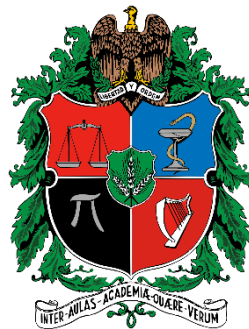


Evolución geológica y modelo de deformación de un sector del Sinclinal de Ataco, Subcuenca de Girardot, VSM, Colombia

Camilo Cristian Salazar



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Facultad de Ciencias

Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

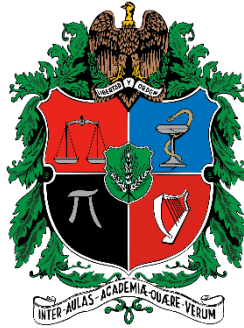
2020

Evolución geológica y modelo de deformación de un sector del Sinclinal de Ataco, Subcuenca de Girardot, VSM, Colombia

Autor: Camilo Cristian Salazar

Director: M.Sc., Guillermo Arturo Camargo Cortes

Disertación de maestría presentada a la Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias, como requisito para la obtención del título de Máster en Ciencias
Geología



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Facultad de Ciencias

Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2020

Evaluadores:

Profesor:

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias, Universidad Nacional

Profesor:

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias, Universidad Nacional

Bogotá, 2020

Dedicada a mi madre Yolanda y a mi hija Christine

Agradecimientos

Expreso mis agradecimientos:

A mi madre quien me enseñó los valores fundamentales de perseverancia y dedicación, a mis tías conchita y rafa por impulsarme, a mi familia por enseñarme el valor de la unidad y ser cimiento de valores éticos.

A Martín Mantilla Monsalve por acceder ser mi tutor en Hocol, por su continuo apoyo, compartir sus conocimientos, tiempo, explicaciones y amistad que me permitieron aprender mucho más que lo estudiado en la maestría.

A la Universidad Nacional de Colombia, a los profesores del Departamento de Geociencias por sus consejos académicos y especialmente al profesor Luis Castillo, quien aceptó ser mi director de tesis inicialmente. Al profesor Guillermo Camargo, por su acompañamiento y orientación del trabajo de tesis.

A Hocol por permitir el uso de los datos geológicos y geofísicos del área y darme las herramientas necesarias para el desarrollo de esta tesis. A Jorge Falla por autorizar mi practica y a Sergio Nuncira por sus explicaciones técnicas y sugerencias. Gracias a las amables personas con las que compartí en esa compañía.

Resumen

La interpretación estructural del subsuelo en la zona de estudio se ha abocado hacia cabalgamientos con raíz en el basamento y trampas estructurales de tipo dúplex, a partir de la concepción de modelos geológicos distintos se encontraron estilos estructurales que difieren de los propuestos inicialmente.

El área de estudio se encuentra localizada en el sinclinal de Ataco, Cuenca del Valle Superior del Magdalena, 13 kilómetros al sureste del municipio de Chaparral. Fue usada información de 11 pozos y sísmica 3D reprocesada. La litología interpretada en la sísmica se dividió en tres unidades con comportamiento mecánico diferente pre-dicordancia y una unidad post-dicordancia. La unidad más profunda está relacionada con el basamento, posee un comportamiento competente y es caracterizada principalmente por fallas inversas de alto ángulo que han sido heredadas de fallas normales (Jurásico); la unidad media tiene un carácter incompetente, muestra acomodación a la deformación, dispersión de fallamiento de alto ángulo, creación de zonas de mayor o menor espesor y sirve como superficie para despegues de fallas inversas de bajo ángulo; la unidad superior, que posee un carácter competente y se ve afectada por la ductilidad de la secuencia infrayacente y sus fallas de cabalgamiento, finalmente la secuencia Cenozoica posterior, se acomoda a la deformación subyacente, en ella se observan estratos de crecimiento.

Se interpretaron dos fallas principales (Amoyá y La Pava) con rumbo N-S que están separando bloques en el subsuelo, tres unidades deposicionales que se comportan mecánicamente diferente a la deformación, y dos estilos estructurales que participan en la deformación del subsuelo. Asociado al fallamiento inverso se encontraron dos fallas con movimiento lateral, que cortan las tres secuencias en un ángulo oblicuo (N45E) a la Falla Amoyá, generando estructuras de tipo flor positiva, lo que crea repeticiones en la primera y segunda secuencia. El análisis cinemático indica que predomina la compresión.

La evolución geológica de la zona indica basculamiento de la secuencia Paleógena, plegamiento y comienzo de erosión, mientras la Falla Amoyá inicia su ascenso con influencia de componentes de rumbo (Eoceno temprano) entretanto, continúa la sedimentación de los depósitos del Grupo Gualanday, los cuales serán afectados por el ascenso de La Falla La Pava (Oligoceno tardío), acumulando sedimentos del Neógeno al presente y exponiendo rocas de edad Jurásica en el flanco este de la zona de estudio, lo que finalmente crea el Sinclinal de Ataco.

Palabras claves: *Unidad deposicional, Tectónica de rumbo, deformación incompetente, Evolución geológica, Subcuenca de Girardot.*

Abstrac

The structural interpretation of the subsurface in the study area has been directed towards thrusting with root in the basement and duplex structural traps, from the conception of different geological models were found structural styles that differ from those initially proposed

The study area is located in the Ataco syncline, Upper Magdalena Valley Basin, 13 kilometers southeast of the Chaparral town. Information from 11 wells and reprocessed 3D seismic was used. The lithology interpreted on seismic was divided into three units with different mechanical behavior's pre-discordance and one-unit post-discordance. deepest unit is related to the basement, has a brittle behavior and is characterized mainly by high angle inverse faults that have been inherited from normal faulting (Jurassic); the middle unit has a ductile performance, shows accommodation to the strain, dispersion of high angle faulting, creation of zones of greater or lesser thickness and serves as detachment surfaces on low-angle faulting; finally the upper unit, which has a competent lithology and is affected by the ductility of the underlying unit and its thrust faulting. The following Cenozoic sequence accommodates the underlying deformation, observing growth strata.

Two main faults (Amoyá and La Pava) with NS direction were interpreted separating blocks in the subsurface, four depositional units that behave mechanically different from the stresses, and two structural styles that participate in the deformation of the subsurface. Associated to the reverse faulting two faults were found with strike-slip movement, which cut the three units in an oblique angle (N45E) to the Amoyá fault, generating positive flower structures, which creates repetitions in the first and second unit. Kinematic analysis points that compression predominates.

The geological evolution of the zone indicates the tilting of the Paleogene sequence, folding and beginning of erosion, while the Falla Amoyá begins its ascent with the influence of strike-slip components (early Eocene). Meanwhile, the sedimentation of the Gualanday Group deposits continues. Which will be affected by the ascent of La Pava fault (Late Oligocene), accumulating sediments from the Neogene to the present and exposing rocks of Jurassic age on the eastern flank of the study area, which ultimately creates the Ataco Syncline

Keywords: *Depositional Unit, Strike-Slip tectonics, ductile deformation, geological evolution, Girardot Sub-Basin.*

Tabla de Contenido

CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivo Investigación.....	7
1.2 Ubicación Geográfica.....	7
1.3 Material Base.....	7
1.3.1 Sísmica.....	8
1.3.2 Pozos.....	8
1.3.3 Mapas.....	9
1.3.4 Software.....	9
CAPITULO 2: MARCO GEOLOGICO REGIONAL Y METODOLOGÍA.....	10
2.1 Marco geológico regional.....	10
2.1.1 Tectónica y geología de la cuenca.....	13
2.1.2 Estado del conocimiento.....	21
2.2 Proceso del estudio.....	27
2.2.1 Integración de información existente del área.....	27
2.2.2 Atado sísmica-pozo.....	28
2.2.3 Análisis de información e interpretación sísmica.....	29
2.2.4 Relación entre deformación y sedimentación aplicada al modelo estructural.....	31
CAPITULO 3: RESULTADOS.....	32
3.1 Correlación de pozo.....	32
3.2 Unidades Sísmo-mecánicas.....	35
3.3 Interpretación sísmica 3D y mapas.....	39
3.4 Análisis modelo deformación.....	56
3.5 Análisis de la geología de superficie y la comparación con estructuras en el subsuelo.....	61
3.6 Análisis de la deformación vs la sedimentación.....	65
CAPITULO 4: DISCUSIÓN.....	67
4.1 Estilos estructurales en la primera unidad.....	69
4.2 Estilos estructurales en la segunda unidad.....	71
4.3 Estilos estructurales en la tercera unidad.....	75
4.4 Estilos estructurales en la cuarta unidad.....	78
4.5 Evolución geológica del área.....	79
CONCLUSIONES.....	84
REFERENCIAS.....	87

Lista de Figuras

FIGURA 1. MAPA GEOLÓGICO GENERALIZADO DEL VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA.....	3
FIGURA 2. MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO	6
FIGURA 3. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA DEL VSM.	12
FIGURA 4. MODELO ESTRUCTURAL PROPUESTO POR (SCHAMEL, 1991)	22
FIGURA 5. MODELO INTERPRETACIÓN SÍSMICA DE (RAMON & ROSERO, 2006)	23
FIGURA 6. MAPA PROVINCIAS ESTRUCTURALES (MANTILLA ET AL., 2009)	26
FIGURA 7. MODELO DE INTERPRETACIÓN SÍSMICA (MANTILLA ET AL., 2009)	27
FIGURA 8. ANÁLISIS SCAT REALIZADO EN EL POZO RÍO SALDAÑA-1.....	30
FIGURA 9. CORRELACIÓN POZO TOLDADO-3 Y RÍO SALDAÑA-1.....	33
FIGURA 10. CORRELACIÓN POZO TOLDADO-3 Y RÍO SALDAÑA-1 EN TST.	34
FIGURA 11. INTERPRETACIÓN DE LOS TOPES HACIENDO UN “FLATTENING” EN “MONSERRATE” MOSTRANDO LA EROSIÓN EN LOS POZOS RSI Y OLINI.....	40
FIGURA 12. LÍNEA SÍSMICA ARBITRARIA MOSTRANDO TRAYECTORIAS DE LOS POZOS Y LA TRAZA SINTÉTICA GENERADA A PARTIR DE REGISTROS ELÉCTRICOS.....	41
FIGURA 13. MAPA VOLUMEN SÍSMICO 3D, UBICACIÓN DE LÍNEAS DE BUZAMIENTO, RUMBO Y LOCALIZACIÓN DE POZOS.	42
FIGURA 14. LÍNEA DE BUZAMIENTO EN POZO RÍO SALDAÑA-4.....	46
FIGURA 15. LÍNEA DE BUZAMIENTO EN POZO RÍO SALDAÑA-1.....	47

FIGURA 16. LÍNEA DE BUZAMIENTO EN POZOS ATACO-1, OLINI 2 Y 3.....	50
FIGURA 17. LÍNEA SÍSMICA EN BUZAMIENTO AL NORTE DEL POZO OLINI-1.....	51
FIGURA 18. LÍNEA DE RUMBO MOSTRANDO EL COMPORTAMIENTO ESTRUCTURAL DE LOS CAMPOS.	52
FIGURA 19. TIME SLICE 1076 DONDE SE OBSERVAN FALLAS QUE CORTAN LA SECUENCIA HASTA LA	
DISCORDANCIA	54
FIGURA 20. TIME SLICE 880 DONDE SE OBSERVAN FALLAS DE DESPEGUE	55
FIGURA 21. MAPAS EN TIEMPO DOBLE EN EL BLOQUE COLGANTE, MOSTRANDO LOS DIFERENTES TIPOS DE	
FALLAS ENCONTRADAS EN LA FORMACIÓN CABALLOS COMO EN EL TOPE DEL “GRUPO VILLET”	58
FIGURA 22. MAPAS EN TIEMPO DOBLE MOSTRANDO CÓMO LAS FALLAS DE RUMBO AFECTAN HASTA LA	
DISCORDANCIA	59
FIGURA 23. MAPAS EN TIEMPO DOBLE OBTENIDOS A PARTIR DE LA INTERPRETACIÓN EN EL BLOQUE INFERIOR,	
TANTO EN LA FORMACIÓN CABALLOS COMO “MONSERRATE”	60
FIGURA 24. MAPA DE ANÁLISIS CINEMÁTICO DE DEFORMACIÓN EN EL ÁREA	63
FIGURA 25. INTERPRETACIÓN DE UNA LÍNEA SÍSMICA 2D AL NORTE DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	64
FIGURA 26. DEFORMACIÓN Y SEDIMENTACIÓN ENCONTRADA EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	66
FIGURA 27. CORTE ESTRUCTURAL 1 DE BUZAMIENTO.....	72
FIGURA 28. CORTE ESTRUCTURAL 2 DE RUMBO.....	77
FIGURA 29. IMAGEN COMPARATIVA DE DOS INTERPRETACIONES SÍSMICAS EN LA MISMA ÁREA, MOSTRANDO	
LOS POZOS ATACO-1 Y OLINI-1	78
FIGURA 30. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO RECONSTRUIDA A PARTIR DE INFORMACIÓN	
SÍSMICA 3D Y REGISTROS.	83

Lista de Tablas

TABLA 1. MUESTRA LOS POZOS USADOS EN EL ESTUDIO, ASÍ COMO LOS REGISTROS ELÉCTRICOS TOMADOS. ... 9

***TABLA 2. MUESTRA LAS UNIDADES INTERPRETADAS Y LAS FORMACIONES PERTENECIENTES A LAS MISMAS. LAS
LÍNEAS ROJAS REPRESENTAN DISCORDANCIAS EVIDENCIADAS EN LA SÍSMICA 38***

Lista de Anexos

ANEXO 1. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA, REGISTRO TIPO SIN FALLAS Y UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICA

ANEXO 2. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA, UNIDADES SÍSMO-MECÁNICAS, FORMACIONES Y SU EXPRESIÓN EN LA SÍSMICA REPROCESADA.

CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN

Al sur de Colombia, en la frontera con Ecuador, los Andes constituyen una sola cordillera, hacia el norte, en el nudo de los Pastos, se divide rápidamente en dos cordilleras llamadas respectivamente Occidental y Central (de esta última se desprende la Oriental). Los ríos Cauca y Magdalena separan la Cordillera Central de la Occidental y Oriental respectivamente. Muchos autores concuerdan que la evolución del Norte de los Andes a finales del Mesozoico y Cenozoico fue dominada por el avance relativo de la boyante placa Caribe en dirección noreste y posteriormente al este con respecto a la estable placa de Suramérica, el avance relativo hacia el este de esta placa favoreció el desarrollo de bordes transcurrentes tanto en el sector norte cómo al sur de la misma (Montes et al., 2005).

La importancia del estudio del Valle del Río Magdalena radica en que en él está plasmada gran parte de la compleja evolución geológica de los Andes Colombianos y también porque es una cuenca donde se encuentran importantes yacimientos productores de hidrocarburos (Mojica & Franco, 1990) y tiene gran prospectividad a futuro. Este valle ha sido subdividido en tres provincias de norte a sur: Valle Inferior, Valle Medio (En adelante VMM) y Valle Superior del Magdalena (en adelante VSM).

El VSM es una cuenca intermontana estrecha localizada a lo largo de la porción sur del Río Magdalena, entre la Cordillera Central y Oriental, en los Andes colombianos ([Sarmiento & Rangel, 2004](#)) ([Figura 1](#)). Así mismo el VSM ha sido subdividido en dos sectores: al sur la Subcuenca de Neiva (en adelante SCN) y al norte la Subcuenca de Girardot (en adelante SCG), las cuales están separadas por el alto de Patá ([Butler, 1983](#)) o de Natagaima ([Mojica & Bayer, 1987](#)) ubicado entre las poblaciones de Coyaima y Aipe.

El extremo occidental de la SCG, sobre el área de Ortega-Payandé, está conformado por un cinturón de plegamiento con orientación N-NE y vergencia oriental. Este sector queda limitado al oeste por el Thrust de Calarma, el cual sirve de plano de cabalgamiento a lo largo del margen oriental de la Cordillera Central ([Kairuz et al., 2001](#)); al norte se encuentra limitada por el lineamiento Girardot-Guataquí (que también sirve de límite entre la cuencas del VSM y el VMM, ([Figura 1](#)) producto de la falla transcurrente dextral de Ibagué ([Mojica & Franco, 1990](#)). El margen Oriental está representado por un extenso escarpe y una depresión topográfica por donde transita el Río Magdalena; estos rasgos marcan la ocurrencia de un sistema de Thrusting correspondiente al sistema de Fallas de Magdalena, el cual ha sido interpretado como un sistema originado por inversión tectónica desde comienzos del Mioceno, con el inicio del ascenso de la Cordillera Oriental ([Kairuz et al., 2001](#)).

Muchos autores han interpretado a la SCG como una cuenca influenciada por fallas de cabalgamiento o sistemas de cabalgamiento que tiene su punto de partida en basamento y separa grandes bloques, posteriormente genera retrocabalgamientos con orientaciones W-E, lo que provoca rupturas en formaciones más competentes y despegues de falla en formaciones incompetentes, creando diferentes tipos de pliegues en toda la subcuenca, en sentido general N-S.

