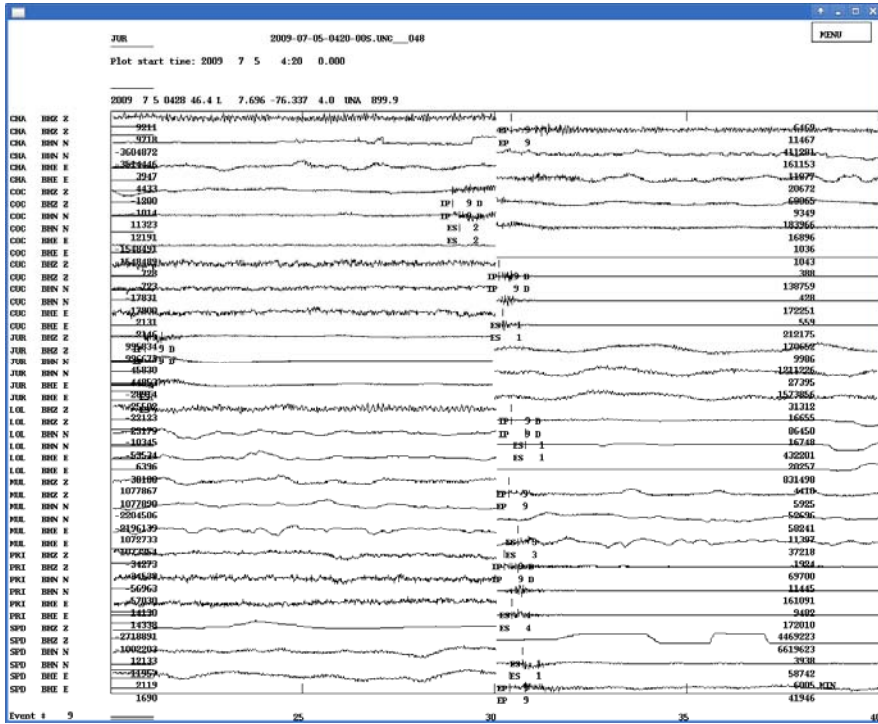


Figura A-65. Sismo registrado el 05-07-2009, estación JUR

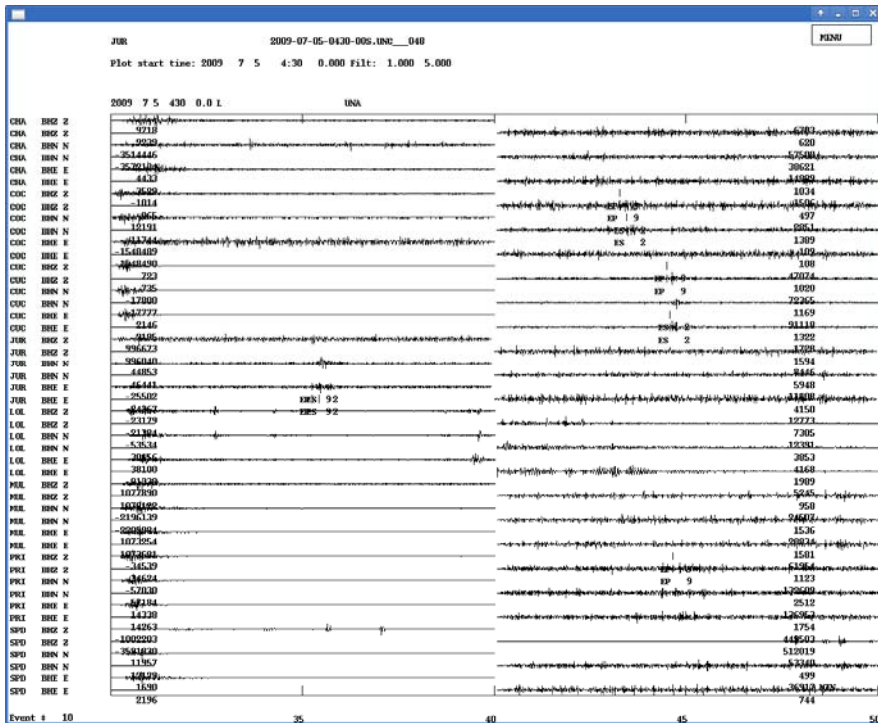


Figura A-66. Sismo registrado el 05-07-2009, estación JUR

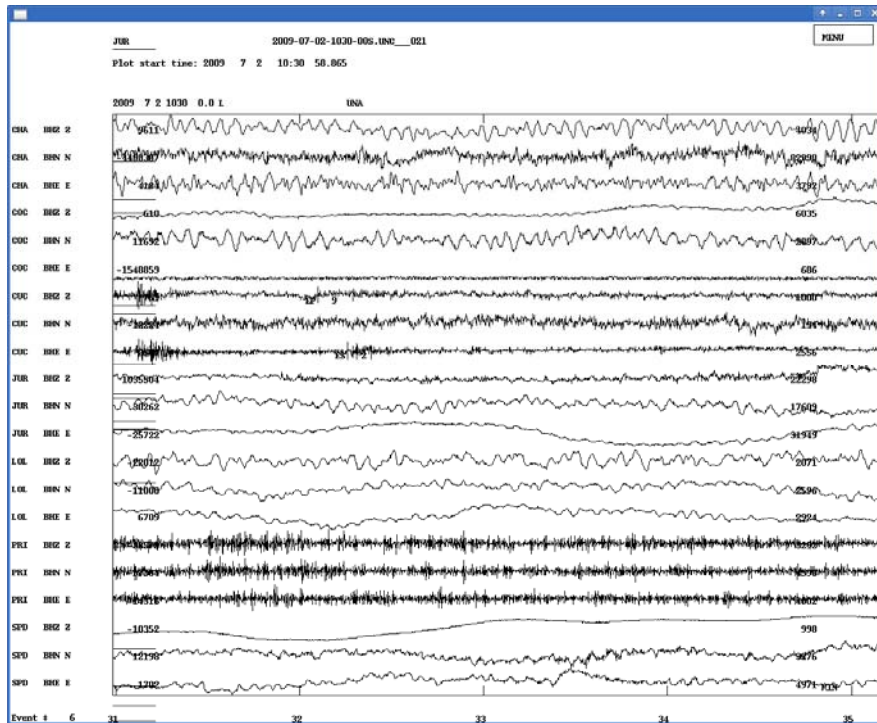