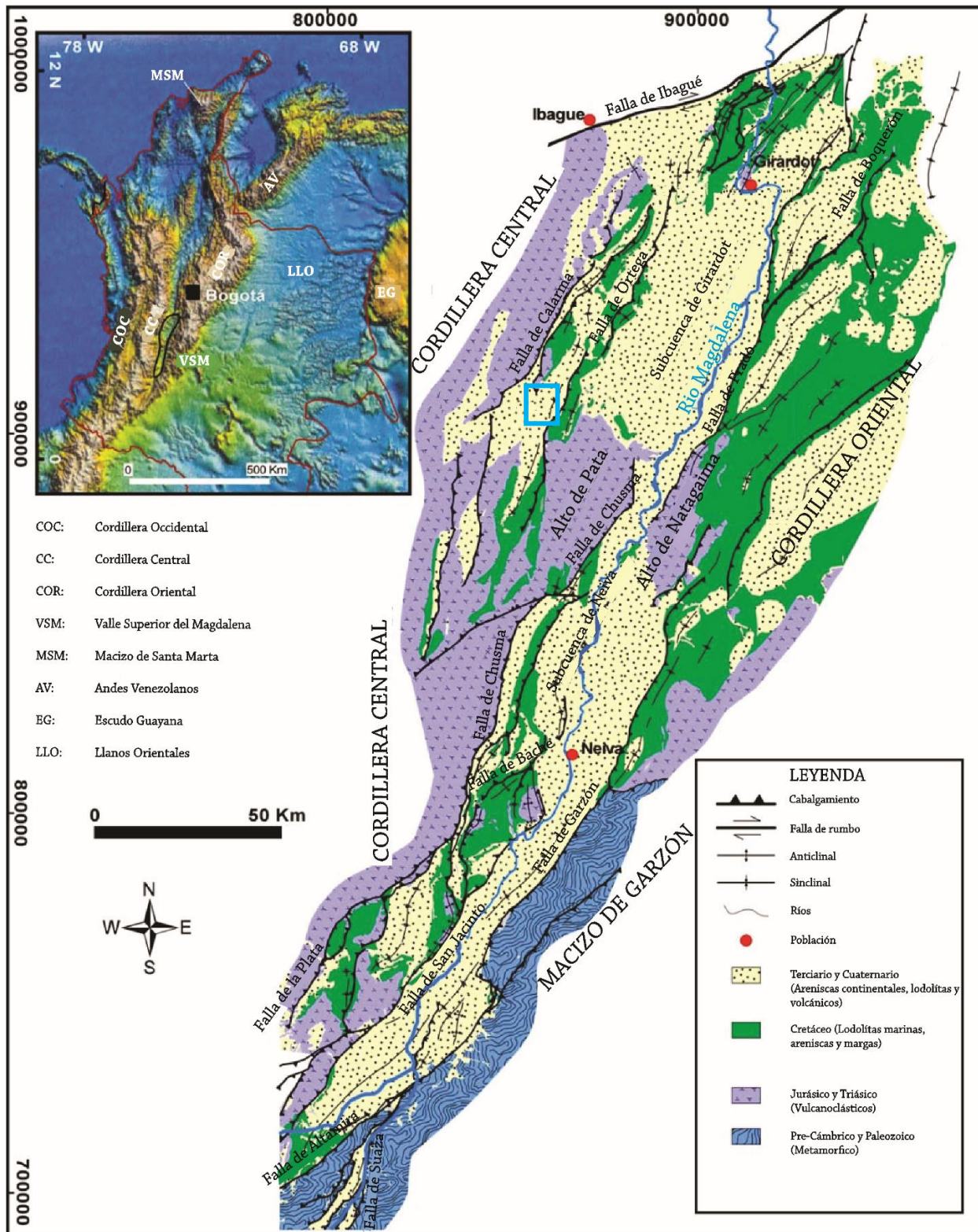


Figura 1. Mapa geológico generalizado del Valle Superior del Magdalena mostrando la localización de la subcuenca de Neiva y la subcuenca de Girardot, las cuales se encuentran separadas por los altos de Natagaima y Pata. El recuadro azul indica la zona donde se realizó este estudio. Modificado de (Ramon & Rosero, 2006; Schamel, 1991)

La mayoría de descubrimientos de campos petroleros en la SCG son acumulaciones en trampas estructurales localizadas en el bloque colgante de complejos sistemas de cabalgamiento, pocos campos están asociados a trampas de tipo estratigráfico como el campo abanico.

Esta cuenca constantemente ha sido interpretada por diferentes autores como sistemas complejos de cabalgamientos, sin tener en cuenta que existe un sistema de inversión tectónica desde el Mioceno (Kairuz et al., 2001) y un complejo sistema tectónico transcurrente que se forma por el cambio de dirección de los esfuerzos compresivos de NE-SW durante el Maastrichtiano-Paleoceno tardío a NW-SE desde el Eoceno temprano- Pleistoceno, generando la reactivación oblicua de sistemas de fallas antiguas y estructuras en echelon, (Cortés et al., 2005). Estas estructuras de rumbo son muy difíciles de observar en la sísmica por su verticalidad y porque el movimiento de sus bloques en rumbo produce normalmente un salto vertical pequeño. El estudio de la temporalidad y de la existencia de este tipo de fallas es muy importante en el sistema petrolífero, porque pueden interactuar como sello y/o como una discontinuidad de las unidades. Adicionalmente, confundir estructuras de rumbo con cabalgamiento puede generar expectativas erróneas en el momento de prospectar un yacimiento al estimar repeticiones de formaciones con hidrocarburos.

El área de estudio corresponde a la parte suroeste de la SCG, a la parte norte del Sinclinal de Ataco (Figura 2), este Sinclinal es una estructura alargada de orientación NNE-SSW, bien expuesta hacia el sur, pero con cabeceo hacia el norte en donde no se observa en superficie (área de estudio). En su parte sur se registran rocas de edad Jurásico y Cretácico, hacia el norte y centro del sinclinal se observa una secuencia de rocas de edad más joven hasta el Oligoceno-Plioceno.

En la parte norte del Sinclinal de Ataco a medida que la estructura se entierra, se observa una estructura más compleja, en donde la interacción de las fallas que lo circundan, forman diferentes tipos de compartimentos. Algunas de estas fallas principales son: la falla inversa La Pava y Ataco al oriente, y la falla transcurrente de Vergel, la interacción de estas fallas hace de esta estructura un complejo sistema tectónico, que ha sido interpretado por diferentes autores como un sistema de cabalgamiento con despegue en rocas de la Formación Saldaña (basamento económico del VSM).

Las dos formaciones con mayor potencial de reservorio equivalen a arenas de frente de playa, con una edad Campaniano-Maastrichtiano (formación “monserrate”/Gr. Guadalupe) y Aptiano-Albiano (Formación Caballos) (Buitrago, 1994). Las rocas que sirven de sello en la cuenca pertenecen a los shales del “grupo villeta” (de edad Albiano-Turoniano) y de la Fm. San Francisco (Maastrichtiano-Paleoceno), mientras las rocas generadoras son las formaciones Tetuán (Albiano) y “la luna” (Turoniano-Coniaciano).

Este estudio busca generar un aporte al conocimiento geológico en esta parte de la subcuenca, determinar la evolución geológica y caracterizar la disposición de la secuencia estratigráfica. Para esto se analizaron estilos estructurales de trabajos previos (Butler, 1983; Mojica & Franco, 1990; Ramon & Rosero, 2006; Schamel, 1991 entre otros) y se redefinieron modelos geológicos donde se muestran secuencias que combinan fallas normales heredadas (Jurásico), compresión (Maastrichtiano - Paleoceno tardío), compresión acompañada de fallamiento de rumbo (Eoceno temprano – Presente).

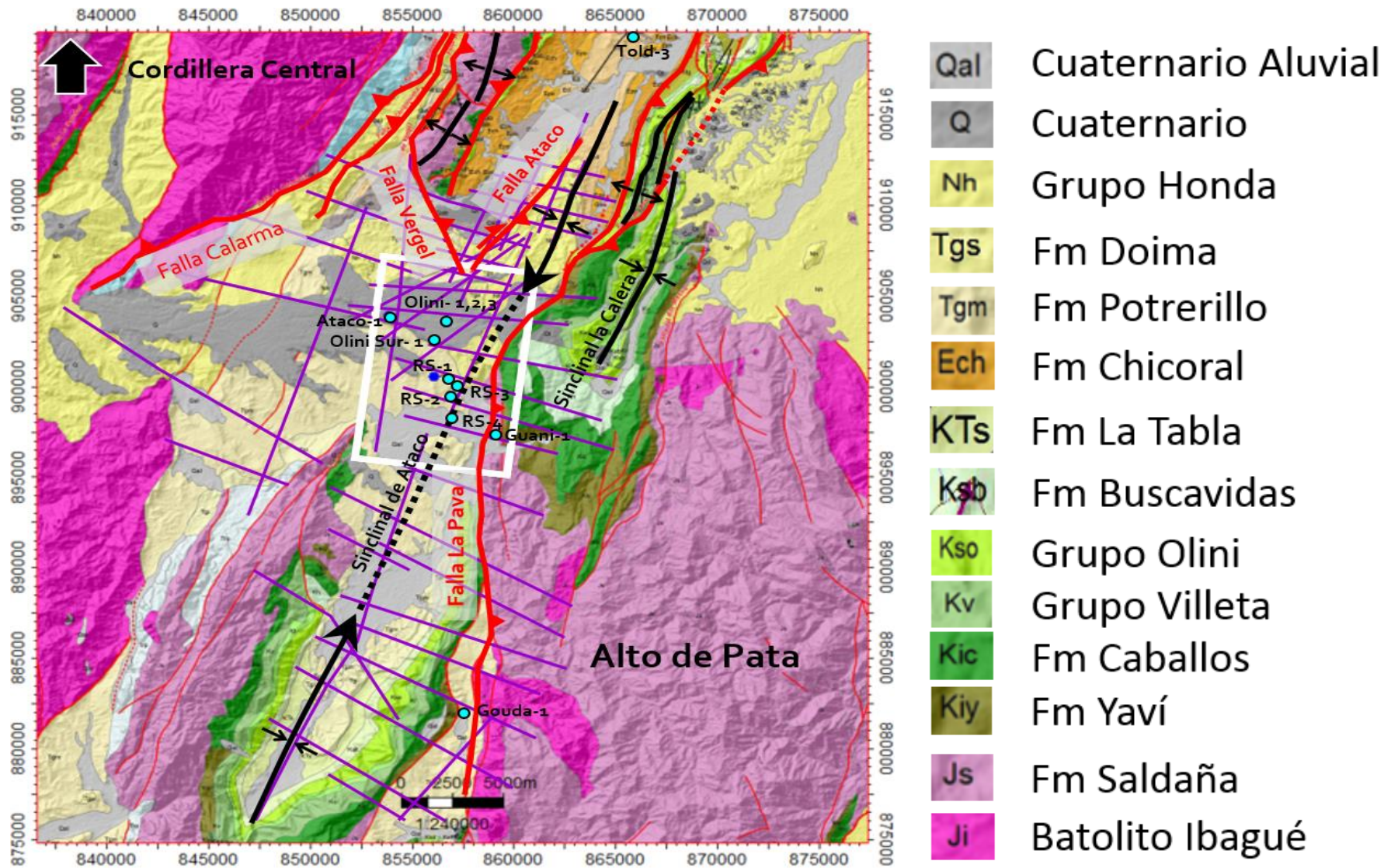


Figura 2. Mapa geológico de la zona de estudio mostrando las principales características estructurales y la localización de la sísmica 3D interpretada (rectángulo blanco). Adicionalmente revela la localización de la sísmica 2D (líneas Purpura). Los puntos azules muestran pozos analizados. Tomado de mapa geológico integrado de HOCOL para VSM (2017).

1.1 Objetivo Investigación

- Reevaluar modelos estructurales dirigidos a la exploración de hidrocarburos.
- Evidenciar cambios en modelos de evolución geológica de la cuenca en relación con los estilos de deformación, temporalidad de las fallas y su relación con la acumulación en la Subcuenca.
- Determinar componentes de deformación, observando relaciones geométricas de fallas.

1.2 Ubicación Geográfica

El área de estudio se encuentra ubicada en la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, en la denominada Subcuenca de Girardot. Geográficamente está dentro del municipio de Chaparral en el departamento del Tolima, y dista 13 Km al Sureste de la cabecera municipal y aproximadamente a 90 Km al Noroeste de la ciudad de Neiva en el departamento del Huila ([Figura 1](#)). Se encuentra dentro del denominado contrato de asociación bloque Tolima B.

1.3 Material Base

En el desarrollo de este estudio se usaron varias herramientas para el análisis de la zona como lo son:

1.3.1 Sísmica

Hocol S.A. suministró 84 Km² de sísmica 3D adquirida en el año 1992. Fue reprocesada en el año 2016 resultando en una sísmica con mayor definición en zonas con complejidad estructural alta lo cual brindó al modelo mayor robustez para identificar características regionales, pero también para detallar con mayor precisión la ubicación correcta de fallas, su inclinación y terminación.

La geometría del programa de adquisición sísmica fue un diseño “Brickwall” con un espaciamiento de líneas de 400 m. por 360 m., un intervalo de disparos de 60 m. y un intervalo de receptores de 50 m. para un cubrimiento total en el subsuelo de 63 Km².

Adicionalmente se interpretaron aproximadamente 150 Km de sísmica 2D adquirida por varios programas sísmicos (1986-2005), con el fin de tener la perspectiva de los esfuerzos y deformaciones regionales fuera del cubrimiento de la sísmica 3D ([Figura 2](#)).

1.3.2 Pozos

Hocol S.A. suministró información de registros eléctricos de 10 pozos perforados dentro del volumen sísmico 3D (que incluyen pozos en producción y secos) y 1 pozo fuera de la zona de estudio que sirvió como guía por poseer una columna estratigráfica completa ([Figura 2](#)). Adicional a los registros, fueron suministrados los direccionales e información de buzamiento de capas “Dip meter” en 7 pozos y finalmente 1 pozo con imágenes resistivas. A continuación, se muestra una tabla relacionando la información de registros eléctricos y los pozos.

Pozo/ Registros	GR	SP	Caliper	Res Somero	Res Prof	Densidad	Neutrón	PEF	Sónico	Dip Meter	Checkshot
Amoya-1		X		X	X						
Olini-1	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Olini-2	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Olini-3	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Olini Sur-1	X	X	X	X	X	X	X	X			X
Rio Saldaña-1	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X
Rio Saldaña-2	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X
Rio Saldaña-3	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X
Rio Saldaña-4	X	X	X	X	X	X	X	X	X		X
Toldado-3	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Guaini-1	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	

Tabla 1. Muestra los pozos usados en el estudio, así como los registros eléctricos tomados.

1.3.3 Mapas

A partir de varios mapas geológicos regionales y del sector de estudio Hocol S.A. generó un mapa integrado que proporciona información de las principales características estratigráficas y estructurales en superficie, así como los pozos, la sísmica 2D y 3D (Figura 2)

1.3.4 Software

La carga preliminar, revisión y normalización de registros eléctricos se realizó con el software Interactive Petrophysics[®]. La correlación de pozos, interpretación de topes formacionales e interpretación sísmica se llevó a cabo en la plataforma Petrel[®] donde se construyó el modelo geológico del subsuelo.

CAPITULO 2: MARCO GEOLOGICO REGIONAL Y METODOLOGÍA

2.1 Marco geológico regional

El VSM ha sido dividido entre el Valle Inferior del Magdalena (VIM), Valle Medio del Magdalena (VMM) y Valle Superior del Magdalena (VSM) en donde (Porta, 1965, 1969) sitúa la posición del límite en la Barrera de Guataquí-Piedras; (Corrigan, 1967) lo coloca en un quiebre estructural-estratigráfico en la Falla de Cambao; por su parte (Mojica & Bayer, 1987) consideran que el límite debería estar en la ciudad de Honda, mientras que lo limitan al sur en la población de Pitalito, calculando una distancia de aproximadamente 400 km y un área de alrededor de 20.000 km² (Figura 1).

Así mismo el VSM ha sido subdividido en dos unidades: La Subcuenca de Neiva (SCN) al sur y la Subcuenca de Girardot (SCG) al norte, las cuales están separadas por el alto de Patá (Butler, 1983) o de Natagaima (Mojica & Bayer, 1987) ubicado entre las poblaciones de Coyaima y Aipe; este último habría iniciado su ascenso (o tiempo de exposición aérea) ante todo en el Oligoceno ya que los sedimentos de la Formación Honda reposan en la región del Arco de Natagaima directamente sobre rocas de la Formación Saldaña (Mojica & Franco, 1990; Schamel, 1991). Por su parte (Ramon & Rosero, 2006) aseguran que la edad del alto es de edad Mioceno temprano, por lo tanto antes de ese tiempo la SCN y SCG eran una sola cuenca.

La SCG se presenta como una provincia influenciada por las cordilleras central y oriental en una diversidad de episodios tectónicos tanto de levantamiento como de subsidencia, que son reconocidos al menos desde el Jurásico, hasta el reciente.

En el área de estudio, las rocas evaluadas abarcan edades que van desde el Jurásico al Cuaternario, y serán descritas como unidades de carácter litoestratigráfico (Figura 3). Las unidades consideradas como “basamento económico” constituyen un valioso papel en el entendimiento de las unidades que las suprayacen pues son posibles unidades de aporte sedimentario. Adicionalmente las unidades de despegue generan cambios en la geometría estructural; de esta forma, se hace importante la composición litológica y paleogeografía de las mismas. En este trabajo se empleó la nomenclatura estratigráfica propuesta por (Porta, 1965) y la de (Guerrero et al., 2000) por ser las que cumplen con la guía y el código estratigráfico internacional; sin embargo también se presentará la nomenclatura usada habitualmente en la industria del petróleo (Figura 3). En el Anexo 1 se puede encontrar una figura donde se muestra la columna estratigráfica, el registro eléctrico tipo sin fallas de la zona, las unidades litoestratigráficas y su expresión en la sísmica.

CRONOESTRATIGRAFÍA			LITOESTRATIGRAFÍA	LITOLOGÍA	SISTEMA PETROLIFERO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	CUENCA						
MY	PERIODO	ÉPOCA											
10	NEÓGENO	CUATERNARIO	ABANICOS Y TERRAZAS ALUVIALES				ALUVIAL Y LAHÁRICO	DEFORMACIÓN ANDINA COLISIÓN INTERMONTANA					
		PLIOCENO	FM GUACACALLOS, ALTAMIRA, LAMAR Y OTRAS										
			FORMACIÓN GIGANTE / MESA										
	20	MIOCENO	GRUPO HONDA	FM LA VILLA VIEJA		(R)	FLUVIAL (TRENZADO/MEANDRIFORME)						
				FM LA VICTORIA									
	30	PALEÓGENO		FORMACIÓN BARZALOZA / LA CIRA					LACUSTRE				
			OLIGOCENO TARDÍO	GRUPO GUALANDAY	FM DOIMA								
					FM POTRERILLO								
					FM CHICORAL								
			40	EOCENO									
60			PALEOCENO	GRUPO GUADUALA / GUADUAS	FM TERUEL					(S)	FLUVIAL A PLANICIE COSTERA	FORELAND TEMPRANO?	
					FM SAN FRANCISCO								
70			CRETÁCEO	MAASTRICHTIANO	FM LA TABLA / "MONSERRATE" / TOBO						ZONA PROXIMAL	ACRECCIÓN CORDILLERA OCCIDENTAL	
				80	CAMPANIANO								FM BUSCAVIDA / NIVEL DE LUTITA Y ARENA
	GRUPO OLINI	CHERT SUPERIOR											
		NIVEL DE LUTITA / AR. EL COBRE											
	90	SANTONIANO CONIACIANO TURONIANO		CHERT INFERIOR									
				FM LOMAGORDA "LA LUNA"									
	100	CENOMANIANO		"GRUPO VILLETA"	FM HONDITA "BAMBUCÁ"								
					FM TETUÁN / AR. CHIPALO								
	110	ALBIANO				MÁXIMA SUPERFICIE INUNDACIÓN	(S)		NERÍTICO				DEFORMACIÓN MOCHICA
120	APTIANO	FORMACIÓN CABALLOS			(R)	ZONA PROXIMAL FLUVIAL A ESTUARINO							
		FORMACIÓN YAVI											
130	BARREMIANO				(R)	FLUVIAL HACIA ALUVIAL							
300	CAMBIO ESCALA	JURÁSICO	GRUPO PAYANDÉ	FORMACIÓN SALDAÑA		BASAMENTO ECONÓMICO	VULCANOCLÁSTICO	RIFTING RETRO-ARC					
		TRIÁSICO		FORMACIÓN PAYANDE									
				FORMACIÓN LUISA									
		PALEOZOICO	METAMORFISMO BAJO GRADO				MARINO SOMERO						
			METAMORFISMO MEDIO GRADO				PLATAFORMA CARBONATOS						
		500	PRE-CÁMBRICO	MACIZO GARZÓN			CAPAS ROJAS CONTINENTALES		MARINO SOMERO	MARGEN PASIVO			
				MACIZO LA PLATA					COSTA AFUERA	DEFORMACIÓN VARISCAN			
							METAPELITAS						
							METAMORFISMO DE ALTO GRADO, ÍGNEO						

Figura 3. Columna Estratigráfica Generalizada del VSM. Modificada de (Beltrán & Gallo, 1968; Cediél et al., 1980; Etayo-Serna, 1994a; Guerrero, 1993; Guerrero et al., 2000; Jaimes & de Freitas, 2006; Kroonenberg & Diederix, 1982; Mantilla et al., 2009; Mojica & Bayer, 1987; Mojica & Macía, 1981; Porta, 1965; Vellozo et al., 2006).

2.1.1 Tectónica y geología de la cuenca

La cuenca sedimentaria del VSM puede ser dividida en tres megaciclos sedimentarios: Triásico-Jurásico, Cretáceo y finalmente del Cretáceo tardío al Cenozoico. Varios autores concuerdan, en nombrar a la secuencia volcano-sedimentaria de la Formación Saldaña, formada en el Triásico-Jurásico, como el basamento económico de la cuenca, formado en un estrecho rift. Este rift se formó durante el Triásico y Jurásico por estrés tensional/transensional, que inició probablemente con la desintegración de la Pangea y más tarde con la extensión de backarc, donde se produjo un estiramiento de la litósfera y se generaron fisuras estrechas (<150 km de ancho), localizadas en lo que hoy conocemos como el Valle del Magdalena y el flanco occidental de la Cordillera Oriental (Sub cuenca del Magdalena-tablazo); una litósfera debilitada debido al continuo estiramiento, produce calentamiento térmico y reactivación de discontinuidades en la corteza que probablemente contribuyeron a la localización de la tensión (Sarmiento-Rojas et al., 2006).

Durante el Cretácico Temprano, el stress tensión/transensional probablemente relacionadas con la extensión de la cuenca transarco (back arc) produjeron nuevos episodios de estiramiento de la litosfera y generaron un amplio sistema (> 180 km de ancho) de cuencas asimétricas extensionales (half-rift). Con el desarrollo de estas cuencas se inicia la sucesión sedimentaria del cretácico, sobre rocas de la Fm. Saldaña en forma discordante (Sarmiento, 2001)

(Villagómez & Spikings, 2013), Proponen un pulso de exhumación de la cordillera central durante 138-130 Ma (Valanginiano-Hauteriviano), que coincide con la discordancia angular regional en el VSM, en la Cuenca Oriental del Ecuador y en el norte de Perú. El registro sedimentario se inicia en el Barremiano tardío en la Sub-cuenca de Girardot (Jaimes & de Freitas, 2006), y en el Aptiano tardío en la Sub-cuenca de Neiva. Estos depósitos corresponden a la Fm. Yaví.

La formación de graben en la cuenca extensional y la subsidencia provocó la invasión del mar proveniente del norte-noreste del VSM y la zona que actualmente ocupa la Cordillera Oriental (Etayo-Serna, 1994a; Etayo-Serna et al., 1976; Mora, 2003), depositando una mega secuencia transgresiva-regresiva “post-rifting” que inicia en el Aptiano-Albiano con una transgresión marina regional que depositó cuarzoarenitas, shales, y conglomerados de las formaciones Yaví y Caballos en el VSM (Radic, 2004; Sarmiento-Rojas et al., 2006). A mediados del Albiano, (Etayo-Serna, 1994a), indica que ocurre un levantamiento local de las márgenes de la cuenca (principalmente la occidental) y un descenso relativo del nivel del mar, causando en la parte occidental de la SCG una discordancia local y la formación de un sistema fluvial múltiple que depositó la secuencia de cuarzoarenitas con lodolitas subordinadas de la Formación Caballos.

Esto coincide con otro pulso de elevadas tasas de exhumación entre ~117-107 Ma, (Villagómez & Spikings, 2013), que es contemporánea a la deposición de facies fluvial-estuarina de la Fm. Caballos en el VSM; (Vergara & Prossl, 1994), describen estratigráficamente la subyacente Fm. Yaví (Barremiano-Aptiano temprano), con aporte de detritos de la Cordillera Central al Oeste de la cuenca. Considerando esto, la exhumación de la Cordillera Central, se produjo durante todo el Cretácico temprano, pero con altas tasas durante ~117 -107 Ma. (Villagómez & Spikings, 2013).

Lo anterior es reforzado por (Ramon & Rosero, 2006), quienes indican que la Cordillera Central estuvo expuesta desde el Albiano, siendo la mayor fuente de sedimentos para las areniscas y limolitas de las Formaciones Caballos, “gr villeta”, Gr. Olini y Tabla (monserrate), en el borde Oeste de la cuenca. Afirman que la secuencia del Cretácico Superior–Paleoceno es altamente variable en sus espesores, puede cambiar de 700 a 0 m en distancias cortas debido a la erosión.

En el Albiano medio regresan las condiciones marinas que van profundizándose hacia el sur, hasta llegar a otra superficie de máxima inundación, (Roncancio & Martinez, 2011). Se depositan sedimentos finos con abundante cantidad de materia orgánica y carbonatos con glauconita afectados por tormentas, pertenecientes a la Fm. Calizas del Tetuán (TOC 1-4%, (Sarmiento & Rangel, 2004); luego, a finales del Albiano y durante el Cenomaniano se deposita la Formación Hondita (shale de bambucá) en un ambiente marino de plataforma proximal, en donde se depositaron lodos y lodos calcáreos (Etayo-Serna, 1994b). Es importante recalcar que la inundación máxima identificada en la cuenca ocurre con la deposición de la Formación Hondita (Cenomaniano), constituyendo el sello vertical regional para todos los hidrocarburos atrapados en las formaciones subyacentes (Fabre, 1985; Mantilla, 2019; Villamil, 1993).

En el Cenomaniano tardío y a comienzos del Turoniano, ocurre un nuevo ascenso del nivel del mar durante la acumulación de la parte superior de la unidad Hondita (TOC 1-4%), según (Sarmiento & Rangel, 2004), en un área que abarca desde Perú hasta Venezuela (Fabre, 1995), permitiendo la deposición de lodolitas y arcillolitas en lo que se describe como Formación Lomagorda (la luna), además de episodios de caída de cenizas volcánicas (Villamil, 1998), debido a la acreción de una franja de volcanes oceánicos esparcidos en el sector en donde hoy se encuentra la Cordillera Occidental (Etayo-Serna et al., 1976). A partir de mediados del Turoniano y hasta el Coniaciano tardío ocurre una gradual somerización de los fondos de depósito causada por una caída relativa del nivel tectono-eustático del mar (Villamil, 1994). Según (Salazar, 1992) el espesor total del “grupo villeta” en el VSM estaría entre 800 y 1200 metros.

Varios autores han indicado que la tercera mega secuencia sedimentaria está ligada a la evolución tectónica de las cordilleras Central y Oriental (Butler & Schamel, 1988; Schamel, 1991; Villamil, 1999), partiendo desde el Cretáceo tardío al Cenozoico, está caracterizada por más de 4000 metros de depósitos continentales clásticos gruesos (Radic, 2004). Es así como desde el Coniaciano tardío se inicia el retiro definitivo del mar cretácico.

A finales del Coniaciano y hasta el Campaniano medio ocurre la deposición del Grupo Olíni que está conformado de base a techo por la Formación Lidita Inferior depositada en una plataforma media a profunda y constituida por lodolitas silíceas y calcáreas (Jaramillo & Yepes, 1994). Dependiendo de la localidad donde se sitúe y por un episodio de regresión y progradación se puede encontrar la Formación El Cobre depositada en un ambiente litoral, representada por cuerpos de arenitas cuarzosas y sublítica; o la Formación Aico Shale representada por el depósito de sedimentitas finas, con materia orgánica y nódulos fosfáticos; Posteriormente se deposita la Formación Lidita Superior en una plataforma interna, esta unidad consta de interposiciones delgadas de limolitas silíceas, chert negro y limolitas ligeramente calcáreas, con foraminíferos bentónicos, restos de peces, bivalvos y fragmentos fosfáticos (Roncancio & Martínez, 2011), siendo correlacionable con la Formación Plaeners en la Cordillera Oriental (Pérez & Salazar, 1978)

Entre el Campaniano tardío y el Maastrichtiano, el VSM corresponde a una cuenca de mar epicontinental, alargada y asimétrica (Díaz, 1994). En la SCG a finales del Campaniano se depositó la unidad Buscavida (nivel de lutitas y arenas) en una plataforma somera (Guerrero et al., 2000). En el Maastrichtiano ocurre el depósito de cuarzoarenitas y conglomerados de guijos de cuarzo de la Formación La Tabla (monserrate), en un ambiente deltaico dominado por ríos trenzados y que es estratigráficamente equivalente a las Formaciones Labor-Tierna en la Cordillera Oriental (Salazar, 1992). Los depósitos de conglomerados se sitúan en el borde occidental de la cuenca y migran hacia el SEE (Díaz, 1994), sugiriendo la influencia de pulsos de levantamiento de la Cordillera Central. Cabe recalcar que (Veloza et al., 2006, 2008) reportan un límite de secuencia o dislocación de facies a nivel regional al tope de la secuencia cretácica, que ha sido reportado desde Ecuador, debido al cambio de ángulo en el choque de placas tectónicas, esto evidenciaría la primera fase del levantamiento pre-Andino, que concuerda con un pulso de levantamiento de la Cordillera Central y a la acreción de bloques tectónicos al Oeste del Sistema de Fallas de Romeral (Cordillera Occidental).

De igual forma, (Villagómez & Spikings, 2013), indican que existió un pulso de exhumación entre 75-65 Ma (Campaniano tardío-Paleoceno temprano), el cuál fue sincrónico con la deposición de las Formaciones, La Tabla (monserrate) y Cimarrona, dentro de una cuenca de “retro-foreland” (Villamil, 1999). El promedio de las tasas de exhumación en la Cordillera Central para este período es de ~1,6 km/Ma.

A finales del Maastrichtiano con el retiro del mar y durante el Paleoceno, el VSM era una llanura por la que corrían ríos que fluían hacia el norte (Etayo-Serna, 1994b), En este punto se depositaron las lodolitas y arenitas sublíticas y cuarzosas de la Formación San Francisco, así como arenitas sublíticas, localmente conglomeráticas y lodolitas subordinadas pertenecientes a la Formación Teruel, estas dos unidades conforman el Grupo Guaduala (Roncancio & Martinez, 2011).

(Sarmiento-Rojas et al., 2006) indican que existieron cuencas transtensionales en el Mesozoico, inicialmente en el Triásico eran estrechas y paulatinamente se fueron ampliando en el Triásico-Jurásico, siendo las cuencas del Cretácico las más anchas. Para la misma Era, el componente de rumbo disminuyó gradualmente a expensas del aumento del componente extensional. De esta forma, durante las primeras etapas de la extensión de la litosfera cretácea, se da un aumento del ancho del sistema graben (probablemente por la reactivación tensional progresiva de las zonas de debilidad de la corteza superior preexistentes), sugiriendo que las fallas inversas o de empuje que ahora definen los límites este y oeste de la Cordillera Oriental, fueron originalmente fallas normales con un componente de deslizamiento que se invirtió durante la orogenia Andina Cenozoica, de esta forma las paleo fallas de Guaicáramo, La Salina, Magdalena (VSM) y Boyacá fueron originalmente fallas transtensionales. Lo anterior está soportado por datos de paleomagnéticos recopilados por (Bayona et al., 2005).

(Sarmiento, 2001) interpreta una cuenca de antepais-intramontana con subsidencia flexural durante el cretáceo tardío al Eoceno temprano, con una contribución secundaria del inicio de la inversión en la zona de la Cordillera Oriental que habría iniciado durante el Paleoceno tardío. Así mismo indica que la discordancia del Eoceno se correlaciona con el incremento en la tasa de convergencia entre las placas Caribe y Suramericana, es durante este momento que ocurrió un pico máximo de deformación. Por su parte, (Van Houten & Travis, 1968) postulan dos pulsos de exhumación de la Cordillera Central; el primero representado en la parte baja del Grupo Gualanday, mientras el segundo episodio corresponde a la parte más alta del Grupo. De otro modo, (Anderson, 1970, 1972) postula tres pulsos de exhumación; uno por cada nivel conglomerático descrito en el Grupo Gualanday, que consta de dos unidades conglomeráticas (Fm. Chicoral y Doima), separadas por una unidad más lodosa (Fm. Potrerillo), las cuales experimentaron acumulación sintectónica.

Por otro lado (Ramon & Rosero, 2006), Indican que al final del Paleoceno y comienzos del Eoceno existió el principal evento tectónico en la SCG. Plegamiento y fallamiento con vergencia al Oeste ocurre durante este tiempo a lo largo del margen oeste de la sub-cuenca, muy cerca de la Cordillera Central. Desde mediados del Eoceno y hasta el Oligoceno temprano se intensifica el levantamiento de la Cordillera Central, por pulsos compresivos que originaron cinturones de cabalgamiento con vergencia y transporte tectónico sureste. Esta secuencia fue depositada bajo regímenes de alta subsidencia y está limitada hacia el tope, por una discordancia angular de edad Eoceno.

En el Oligoceno tardío disminuye la actividad tectónica en el VSM, favoreciendo la acumulación de sedimentos finos y arenitas subordinadas de la Formación Barzalosa (Fm. La Cira), en ambientes de llanuras de inundación lagos y pantanos. Durante el Mioceno, el levantamiento de las Cordilleras alcanzó su máxima intensidad (Mojica & Franco, 1990; Villamil, 1999), generando el Sistema de Fallas de Chusma-Girardot en primer lugar, y luego el Sistema de Garzón, lo cual ocasiona cabalgamientos acentuados que exponen el zócalo (Grupo Cajamarca, Macizo de Garzón, Macizo de la Plata) y el Paleozoico en los bordes de las cordilleras, quedando concentrados el Mesozoico y el Cenozoico hacia el centro de la depresión (Mojica & Bayer, 1987; Butler & Schamel, 1988). En el Mioceno Medio ocurre el pulso principal de levantamiento de la Cordillera Oriental (Macizo de Garzón), en la Orogenia Andina, durante estos episodios de levantamiento se estaba depositando la sucesión del Grupo Honda, en ambientes fluviales de canales sinuosos y llanuras de inundación (Van Der Wiel, 1991; Van Houten & Travis, 1968; Wellman, 1970). Fragmentos de rocas volcánicas presentes en la columna sugieren actividad volcánica concomitante en la región de la actual Cordillera Central (Roncancio & Martinez, 2011)

Asimismo, (Anderson et al., 2016), sostiene que el norte de los andes sufrió su máximo acortamiento en el Mioceno, la deformación involucra escama delgada y gruesa, coincidiendo con el rápido levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia en 12,5 Ma., involucrando en ese levantamiento al Macizo de Garzón, pero sin formar una barrera topográfica sino hasta 6,4Ma. De esta forma, (Villagómez & Spikings, 2013) calculan un pulso de exhumación en la Cordillera Central y en su parte más central ($\sim 4^{\circ}\text{N}$) $\sim 1,5\text{Km/Ma}$ desde ≥ 15 Ma hasta el presente. Como respuesta a estos levantamientos ocurrió una subsidencia tectónica tanto en la Cuenca del Valle del Magdalena como en la de los Llanos, resultante de la flexura litosférica (Sarmiento, 2001).

Finalmente, a finales del Mioceno y en el Plioceno la actividad volcánica de la Cordillera Central produjo gran cantidad de material volcánico y vulcanoclástico, que se mezcló con los depósitos fluviales que ocurrían en el valle, resultando la acumulación de las formaciones Mesa en la SCG y Gigante en la SCN (Van Der Wiel, 1991).

2.1.2 Estado del conocimiento

A continuación, se presentan artículos relevantes para el entendimiento de los objetivos a desarrollar en esta tesis:

(Bayona et al., 1994) hablan de la Formación Saldaña y como esta sería el producto de actividad volcánica en un dominio de retro arco, configurando así un grupo de zonas extensivas que generarían graben, creando fallas normales de alto ángulo.

Previamente (Schamel, 1991) expone modelos de cabalgamiento con raíz en el basamento profundo, mostrando fallas inversas de alto ángulo en donde se aprecian zonas de despegue desde la astenosfera? lo que genera rampas de despegues asociadas a basamento creando sinclinales asimétricos pareados y anticlinales con núcleo en el basamento, adicionalmente se muestra como la sección cretácea (shale) sirve como horizonte de despegue para anticlinales con núcleo en el “grupo villeta” debido a su mecánica incompetente. En el mismo trabajo Schamel identifica evidencias en la parte sur de la SCN de fallas con movimiento de rumbo dextral (Altamira). Los modelos de cabalgamiento son usados con frecuencia para describir los esfuerzos compresivos existentes en la SCG, sin embargo el autor propone un sistema en donde la falla con raíz en basamento se horizontaliza en la sección cretácea (shale) para posteriormente irrumpir con un ángulo mayor en la sección cenozoica, uniendo todo en un unico sistema (Figura 4)

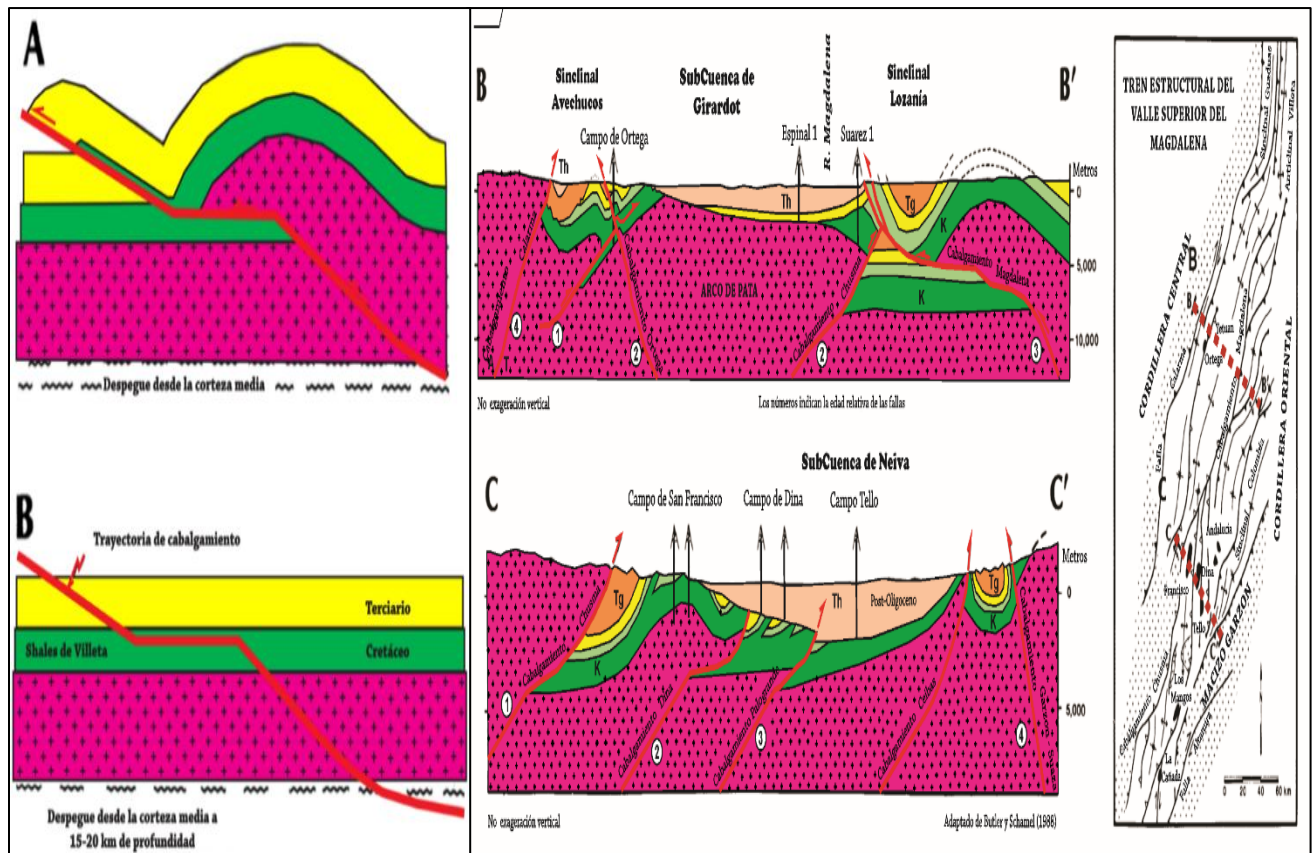


Figura 4. La imagen de la izquierda muestra sinclinales y anticlinales apareados con núcleo en el basamento, mostrando que el Gr. Villeta sirve como despegue de fallas. A la derecha se muestran secciones elaboradas para la SCG (Arriba) y la SCN (Abajo), (Schamel, 1991)

(Ramon & Rosero, 2006) realizan un estudio en la SCG donde interpretan modelos de cabalgamientos con raíz en el basamento, las márgenes de los sinclinales las asocian a cinturones plegados con transporte tectónico hacia el Oeste (Figura 5), así como cabalgamientos formados en el Eoceno y reactivados en la orogenia Andina (Mioceno tardío-Plioceno)

De la misma manera, los autores dividen la SCG en cuatro eventos tectono-estratigráficos o unidades, situando cinco límites de secuencia puntualmente entre Basamento-Payandé, Saldaña-Yaví, Villeta-Olini, Teruel-Chicoral y Doima-Barzalosa. Adicionalmente demuestran en su estudio que la SCG y la SCN eran una sola cuenca hasta el Mioceno temprano como inicialmente lo proponen (Mojica & Franco, 1990). También señalan que en la parte sur (donde se realizó esta tesis) la deformación es mayor que la encontrada en el norte debido a la erosión cretácica por la discordancia del Eoceno, lo que indicaría que los estratos para esta edad tendrían un cabeceo hacia el norte.