Figura A-67. Sismo registrado el 02-07-2009, estación JUR

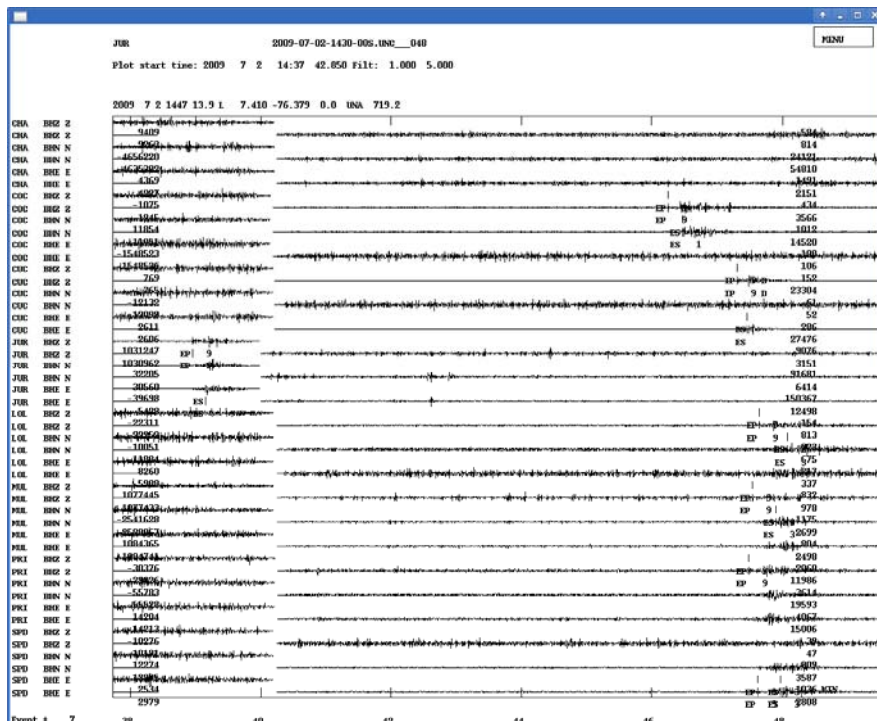


Figura A-68. Sismo registrado el 02-07-2009, estación JUR

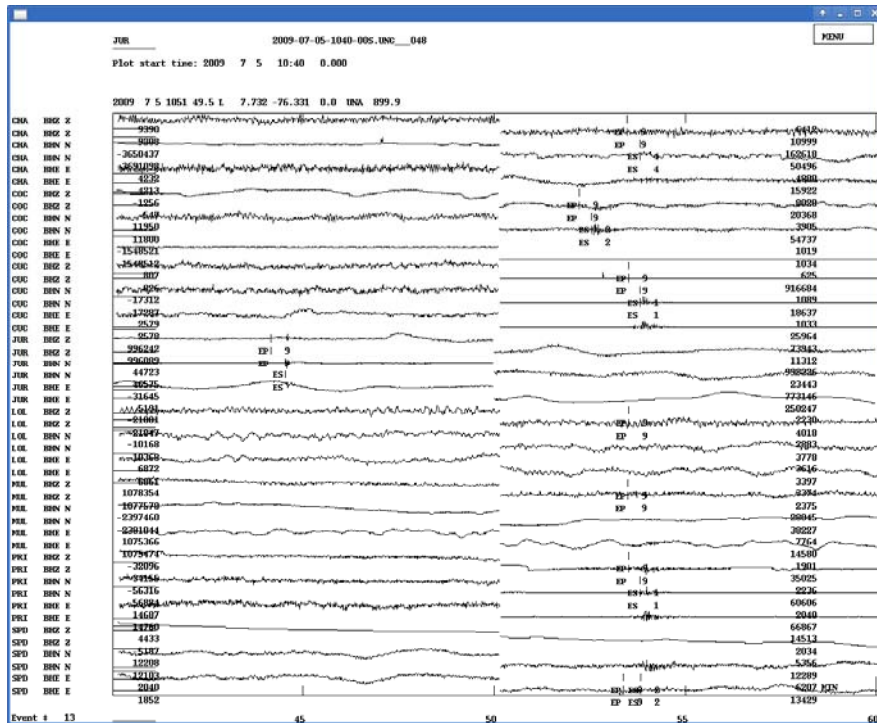