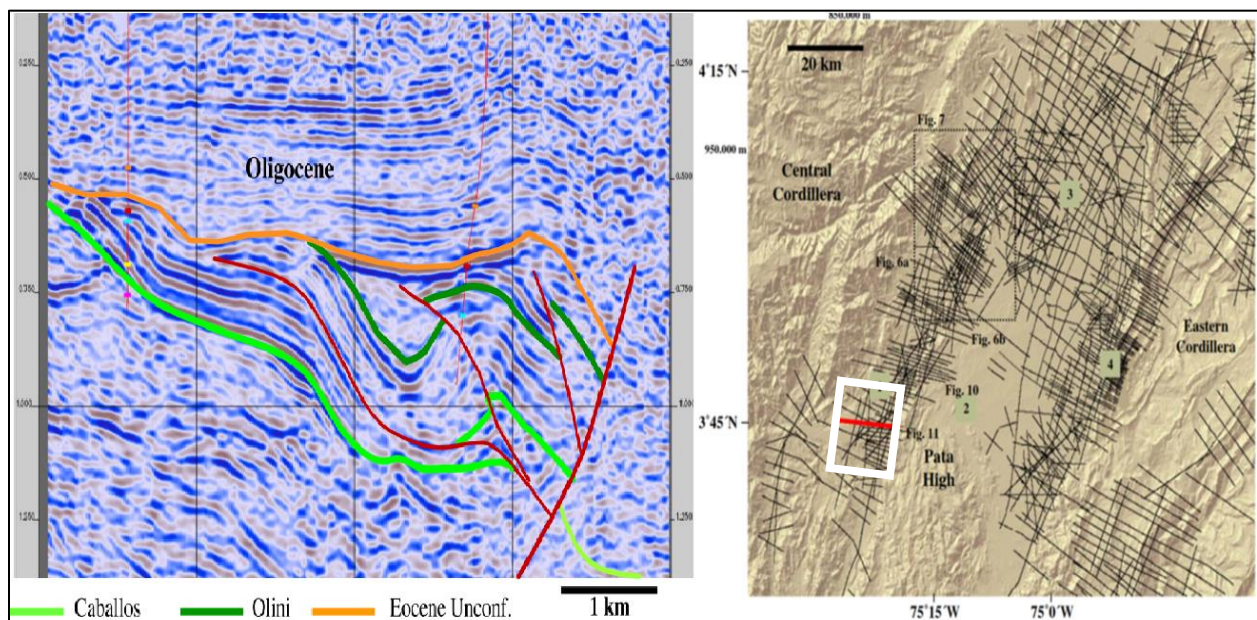


Figura 5. La imagen de la izquierda muestra una línea sísmica 3D de buzamiento, dos pozos atados a la sísmica y la interpretación de cabalgamientos con vergencia al oeste y raíz en basamento realizada por Ramón & Rosero. La imagen derecha muestra en rojo la localización de la línea en la SCG; el recuadro blanco muestra el área de la sísmica 3D interpretada en esta investigación. Tomado de (Ramon & Rosero, 2006)

(Montes et al., 2005) identifica una rotación y convergencia oblicua en el área de piedras, donde en aproximadamente 32 km² se acomodan sedimentos con dirección ENE-WSW como resultado de la inserción de un bloque rígido de la cordillera central dentro de una zona transpresional con tendencia N45E, todo enmarcado en un sistema transpresional. Lo anterior hace que al sur de la Falla de Ibagué se generan diferentes estructuras para compensar la inserción, generando pliegues y levantamiento de la zona.

En la SCN y a partir de imágenes satelitales (Velandia et al., 2005) identifican la presencia de cuencas de ‘releasing bend’, formas romboidales extensivas y cuencas ‘releasing sidestep’. Además, fallas de tipos antitéticas, sintéticas de ‘riedels’ y pliegues menores con orientación oblicua al trazo principal del sistema. De la misma manera, los autores identifican en el Sistema de Fallas de Algeciras (SFA) zonas de relajamiento que generan cuencas de ‘pull apart’ apoyado en cambios en el trazo de la falla lo que produce zonas compresivas o extensivas. Por otro lado, clasifican el SFA como una estructura compleja dextral, con un importante componente vertical en la que están involucradas tanto rocas de basamento como la cobertera sedimentaria. Finalmente, para los autores, este sistema constituye el límite actual del régimen transpresivo a lo largo del norte de los Andes, que comienza en el Golfo de Guayaquil en Ecuador, continúa en Colombia y Venezuela (Falla de Boconó).

Según (Anderson et al., 2016), los resultados del modelado inverso para la historia termal definidas por los nuevos datos de trazas de fisión en apatitos (AFT) sugieren historias de exhumación profundamente diferentes para los flancos opuestos del sistema de fallas de Algeciras. Este patrón puede atribuirse a una reorganización regional en el Plioceno, principalmente por un movimiento de buzamiento a un movimiento de rumbo a lo largo la falla de Algeciras. Sobre la base de las edades de exhumación mínimas proporcionadas por los datos de AFT, así como los resultados del modelado del historial térmico indicaría que la exhumación rápida inducida por movimientos de compresión se enfocó entre 6.4 Ma y 4-3 Ma., a partir de entonces, la falla de Algeciras probablemente se acomodó a un movimiento de rumbo, según las estimaciones el movimiento dextral se produce desde al menos 2 Ma.

A aproximadamente 25 km norte de la zona de estudio, (Mantilla et al., 2009) realizan un estudio de la influencia de zonas fracturadas en los campos Ortega y Pacandé con un carácter más enfocado a sectores por desacople de la estructura, dando cabida a fallas de cabalgamiento desde la Formación Hondita (bambucá) y a los movimientos de rumbo que afectan la subcuenca.

El autor muestra en la (Figura 6) cómo unas fallas netamente compresivas son desplazadas por dos fallas de rumbo de carácter sinistral generando sistemas de trampas en donde convergen los siete campos mostrados. De la misma manera muestra la ubicación de tres cortes geológicos (dos de buzamiento y uno de rumbo) enfocados en los campos Ortega, Pacandé y Tetuán.

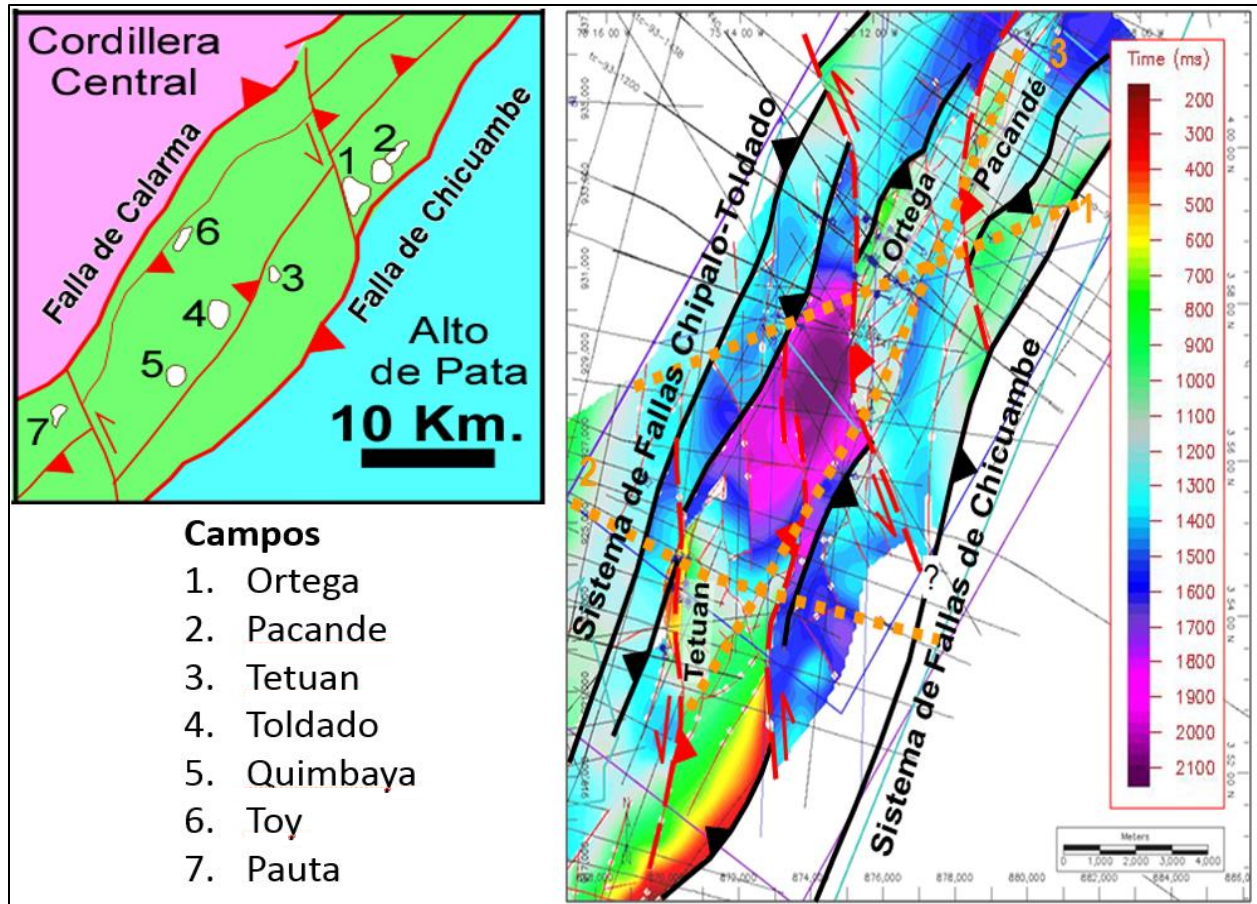


Figura 6. En la parte izquierda se muestran las provincias estructurales que reúne a los campos mencionados en la imagen, donde se hace visible como fallas de rumbo cortan fallas netamente inversas. En la parte derecha se muestra un mapa estructural al tope de la Formación Caballos, evidenciando el estilo estructural general en cercanías a los campos Ortega y Pacandé. Tomado de (Mantilla et al., 2009)

En último lugar, la interpretación sísmica realizada en el trabajo de Mantilla et al., 2009 (Figura 7) expone que la deformación asociada a los intervalos productores está vinculada a basamento y corresponde a un régimen compresivo influenciado por desplazamientos laterales relacionados a fallas de desgarre que separan y compartimentalizan las estructuras. Estas fallas inversas con componente de rumbo tienen una orientación noroeste-sureste con desplazamiento sinistral y están cortando fallas inversas orientadas en sentido noreste suroeste.

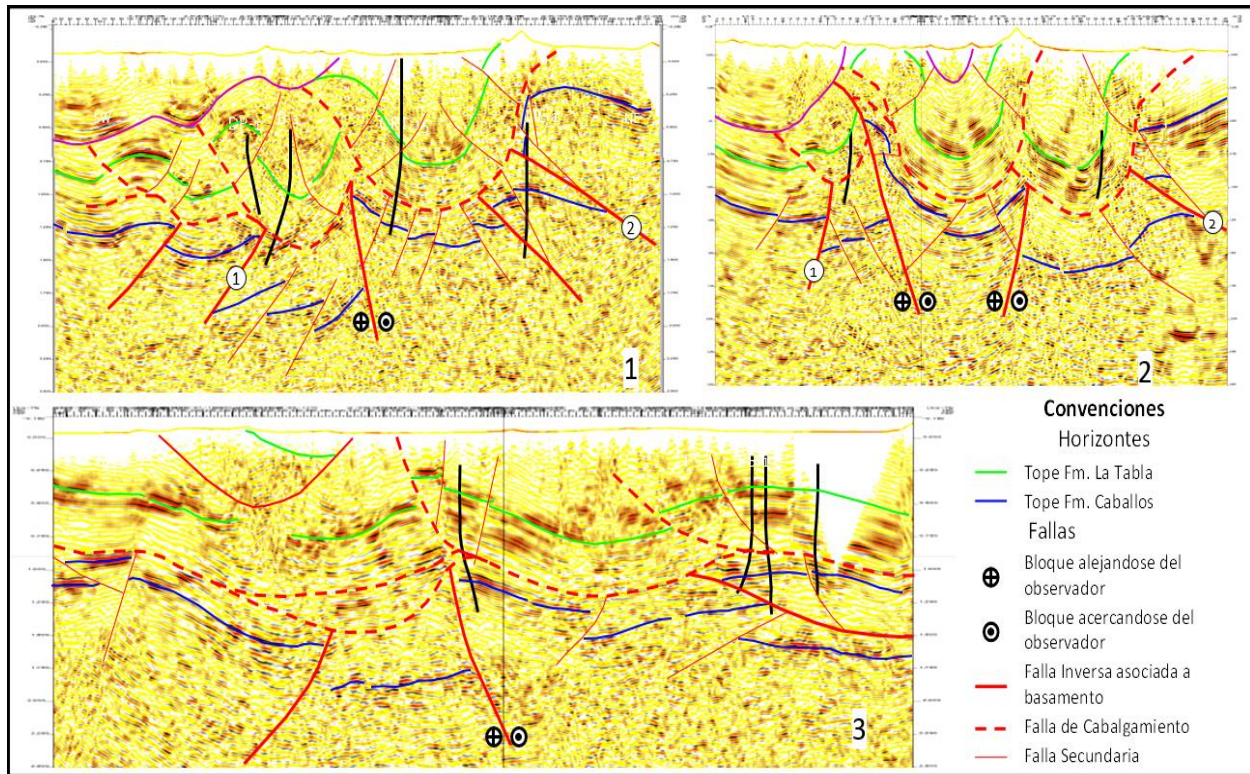


Figura 7. líneas sísmicas 3D mostrando el estilo estructural del área alrededor de los campos Ortega y Pacandé permitiendo vislumbrar cambios en el espesor de las formaciones, así como fallas asociadas a movimientos de rumbo. Tomado de (Mantilla et al., 2009)

2.2 Proceso del estudio

El análisis se subdividió en tres fases principales las cuales se presentan a continuación:

2.2.1 Integración de información existente del área

En esta etapa se realizó la recopilación de la información sísmica 3D y 2D, seleccionando diferentes líneas sísmicas 2D que intersecaban el volumen sísmico 3D, mostrando un panorama más regional de las principales características geológicas en la zona. Así mismo se revisó el cubo sísmico 3D sin procesar y el reprocesado, donde hubo un seguimiento geológico y geofísico bastante detallado por parte de Hocol S.A., enfocándose en mejorar la imagen mediante variaciones en funciones de velocidad al procesar el volumen Pre-stack time migration (PSTM).

En este estudio se utilizó información de registros de 11 pozos, que fue catalogada como de regular a buena calidad y sirvió para realizar la evaluación geológica y geofísica del área de estudio. De la misma manera se revisaron informes geológicos y publicaciones de la cuenca del VSM, SCG y de la zona de análisis que brindaran información relevante de eventos tectónicos o estratigráficos acaecidos desde el Mesozoico hasta hoy.

Con el análisis de los registros de pozo se definieron ciclos estratigráficos de alta, mediana y baja frecuencia. Para un mejor entendimiento del área de estudio, solo se correlacionaron los ciclos de baja frecuencia. En este trabajo un ciclo estratigráfico se define entre dos superficies de máxima relación entre el espacio de acomodación (A) contra suministro de sedimento (S), de esta manera el ciclo estratigráfico se divide en dos hemiciclos, el primer hemiciclo representa el tiempo de disminución en A/S y el segundo hemiciclo representa el tiempo de aumento en A/S. Es decir, se definieron ciclos de Máxima Superficie de Inundación (MSI) y discordancias como lo expone ([Embry, 2002](#)), lo cual hace más fácilmente identificable la correlación entre pozos en este estudio.

2.2.2 Atado sísmica-pozo

A partir de la información de registros eléctricos, se generaron sismogramas sintéticos, que permiten la integración entre datos geológicos y geofísicos asociando topes geológicos con eventos vistos en la sísmica. Para este atado se contó con 8 pozos con registros de check shot y en general se logró un atado preciso, en la base de la Formación Caballos (Contacto con el basamento económico) y en la Discordancia del Eoceno que son los rasgos sísmicos más evidentes, como se observa en la [Figura 12](#).

2.2.3 Análisis de información e interpretación sísmica

Después de tener reunida toda la información relevante para el estudio, se procedió a analizarla, primero se inició con los registros eléctricos y aunque en la mayoría de pozos la calidad era buena se tuvieron que hacer pequeñas reconstrucciones en pocos trazos de curvas en donde la información de registro era nula, para ese propósito se usaron las ecuaciones de Fausto, Gardner y Fausto invertido. De igual modo se realizó una normalización de los registros, el registro de Gamma Ray (GR) se usó para discernir litologías con mayor o menor cantidad de arcillas; la resistividad (RES) para definir zonas de hidrocarburos; los registros de neutrón y densidad (RHOB/DEN) para obtener porosidad y relación de masa y volumen de roca, el registro fotoeléctrico (PEF) para definir donde la roca podría contener carbonatos.

Posteriormente, y con información de buzamiento de capas (Dip meter e imágenes de pozo) se realizó un análisis estratigráfico y estructural aplicando la metodología SCAT (Statistical curvature analysis technique) formulado por (Bengtson, 1981) que posibilita considerar información estructural de buzamiento de capas, fallas, pliegues, discordancias, etc. Este procedimiento permite construir secciones orientadas en los pozos con este tipo de información tanto en dirección de corte transversal (rumbo) como perpendicular (buzamiento) en la estructura (Figura 8). El resultado de este análisis permitió definir con un mayor grado de certeza cuantas fallas atravesó el pozo, ángulo, repeticiones, ubicación de topes formacionales y discordancias.

La interpretación sísmica se dividió en tres áreas en profundidad en el cubo 3D debido a que se encontraron dos fallas inversas de gran magnitud que cortan la secuencia generando tres bloques.

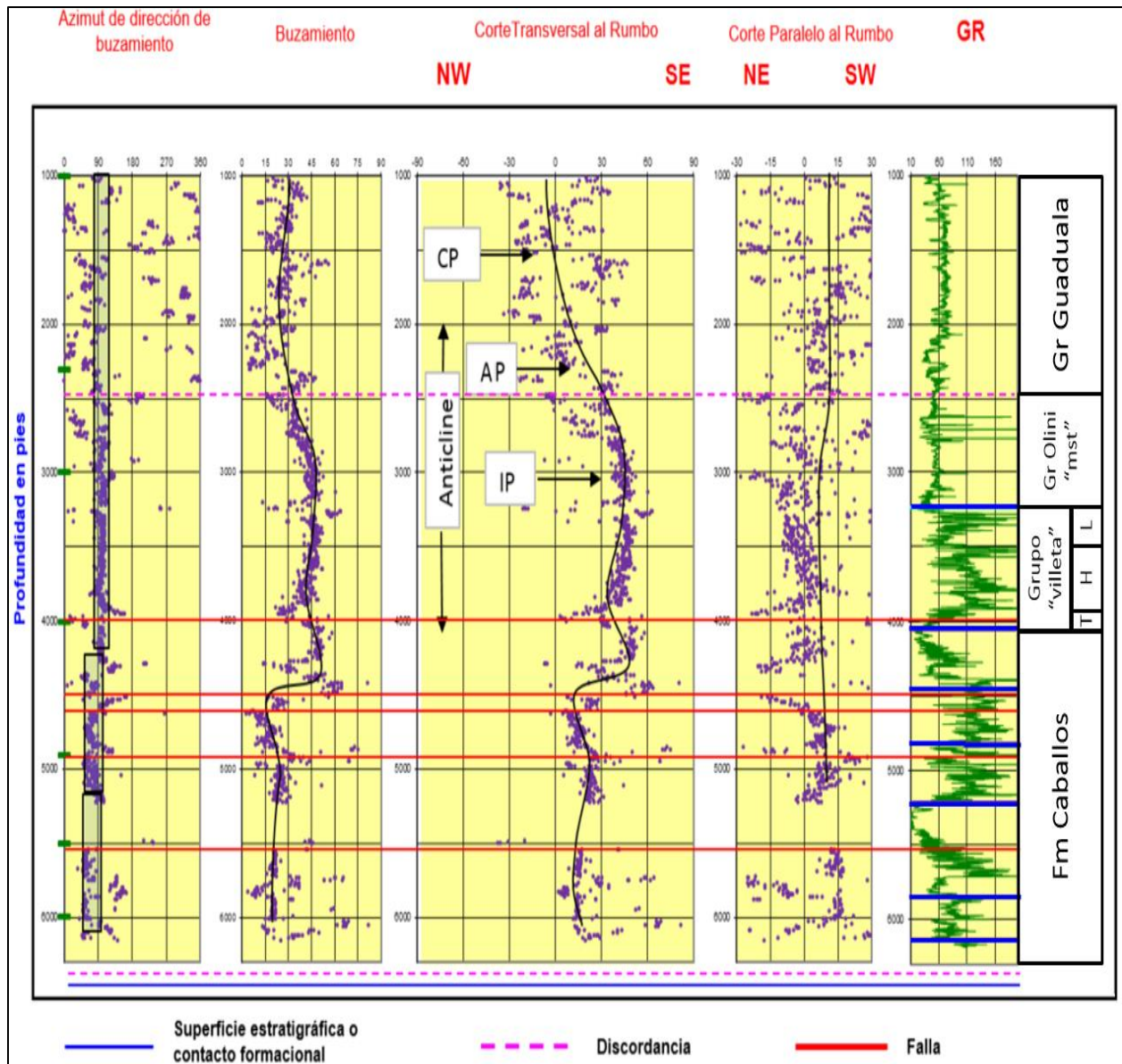


Figura 8. Muestra el análisis SCAT realizado en el pozo Rio Saldaña-1 donde se indican diferentes buzamientos a lo largo del pozo. IP: punto de inflexión, AP: plano axial, CP: plano de cresta. Dentro del “grupo villeta” observamos las formaciones: Tetuán (T), Hondita (H) y Lomagorda (L), hacia el tope se muestra el Grupo Olini y suprayaciendo el grupo la formación monserate, posteriormente en el cambio de inflexión de la curva se interpretó la discordancia.

Adicionalmente, la información obtenida a partir de este análisis sirvió de base para realizar correcciones en espesor verdadero (TST), lo que facilitó hacer correcciones tanto lito cómo cronoestratigráficas y definir con mayor certeza ciclos estratigráficos en la correlación de pozos (Figura 10).

Definidos con exactitud los topes formacionales y fallas se procedió a realizar un atado tiempo-profundidad entre el pozo y la sísmica para posteriormente iniciar la interpretación sísmica del volumen 3D y las líneas 2D dentro y fuera del cubo.

2.2.4 Relación entre deformación y sedimentación aplicada al modelo estructural

Para realizar ello se observaron patrones de las trazas sísmicas (wiggles) entre el basamento económico, el cretácico y el Paleógeno, encontrando dos superficies erosivas bastante definidas, posteriormente se observaron horizontes con contrastes marcados que limitan rocas competentes de incompetentes visto en sísmica como zonas sordas. Después se definieron patrones de fallas, subdividiéndolas en seis diferentes tipos que estarían actuando en tiempos diferentes, alterando la secuencia como se explicará en el capítulo de resultados. La interpretación en el bloque se dividió en tres áreas en profundidad debido a que se encontraron dos fallas inversas de gran magnitud que cortan la estratigrafía, generando tres bloques y creando un espacio de acomodamiento que permite generar estratos de crecimiento. En las zonas sordas se encontraron diferencias en el espesor en ciertas zonas, atribuidas a deformación y litología incompetente.

Con la interpretación de fallas y horizontes relevantes para el estudio se construyó un modelo geológico robusto que permite visualizar diferentes tipos de estructuras y deformaciones.

CAPITULO 3: RESULTADOS

3.1 Correlación de pozo

Basado en la interpretación SCAT, realizada en 7 de los 11 pozos de los que se disponía información y como guía el pozo Toldado-3, se efectuaron correlaciones de pozo en los campos Olini y Río Saldaña. Lo primero que se hizo fue una reinterpretación tanto lito como cronoestratigráfica de los topes en el pozo guía, en donde se definieron con los registros eléctricos patrones de progradación, agradación y retrogradación, igualmente, se interpretaron superficies máximas de inundación y discordancias. Es así cómo se examinaron las principales superficies cronoestratigráficas y se diferenciaron tres superficies: Base de la Formación Caballos (Erosión), Formación Hondita (Máxima superficie de inundación) y discordancia del Eoceno (Erosión), así como patrones de sedimentación sintectónica, generando estratos de crecimiento en el Cenozoico.

Subsecuentemente se realizó la interpretación de los topes en los pozos del campo, buscando patrones similares al pozo guía. La [Figura 9](#) muestra donde se interpretaron los principales topes formacionales tanto en el pozo guía como en el pozo Río Saldaña-1 (RS-1) donde se observan repeticiones en la Formación Caballos.

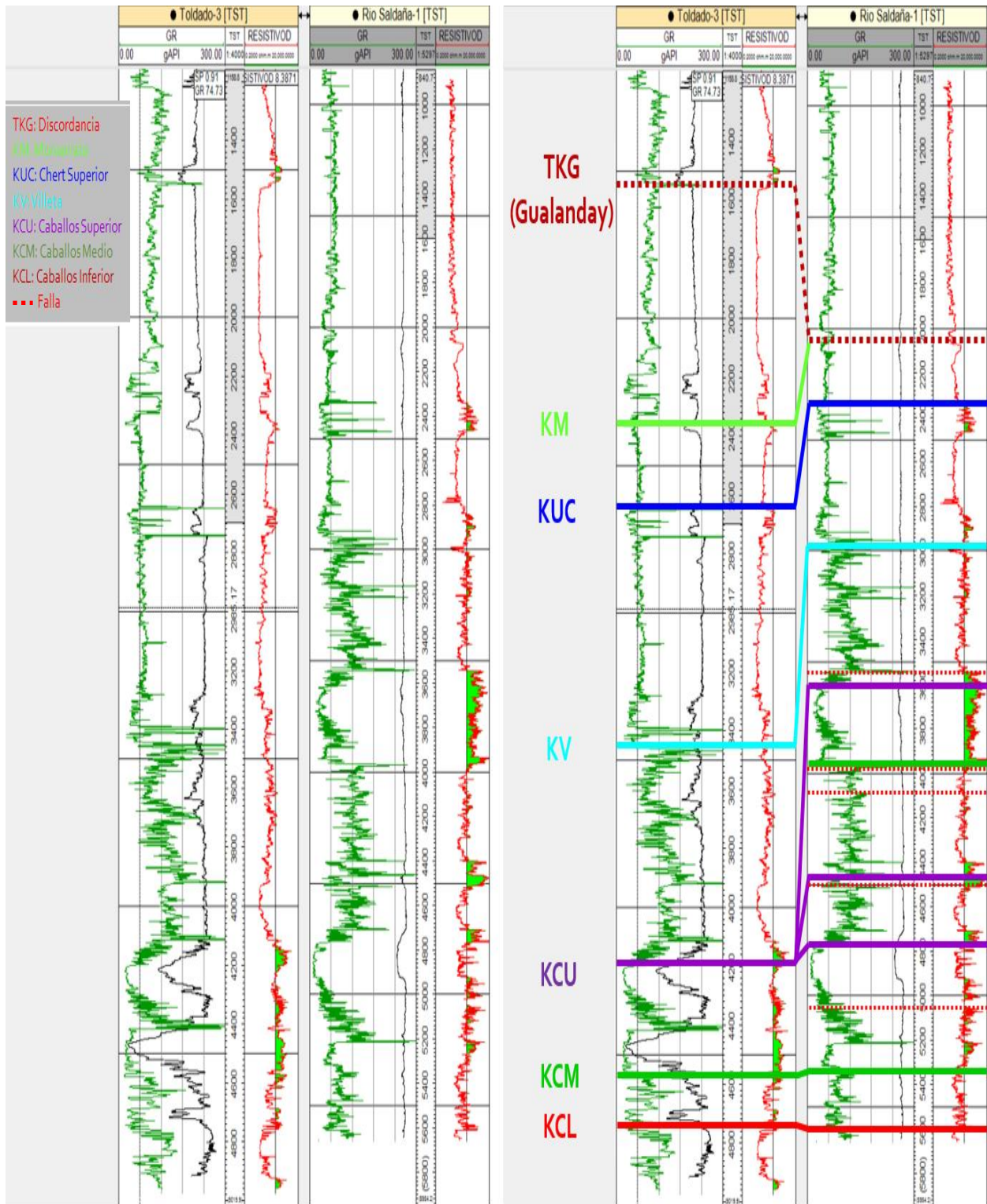


Figura 9. En la parte izquierda muestra el pozo Toldado-3 que sirvió de guía para interpretar los pozos en los dos campos junto a él se muestra el pozo Río Saldaña-1. La parte derecha muestra la interpretación de los topes en el pozo Toldado-3 donde no se observan fallas visibles, junto a él se enseña la interpretación de los topes en el pozo Río Saldaña-1 donde se encontraron varias repeticiones en la Formación Caballos.

Posteriormente se calcularon los valores de salto de falla en cada pozo y se introdujeron al software para finalmente obtener valores en TST (True Stratigraphic Thickness) o espesor verdadero de la capa. La **Figura 10** muestra como en el pozo Río Saldaña-1 se repiten dos veces KCM y tres veces KCU encontrándose que la mayoría de repeticiones tendrían como origen el “grupo villeta”. Es de resaltar que se encontraron pequeñas repeticiones que no fueron representativas en el momento de hacer el TST.

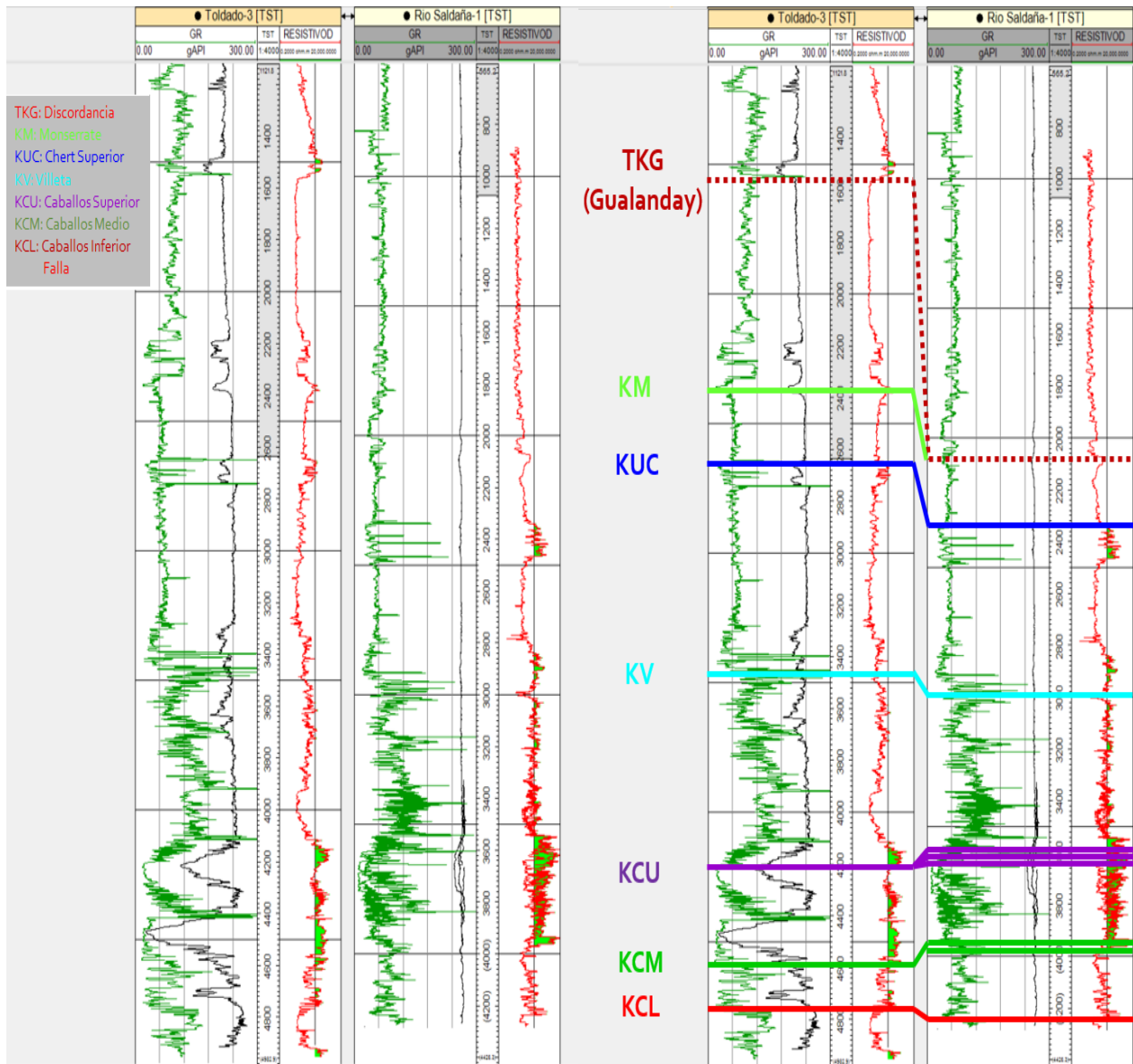


Figura 10. En la parte izquierda muestra el pozo Toldado-3 que sirvió de guía para interpretar los pozos en los dos campos junto a él se muestra el pozo Río Saldaña-1. La parte derecha muestra la interpretación de los topes en el pozo Toldado-3 y al lado el pozo Río Saldaña ajustado a TST calculado a partir de la interpretación de saltos de fallas.

La [Figura 11](#) muestra una correlación con interpretación de los principales topes en los pozos y haciendo un “flattening” u horizontalización en “Chert Superior” (ya que es un evento regional que se distingue en registros de pozo con facilidad) mostrando cómo la discordancia cortó los depósitos de la formación “monserrate” en los pozos Río Saldaña-1 y Olini-1. Así mismo muestra como aumentan las repeticiones en el “grupo villeta” en los pozos con objetivo más profundo.

3.2 Unidades Sismo-Mecánicas

La información de pozo, sumada al reprocesamiento sísmico en la zona de estudio ha servido para reconocer diferentes patrones en la conformación y estructuración de los sedimentos. De esta forma se interpretaron de base a techo la Formación Caballos (con tres miembros KCL, KCM y KCU), el “grupo villeta” (KV) contempla las Formaciones Tetuán; Hondita y Lomagorda, mecánicamente se toma como comportamiento competente desde el basamento económico hasta la Formación Tetuán. En oposición, la Formación Hondita exhibe comportamiento incompetente y tiene una respuesta mecánica muy diferente a las unidades supra e infrayacentes. Posteriormente se identificó el Grupo Olini que en su base presenta un rasgo estratigráfico bastante marcado (Chert inferior) en comparación con la infrayacente Formación Lomagorda, e iría hasta el tope de la formación “monserrate” (KM), pasando por otro marcador importante como es el chert superior (KUC). La Formación Lomagorda marca el inicio de un paquete con comportamiento compacto y competente hasta la discordancia del Eoceno, acoplado así al Grupo Guaduala. Finalmente, después de la discordancia se observa el Grupo Gualanday, Fm Barzalosa y Grupo Honda.

Como lo explica (Laubach et al., 2009), con el tiempo las propiedades físicas de una roca pueden dejar de coincidir con las que influyeron en el crecimiento de las estructuras que observamos hoy. Para la mayoría de las rocas, las propiedades mecánicas varían en el espacio y el tiempo durante el enterramiento progresivo, principalmente reflejando el historial de temperatura (diagénesis), pasando comúnmente de una reología más dúctil (incompetente), similar a sedimentos, a un comportamiento más frágil (competente), parecido a una roca. En consecuencia, las mediciones actuales de propiedades mecánicas en roca fracturada pueden no ser las propiedades bajo las cuales ocurrió la fractura. Las propiedades mecánicas de los estratos que influyen en el crecimiento de las fracturas en modo de apertura incluyen: resistencia a la tracción, rigidez elástica, fragilidad, propiedades mecánicas de fractura, grosor de las capas y naturaleza de las interfaces. Las anteriores propiedades fueron evaluadas a nivel de información de pozo y sísmica.