Figura A-69. Sismo registrado el 05-07-2009, estación JUR

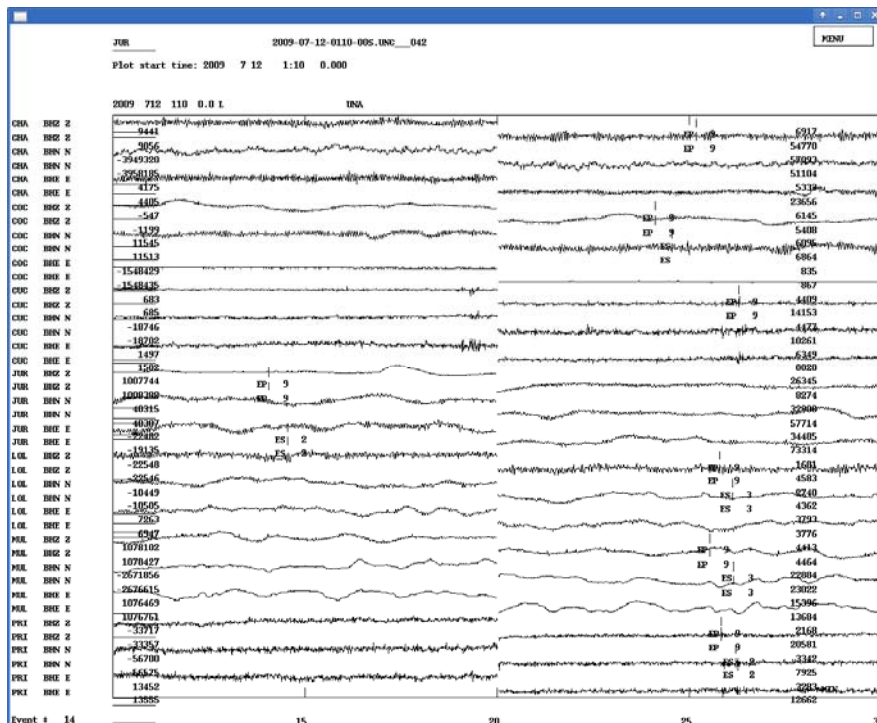


Figura A-70. Sismo registrado el 12-07-2009, estación JUR

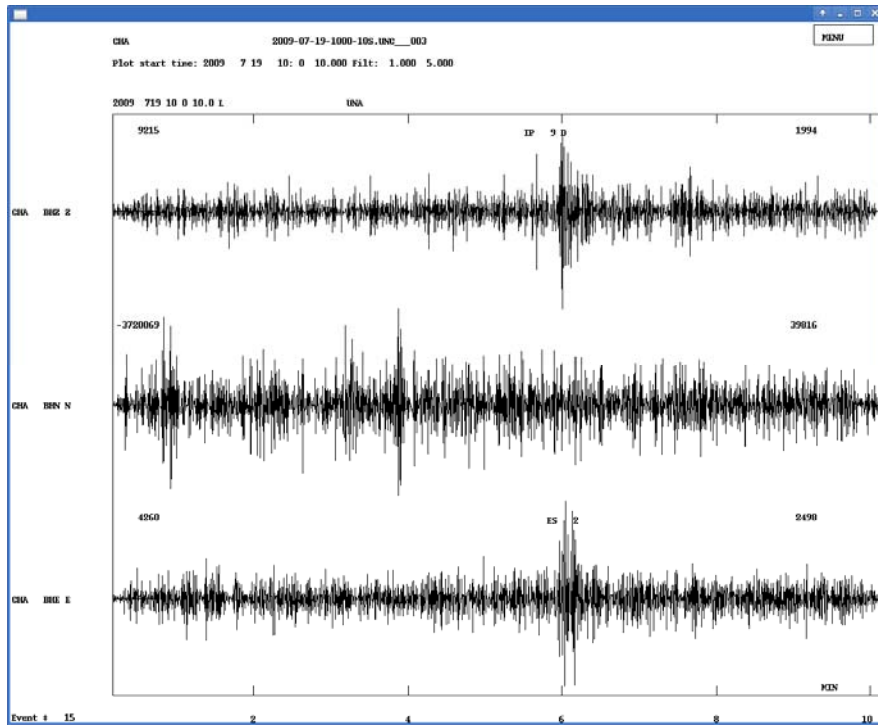


Figura A-71. Sismo registrado el 1907-2009, estación CHA