Se ha propuesto dividir la zona de estudio tres unidades deposicionales informales pre-discordancia debido al tipo de respuesta mecánica y a la respuesta en los reflectores sísmicos, y una cuarta unidad que representa la sedimentación después de la discordancia del Eoceno. A continuación, se explicarán las cuatro unidades, lo que permitirá analizar la incidencia de los esfuerzos y deformación en los estilos estructurales involucrados en cada secuencia, posteriormente se analizará el tipo de tectónica involucrada y finalmente un análisis de los pulsos tectónicos acaecidos en la zona. En este punto se va a integrar la información interpretada para obtener una evolución geológica y modelo de deformación.

La primera unidad abarca desde el basamento hasta el tope de la Formación Tetuán. Sísmicamente es reconocida por tener reflectores potentes y plano-paralelos al pre-basamento, mecánicamente la secuencia se comporta como una unidad competente o quebradiza, al superar el límite de elasticidad la roca presenta deformación permanente exhibida en fallas, fracturas y pliegues.

La segunda unidad comprende la Fm. Hondita, es reconocida por reflectores tenues o “sordos”, mecánicamente la secuencia se reconoce por tener un comportamiento dúctil o incompetente por lo que puede presentar adelgazamientos o engrosamiento, formar pliegues en la roca, desacoplar y separar comportamiento estructural en secuencias suprayacentes e infrayacentes.

La tercera unidad inicia en la base de la Formación Lomagorda (la luna) e iría hasta la Discordancia del Eoceno, aunque posteriormente se mostrará que hay eventos que separan la secuencia por diferencia en la sedimentación, se toma todo el conjunto por su respuesta mecánica. La secuencia es reconocida por reflectores potentes, plano-paralelos entre sí y comportamiento competente. Esta unidad se encuentra sometida a los cambios incompetentes presentes en la unidad infrayacente.

La cuarta unidad representa la sedimentación acaecida después de la discordancia del Eoceno, en ella se muestran onlaps indicando deformación anterior a la deposición y pliegues mostrando esfuerzos en las capas suprayacentes. Esta unidad se encuentra sometida a fallamiento principalmente por las fallas La Pava y Amoyá y a plegamiento por las fallas inversas y de rumbo que modifican las formaciones infrayacentes.

La [Tabla 2](#) indica en que formaciones están distribuidas las secuencias sísmo-mecánicas definidas en este trabajo, la barra roja entre la Formación Buscavida y el Grupo Guaduala representa una discordancia regional, que aparece a veces entre las dos formaciones o un poco después del inicio de la deposición del Grupo Guaduala.

Para efectos prácticos en el momento de la interpretación sísmica se tomó el paquete de la segunda secuencia con un tamaño mayor dado que sería un paquete muy delgado para interpretar y por trazabilidad sísmica en los reflectores. Por lo anterior se incluyó la Formación Tetuán, Hondita y Lomagorda (KV), pero con la claridad que las propiedades incompetentes solo se encuentran en la Formación Hondita. En el Anexo 2 se puede encontrar una imagen donde se muestra la columna estratigráfica, las unidades Sismo-Mecánicas, formaciones y su expresión sísmica.

UNIDADES	FORMACIONES		
4° Unidad Sismo-Mecánica	Gr Gualanday	Fm Barzalosa	Gr. Honda
3° Unidad Sismo-Mecánica	Fm Lomagorda (la luna)	Gr Olini = fm monserate	Fm Buscavida Gr Guaduala
2° Unidad Sismo-Mecánica	Fm Hondita (shale de bambucá)		
1° Unidad Sismo-Mecánica	Basamento	Fm Caballos	Fm Tetuán

Tabla 2. Muestra las unidades interpretadas y las formaciones pertenecientes a las mismas. Las líneas rojas representan discordancias evidenciadas en la sísmica

3.3 Interpretación sísmica 3D y mapas

Previamente a la interpretación sísmica, se realizó la localización de las formaciones relevantes en los pozos y un atado sísmica-pozo derivado de registros checkshot. La [Figura 12](#) muestra una línea sísmica arbitraria donde se observan las trayectorias de los pozos, así como la traza sintética, en la que fácilmente se pueden notar truncaciones, onlaps y downlaps contra la discordancia del Eoceno. Esta característica también fue observada en los pozos, donde se realizó un buen atado con la sísmica. En profundidad se pueden observar dos fallas principales, de carácter inverso y alto ángulo, que cortan toda la secuencia y generan pliegues.

Se fragmentó la interpretación en cuatro unidades sísmo-mecánicas tomadas a partir de la respuesta sísmica y mecánica reconocida al analizar el cubo 3D. Las tres primeras desde basamento hasta la discordancia del Eoceno, la siguiente unidad inicia desde la misma discordancia hasta los depósitos de finales del Neógeno.

La [Figura 13](#) identifica el área del volumen sísmico 3D, las líneas amarillas señalan las líneas sísmicas interpretadas en buzamiento mientras la línea naranja indica una línea de rumbo, los puntos azules muestran la localización de los pozos en el cubo sísmico.

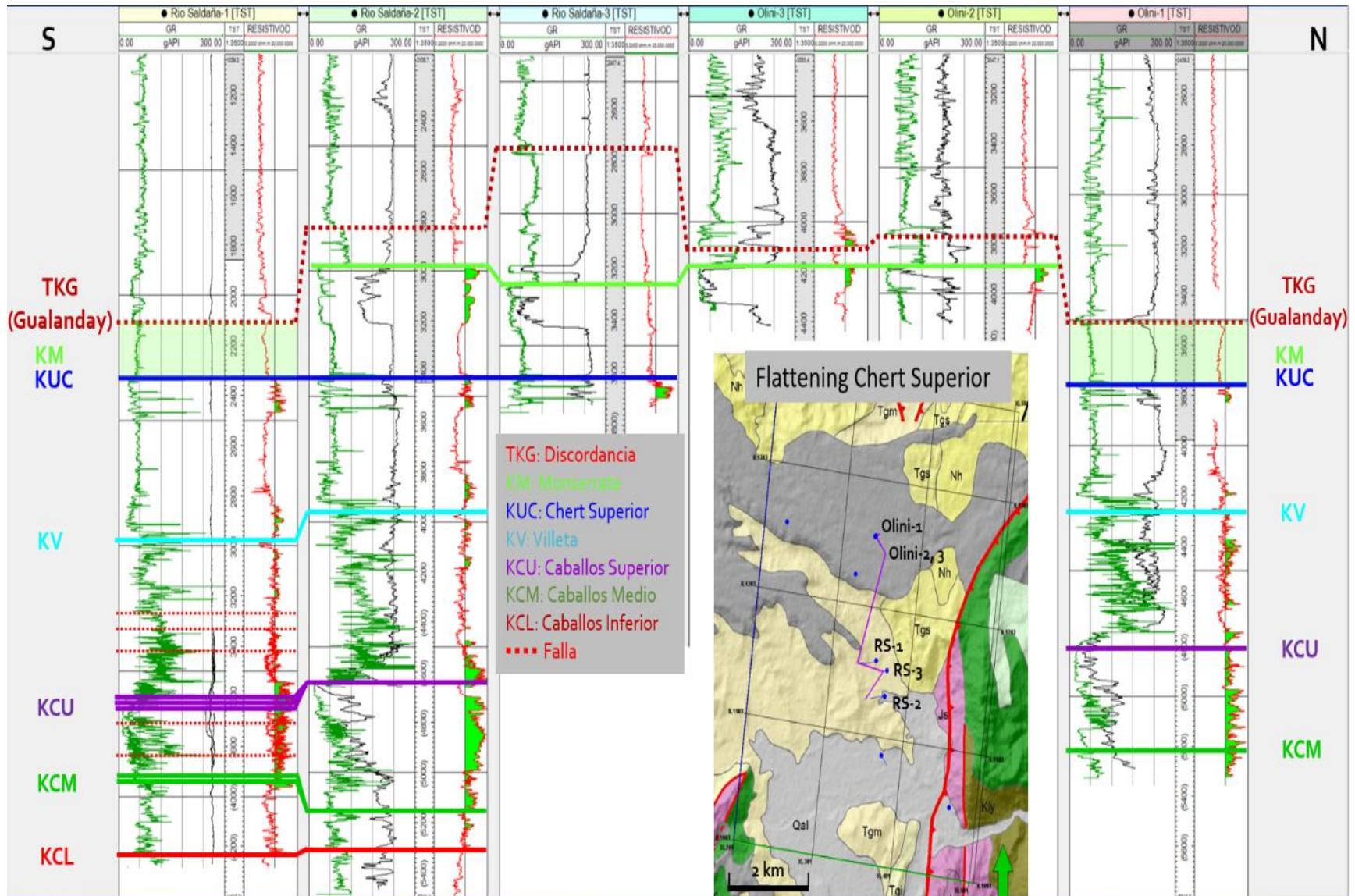


Figura 11. Correlación estratigráfica en TST en donde se observa la interpretación de los topes haciendo un “flattening” en “Chert Superior” mostrando la erosión en los pozos RS1 y Olini.

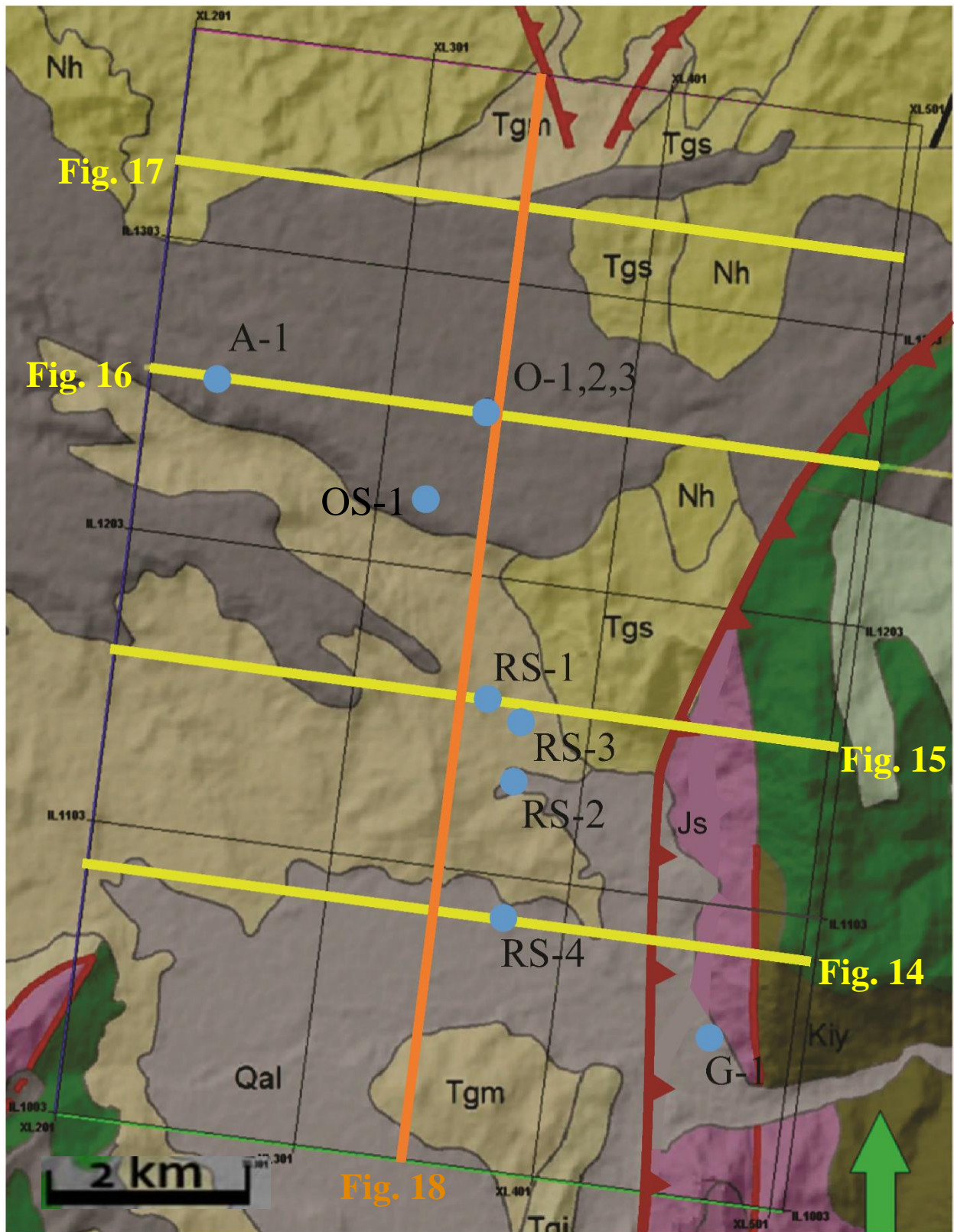


Figura 13. Mapa en superficie mostrando el área del volumen sísmico 3D, ubicación de líneas sísmicas de buzamiento, rumbo y localización de pozos. A: Amoyá, O: Olini, OS: Olini Sur, RS: Río Saldaña, G: Guaini. Tomando en cuenta la perforación del pozo Guaini-1 en donde describen la perforación de la Fm. Yavi desde superficie, se asume un error en el mapa geológico.

En total se encontraron seis sistemas de fallas que serán resumidos y explicadas a continuación:

- A.** Falla La Pava
- B.** Falla Amoyá
- C.** Fallas inversas en bloque yacente en la sinforma
- D.** Fallas inversas en bloque colgante que cortan hasta la Formación Hondita (gr. villeta)
- E.** Fallas reactivadas de rumbo en bloque colgante; cortando toda la secuencia hasta la discordancia del Eoceno y plegando sedimentos superiores a la misma.
- F.** Fallas inversas de bajo ángulo (originadas en despegues), que inician en la Fm. Hondita.

La [Figura 14](#) muestra la línea sísmica más al sur, pasando por el pozo Rio Saldaña-4. En ella se observan dos fallas principales. La primera al costado este, denominada la Falla La Pava, que está exponiendo sedimentos de edad Jurásica en superficie, tiene vergencia oeste y un ángulo de inclinación de más de 70°. Además, muestra la proyección del pozo Guaini-1, la información indica que perforaron una secuencia de aproximadamente 800' en la Formación Yaví, (esto rebate lo expuesto en los mapas geológicos realizados por Hocol y el servicio geológico colombiano - mapa 382, que muestran en superficie la Formación Saldaña, pudiendo ser una confusión en la descripción de ripios) y luego más de 4000' del "grupo villeta" con inclinaciones en las capas de más de 45° hacia el este. Lo anterior mostraría cómo la Formación Hondita se acomoda verticalmente por pliegue de arrastre "drag fold" generado a partir de la Falla La Pava, concordando con el trazo rectilíneo en superficie de la misma. Al noreste del cubo sísmico se observa un cambio en el trazo de la falla, cambiando el rumbo de S-N a SW-NE lo que podría indicar un cambio en la geomorfología al cortar la falla o que componentes de rumbo actúan sobre la misma.

La segunda falla principal, que será llamada en este estudio Falla de Amoyá (está directamente debajo de la vereda con el mismo nombre), separa el cubo en dos bloques. El bloque yacente con un estilo estructural compresivo que consiste en una sinforma regional y hacia el norte está afectado por fallas inversas (Figura 15 y Figura 16). El bloque colgante posee fallas con esfuerzos compresivos en altos ángulos (más de 45°), las cuales generalmente no ascienden más allá del “grupo villeta” (Fm Hondita). Existe otro sistema de fallas con buzamiento vertical (entre 70-90), que corta toda la secuencia Cretácica y pliega la discordancia del Eoceno (familia E), así como los sedimentos suprayacentes; estas fallas tienen un componente de rumbo de tipo dextral y afectan la configuración estructural del campo Río Saldaña. Es importante resaltar que la Falla Amoyá podría tener un componente de rumbo, sin embargo, no se pudo identificar en la interpretación realizada.

De la misma manera, la Figura 14 muestra la erosión a la secuencia de la “formación monserrate”, que fue objetivo del pozo Río Saldaña-4 sin éxito. Además, revela como el “grupo villeta” tendría un comportamiento incompetente y se habría plegado por una falla infrayacente. Por último, se observa como la falla inversa casi vertical con componente de rumbo (2) que tiene orientación suroeste-noreste y vergencia este, corta la secuencia desde la Falla de Amoyá hasta la discordancia del Eoceno generando un límite para otras fallas aledañas en esta zona de la sísmica.

La [Figura 15](#) muestra la trayectoria del pozo Río Saldaña-1 en donde hay tres repeticiones de la Formación Caballos, esto es explicado a partir de la generación de una estructura en flor positiva que crea diferentes fallas a partir de la misma falla con componente de rumbo, pertenece al sistema de fallas E, cortando la secuencia solo hasta el tope del “grupo villeta”. Adicionalmente se observa que la falla de rumbo sirve como pivote para fallas que tendrían origen en despegues desde el “shale de bambucá”. El bloque yacente muestra una falla inversa que lo subdivide y corta a la discordancia del Eoceno en lo que se denominaría el Sistema de fallas C.

Se hace evidente cómo la falla con componente de rumbo (2) corta el eje de la sinforma al oeste en la [Figura 14](#), mientras en la [Figura 15](#) la misma falla está afectando el plano axial del pliegue anticlinal y en la [Figura 16](#) ya no aparece. Las fallas con componente de rumbo generalmente cortan estructuras (Anticlinales o Sinclinales) mientras que las fallas inversas o de cabalgamiento siguen un patrón.

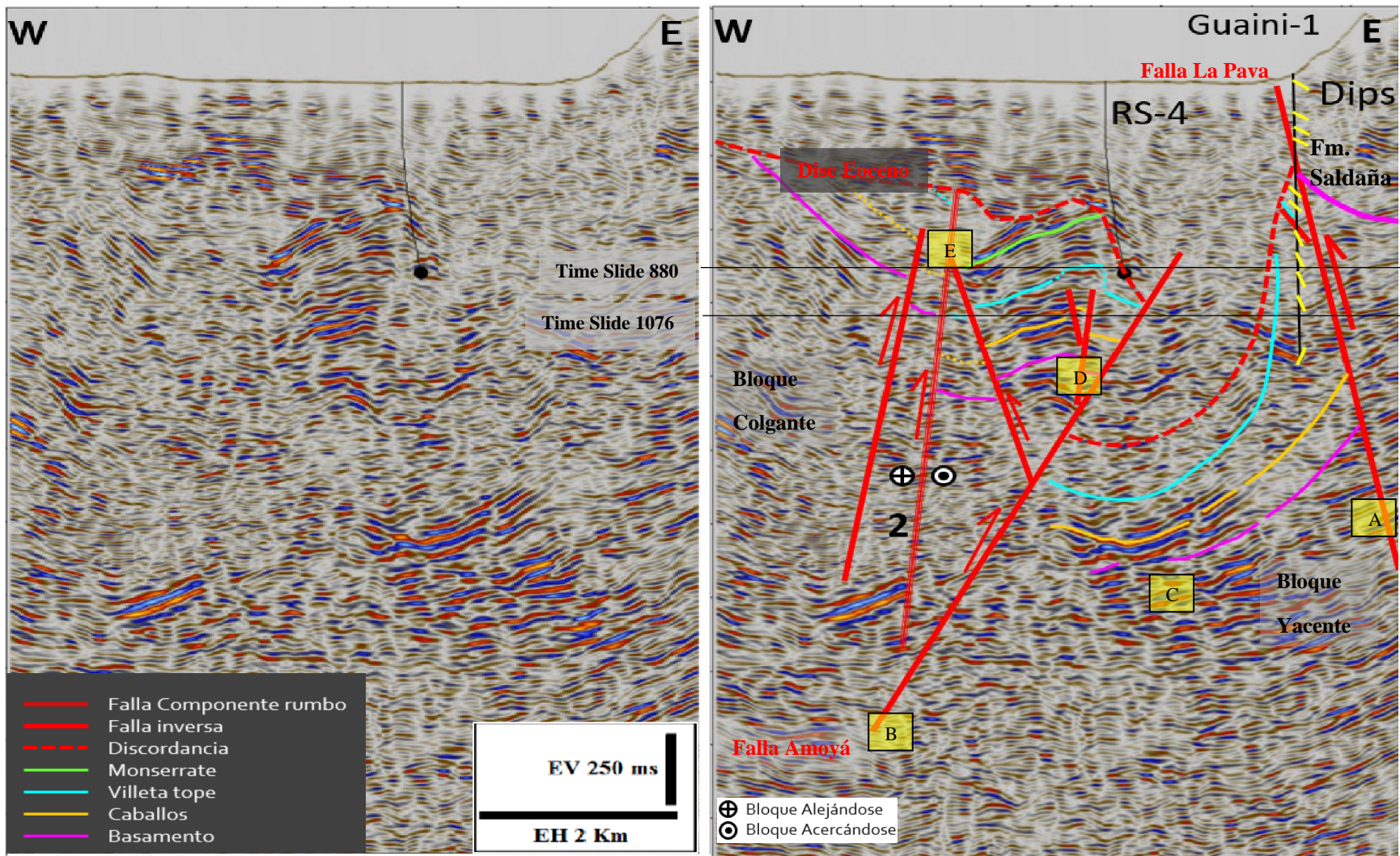


Figura 14. Muestra cómo la Falla de Amoyá separa dos bloques, mientras aleja la Discordancia del Eoceno en ambos bloques, así misma evidencia que el pozo RS-4 no tuvo éxito debido a no encontró el tope del objetivo. De la misma forma muestra el pliegue de arrastre y el acomodamiento de la Formación Hondita a partir de la Falla La Pava. Por último, enseña fallas muy verticales que crean compartimentos. Las líneas amarillas en el pozo Guaini-1 señalan direcciones de buzamiento de capa

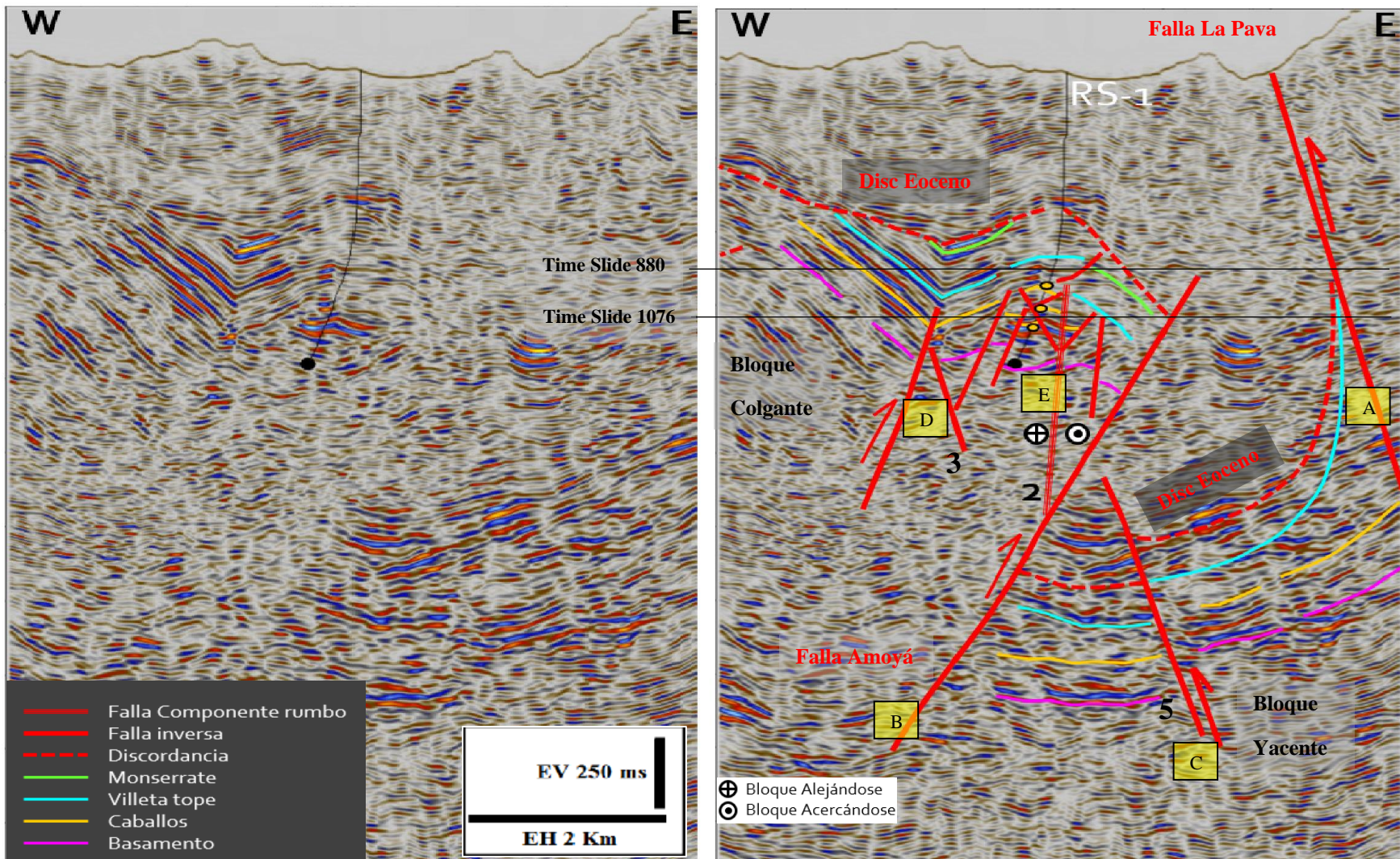


Figura 15 Muestra la línea que pasa por el pozo Río Saldaña-1, una estructura en flor positiva que está repitiendo la Formación Caballos tres veces a partir de una falla con componente de rumbo de tipo dextral (2).

En la [Figura 16](#) se visualizan los bloques, yacente y colgante cortados por la Falla de Amoyá, que no ha sufrido mayores cambios en su inclinación. La línea pasa por los pozos Ataco-1, Olini 2 y 3, en estos últimos se encontró la “formación monserrate” muy cerca a la discordancia del Eoceno. En esta imagen, se observa la diferencia en el espesor del “grupo villeta” entre el compartimento donde se ubican los dos pozos y la secuencia encontrada al oeste. Así mismo muestra una falla de cabalgamiento que iniciaría en el “shale de bambucá” y otra falla con componente de rumbo de tipo dextral (1) que tiene un rumbo suroeste-noreste con un buzamiento casi vertical, nótese que esta falla (1) actúa solo hasta la discordancia del Eoceno. En el bloque inferior se interpreta una falla inversa de bajo ángulo que está cortando la secuencia hasta el “grupo villeta”, además se ve un adelgazamiento de la secuencia en el centro del sinclinal mientras en los costados hay engrosamiento, como lo documenta ([Mitra, 2003](#)) en su modelo de deformación. En esta imagen sísmica se documentan dos discordancias, la más antigua que erosiona parte de la “formación monserrate” (Eoceno medio) y una de edad Mioceno? que podría correlacionarse con la que describen ([Ramon & Rosero, 2006](#)).

La [Figura 17](#) muestra como la falla con componente de rumbo (1) ha avanzado hacia el este. Al oriente de la misma hay un espacio donde la sísmica muestra una zona “sorda” en donde el grado de interpretación aumenta y se trazan los contactos con alta incertidumbre. El bloque inferior muestra como la discordancia del Eoceno trunca los estratos del Grupo Guaduala y una falla vertical, la cual se interpreta que afecta el basamento hasta el “grupo villeta”. La discordancia superior es casi imperceptible debido a que va muy paralela a los estratos, deja de ser angular y pasa a ser más una disconformidad.

No se observaron evidencias concretas de la relación de corte entre las Fallas de Amoyá y la falla con componente de rumbo (2), Se interpretaron como fallas genéticamente ligadas, en donde después de la formación de la Falla Amoyá se habría reactivado la falla (2). Tampoco se logró interpretar una contraparte de esta falla en el bloque inferior.

La [Figura 18](#) muestra una línea sísmica en el cual se aprecia una interpretación en rumbo donde se observa en el bloque colgante la falla (2) de rumbo dextral que crea una estructura en flor positiva. Así mismo muestra cómo a partir de fallas con origen en basamento se crean superficies de despegue, formando fallas de cabalgamiento que tienen raíz en el “shale de bambucá”, creando por lo menos una repetición en el área del Campo Río Saldaña, de igual forma, ocurre una repetición de este estilo en el Campo Olini pero no se hace visible otro tipo de fallamiento. Los estratos de la secuencia “villeta” se observan adelgazándose en la parte central de la imagen sísmica (por debajo de la falla principal de despegue) y luego se vuelve más espesa hacia el campo Olini, para continuar adelgazándose hacia el norte. Por otro lado, se observa como la Falla de Amoyá se someriza hacia el sur al igual que la discordancia del Eoceno. Hacia el norte habría una falla que estaría plegando la secuencia post-discordancia del Eoceno. En el bloque bajo se observan dos fallas inversas que crean tres compartimentos. De la misma forma se observa cómo hacia los costados del sinclinal hay un engrosamiento de la secuencia “villeta”.

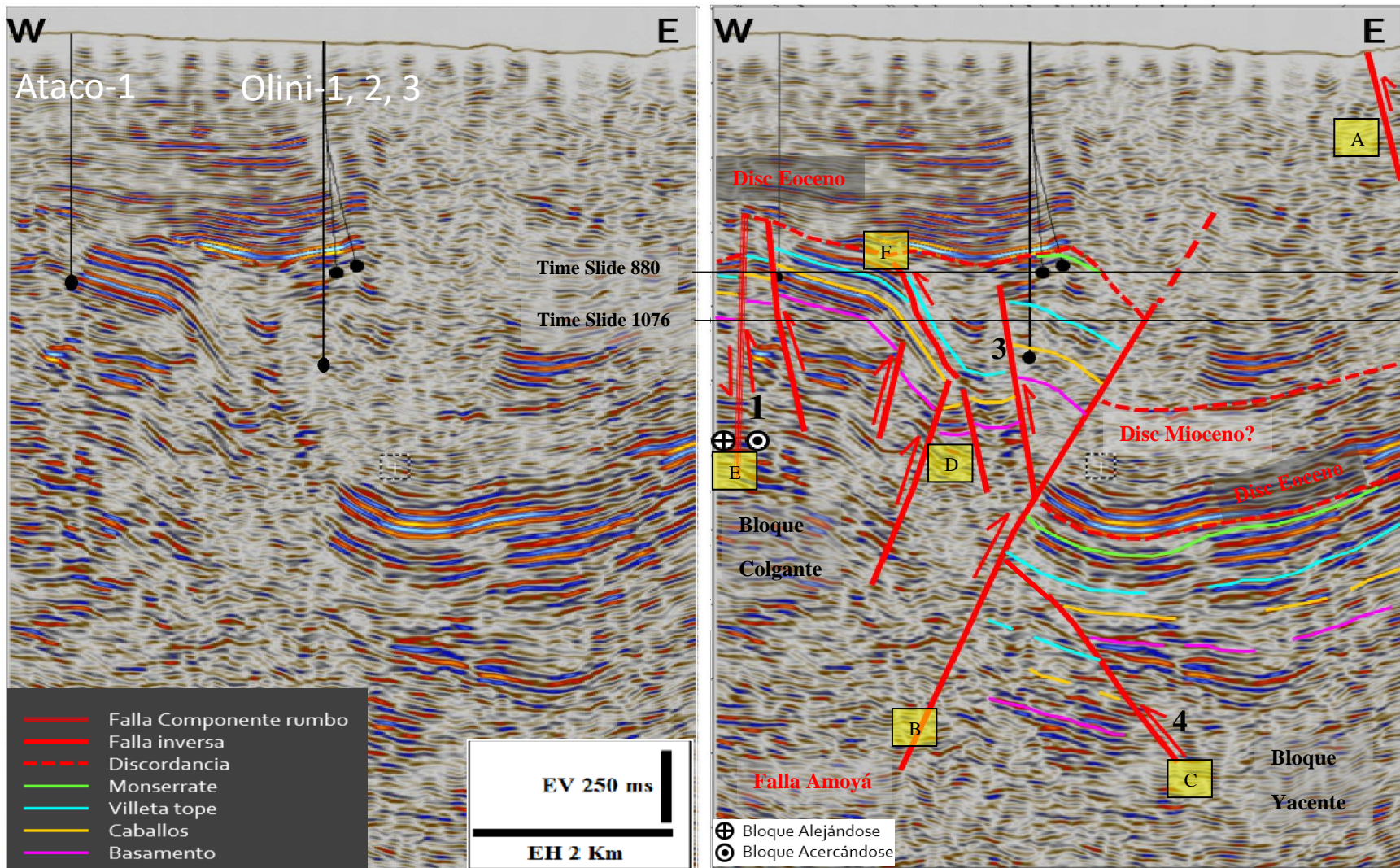


Figura 16. Muestra la línea que pasa por los pozos Ataco-1, Olini 2 y 3, exponiendo diferencias de espesor en el “grupo villeta” en los diferentes compartimentos, tanto en el bloque colgante como en el inferior. El pozo Olini-1 es el más profundo.

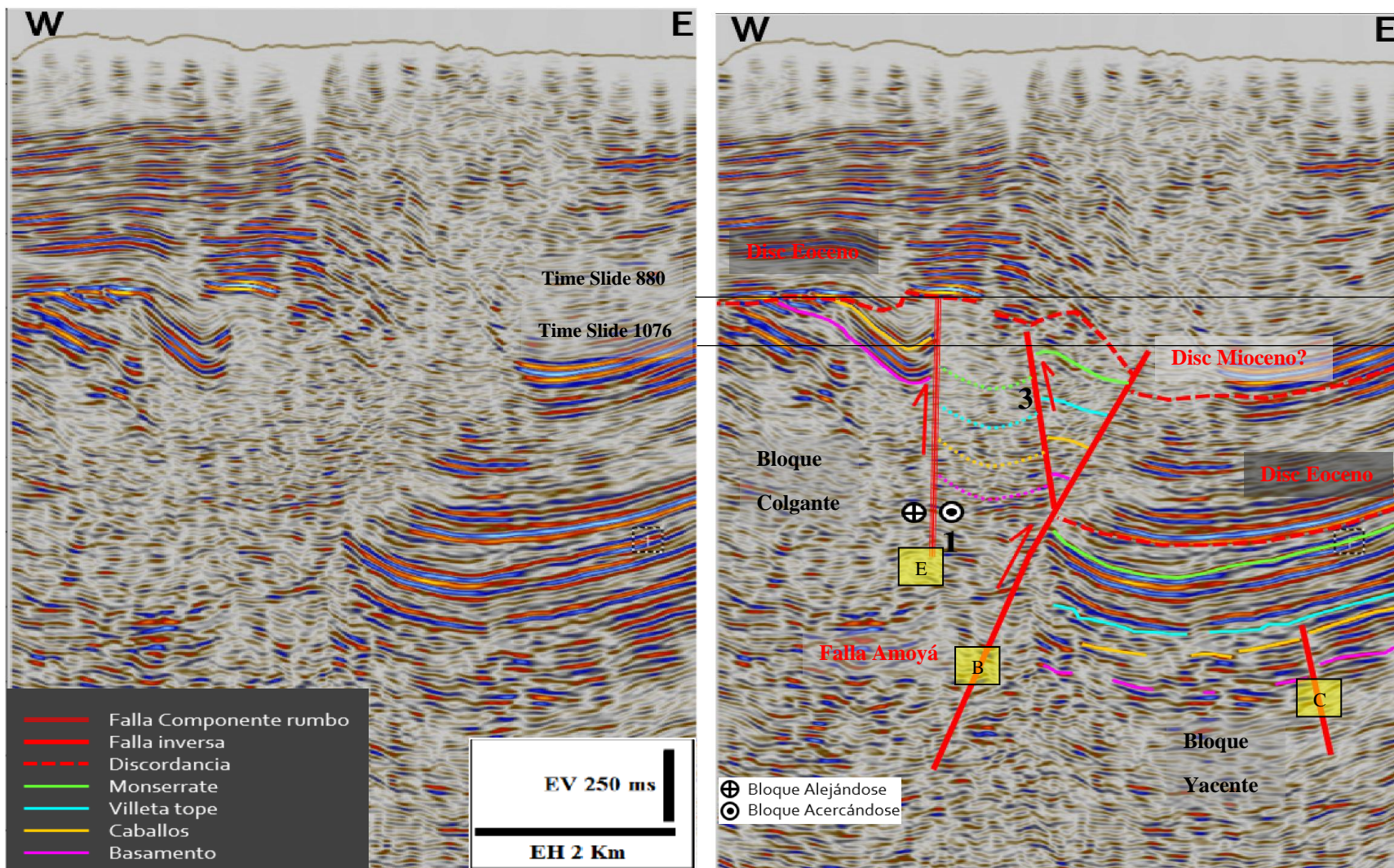


Figura 17. Muestra como la falla con componente de rumbo (1) ha avanzado hacia el este y como limita las secuencias. En el bloque inferior la Discordancia del Eoceno se aleja de la secuencia “monserrate”.

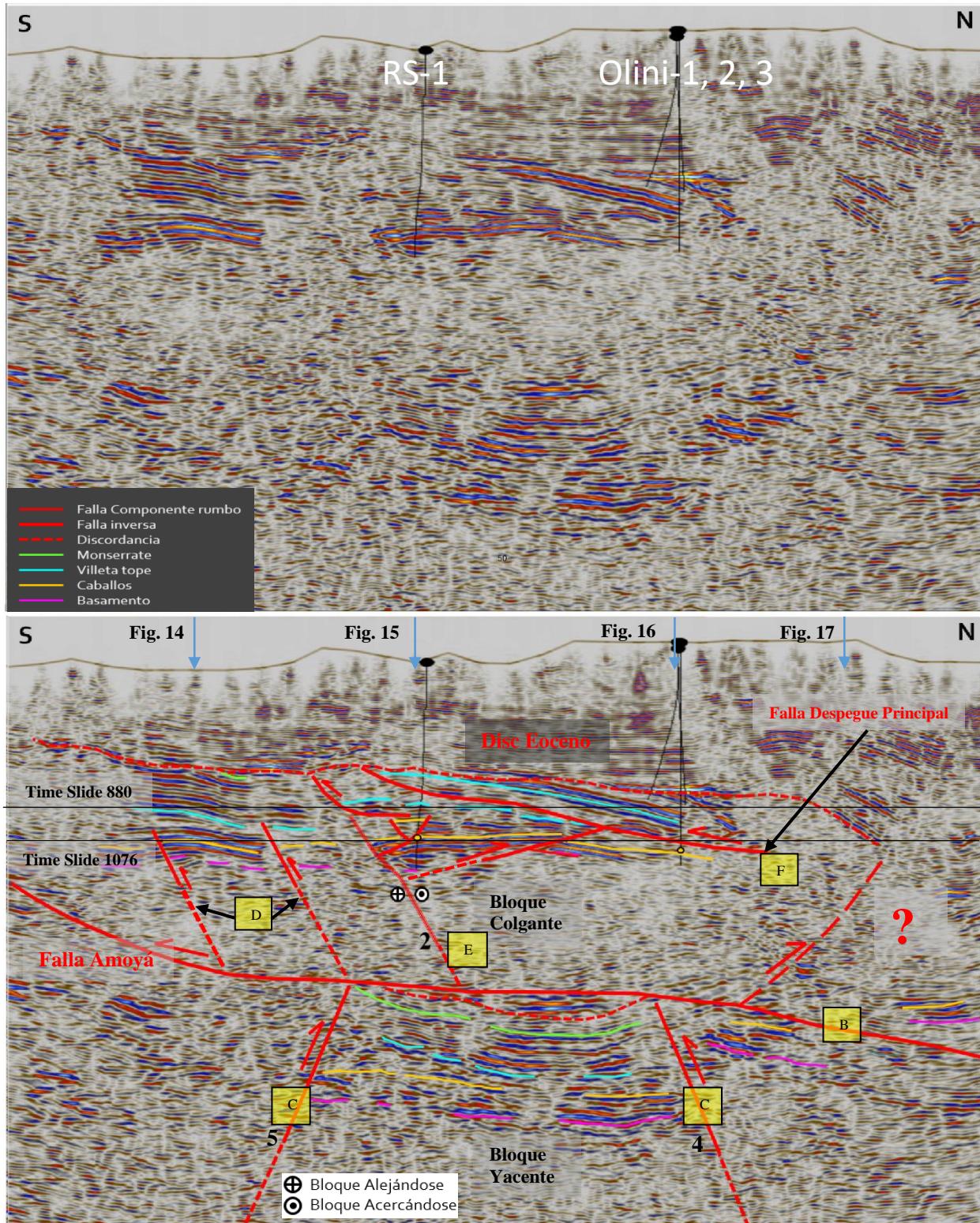


Figura 18. Muestra una línea de rumbo donde se observa en el bloque colgante una falla de rumbo (2) de tipo dextral que crea una estructura en flor positiva, despegues asociados al “shale de bambucá”. En el bloque bajo se observan dos fallas inversas que crean tres compartimentos. De la misma forma se observa cómo hacia los costados del sinclinal hay un engrosamiento de la secuencia “villeta”. Las flechas azules muestran los puntos de intersección con los cortes en buzamiento.

La [Figura 19](#) muestra un corte en tiempo en la sísmica o time slice a 1076 ms donde se observa fallas con alto ángulo en color verde, que cortan y pliegan la secuencia del cretácico, la discordancia del Eoceno y controlan la sedimentación de las rocas que suprayacen la discordancia; además, sirven de límite para dos familias de fallas que tienen tendencias en la orientación semi perpendicular (amarilla) y paralela (fucsia) a la falla que corta toda la columna. Por otro lado, se observan dos unidades sismo-estratigráficas: en color naranja la secuencia Basamento-Caballos (incluye la Fm Tetuán) que mantiene un espesor constante en el corte. Así mismo se observa la unidad “villeta” (la formación que provoca los cambios de espesor es el “shale de bambucá”) que cambia de espesor. Las fallas anteriores tienen como límite la Falla principal de Amoyá.

La [Figura 20](#) revela un time slice a 880 ms, más somero que el corte anterior, donde se muestran las mismas fallas que hacen corte en toda la columna y sólo una falla que corta la secuencia bambucá-monserrate indicando el despegue intraformacional con dirección noroeste-sureste. Adicionalmente, muestra como las unidades sísmo-mecánicas Basamento-Caballos (naranja) y Olini-monserrate (aguamarina) mantienen espesores, mientras que en la secuencia “villeta” se hace evidente un incremento en el espesor hacia el noroeste y subsecuente adelgazamiento hacia el sureste debido a su comportamiento mecánico incompetente.

Es de resaltar que en el área de estudio se observan reflectores paralelos y sub-paralelos debajo de la Formación Caballos, lo que podría ser interpretado como las Formaciones Yaví y Saldaña. Sólo el pozo Guaini-1 ha perforado la Formación Saldaña, sin embargo, ningún pozo presente en el área ha perforado hasta el “basamento económico”.

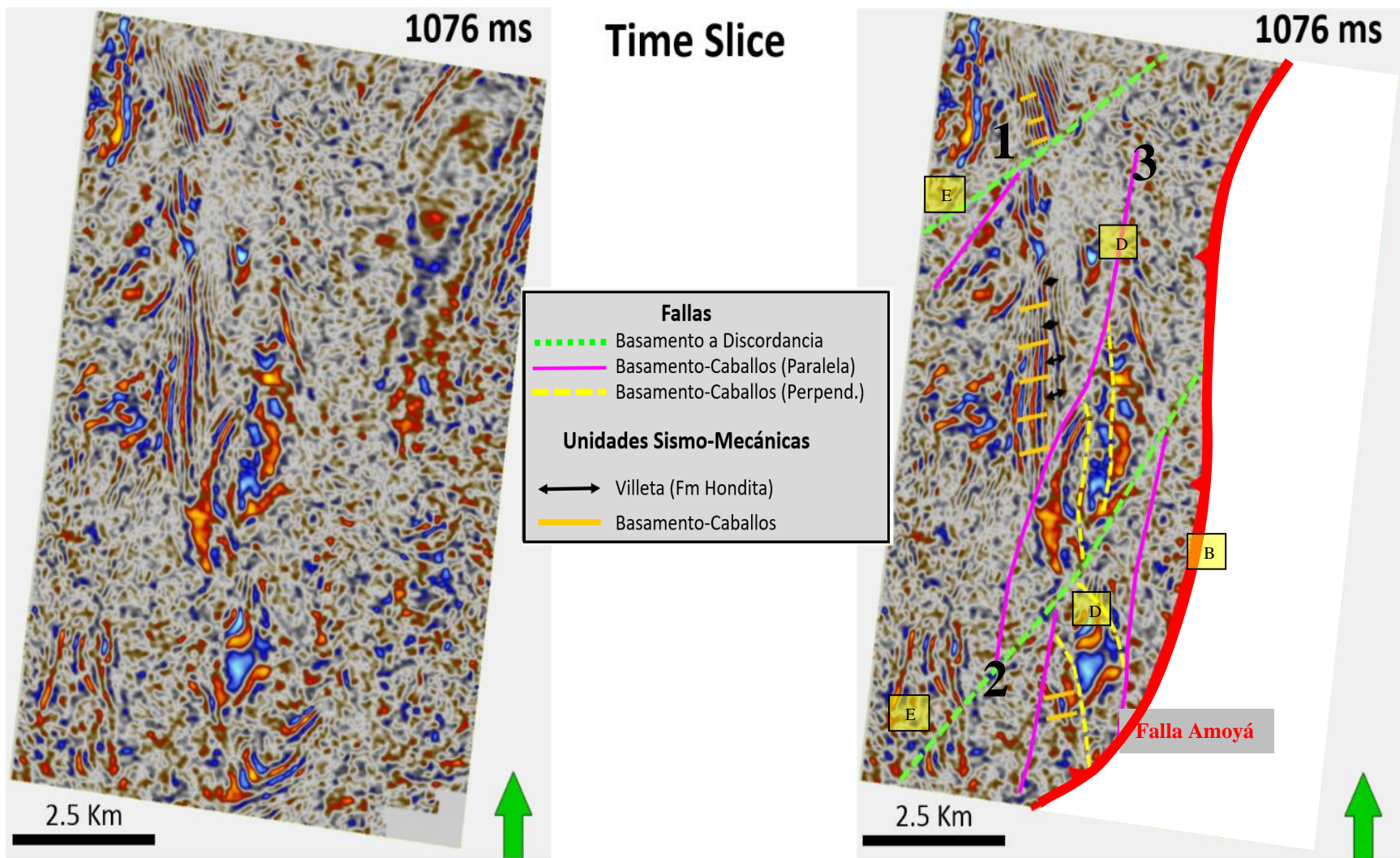


Figura 19. Muestra el time slice 1076 donde se observan fallas que cortan la secuencia hasta la discordancia y otras que tienen orientaciones semi paralelas y perpendiculares a la misma, pero que solo cortan la secuencia Basamento-Caballos. Los números 1 y 2 representan las fallas con componente de rumbo que se encontraron en el estudio

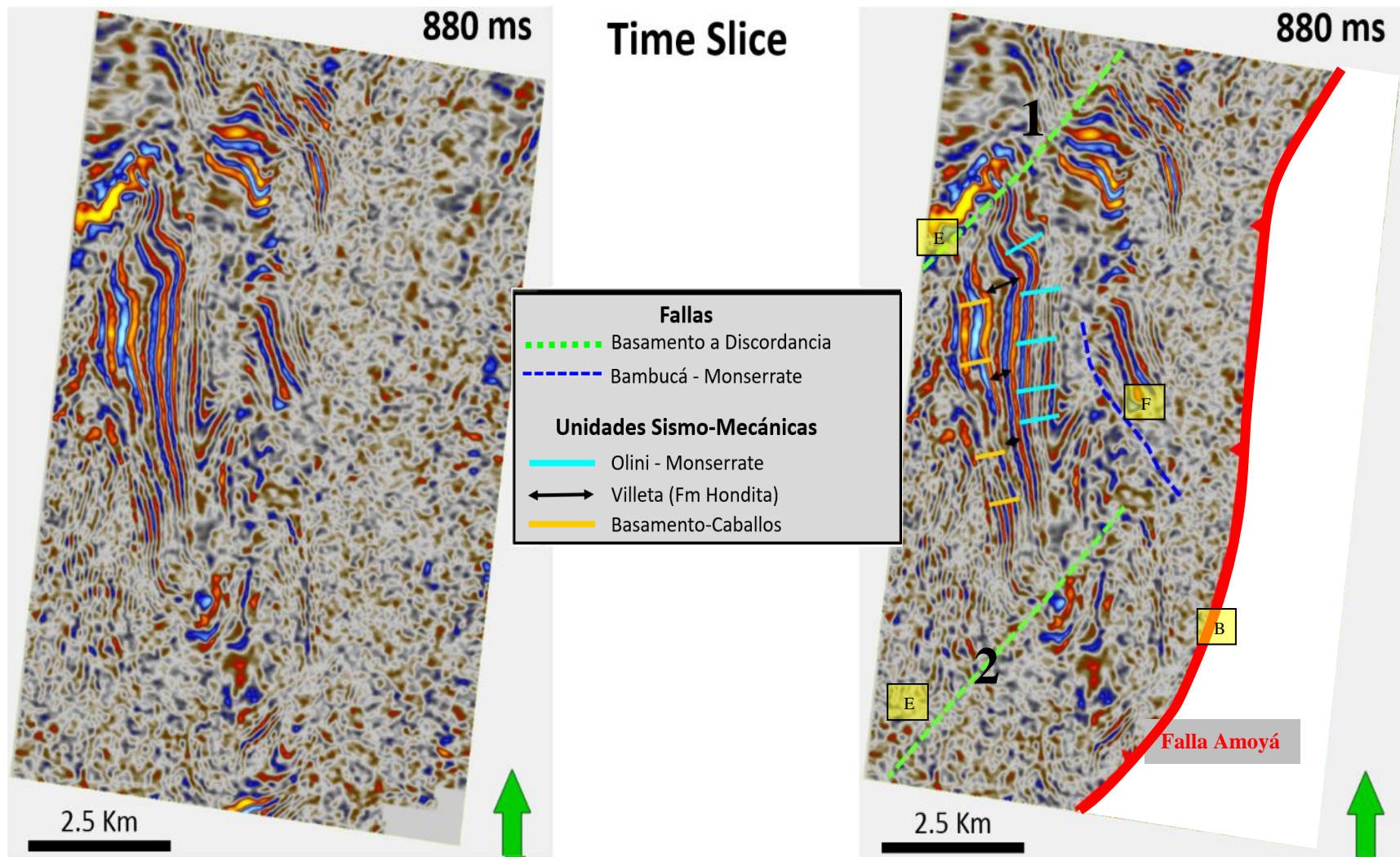


Figura 20. Muestra el time slice 880 donde se observan las mismas fallas que cortan la secuencia completa y una superficie de despegue que crea una falla de cabalgamiento con orientación perpendicular a las fallas verdes. Además, muestra como la unidad sísmo-mecánica “villeta” sufre adelgazamiento hacia el sureste. Los números 1 y 2 representan las fallas con componente de rumbo que se encontraron en el estudio

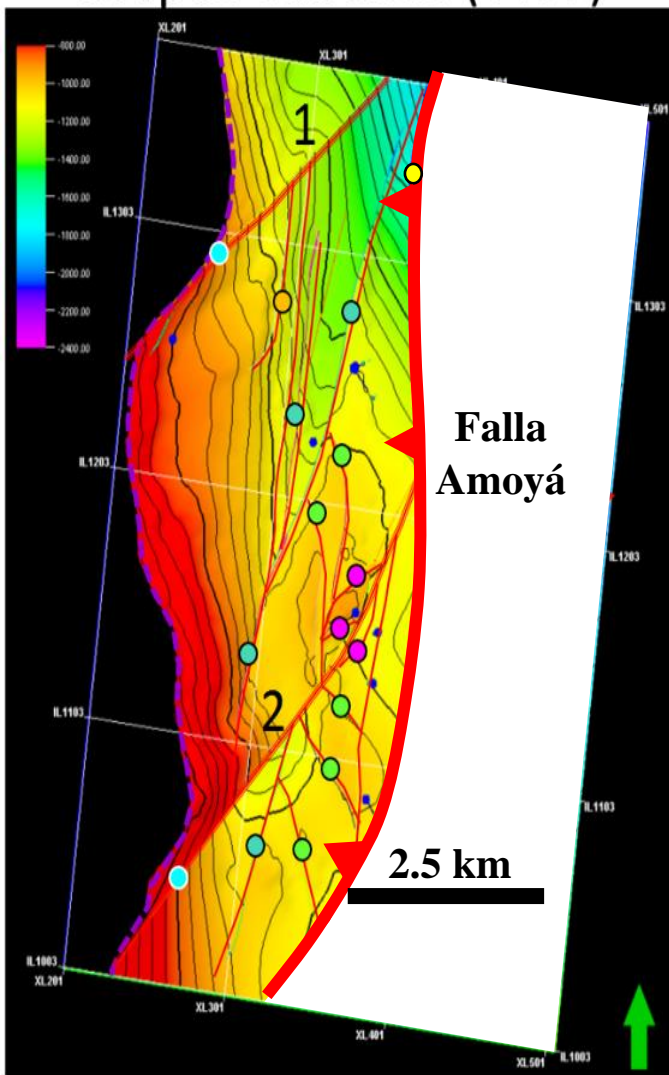
3.4 Análisis modelo deformación

La [Figura 21](#) y [Figura 22](#) muestran los mapas en tiempo doble obtenidos a partir de la interpretación en el bloque colgante de la Falla Amoyá. En los mapas al tope de la Formación Caballos y “villeta” se observa la falla principal con rumbo norte-sur y una curva al sur, dos fallas con componente de rumbo de tipo dextral, ambas con dirección noreste-suroeste, la falla 1 al norte (con orientación N48E) muestra menor desplazamiento horizontal (~200 m) con respecto a la falla 2 (~1200 m con orientación N45E). Las fallas 1 y 2 sirven como límite para fallas con rumbo sur-norte. A partir de la falla de rumbo (2) se generan estructuras de tipo flor positivas que crean pequeños compartimentos y son las repeticiones en la Formación Caballos encontradas en el Pozo Río Saldaña 1. De igual manera se encuentra fallas con tendencia paralela a la falla principal y otras perpendiculares. En la zona Oeste se infiere la truncación ya que la sísmica posee amplitudes anómalas que dificultan la interpretación.

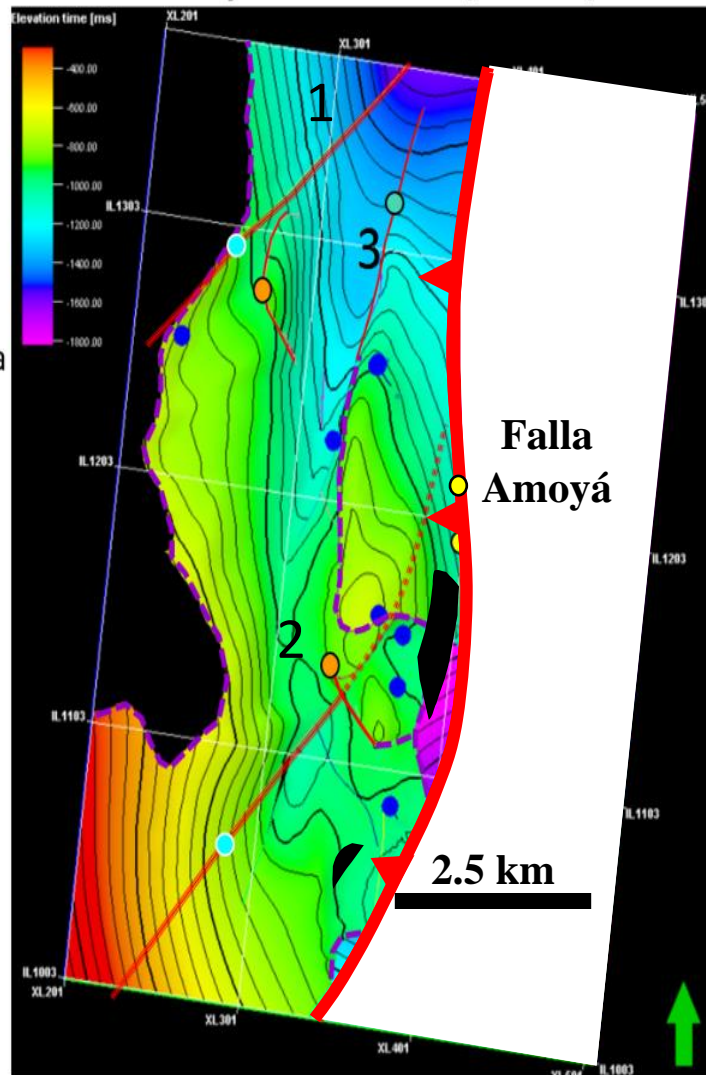
Los movimientos de acomodación observados en la segunda unidad se derivan al carácter incompetente del “shale de bambucá” en donde parámetros como el peso de la columna en unidades suprayacentes y la deformación de la unidad uno se interrelaciona para generar la adaptación de la unidad, lo anterior también genera un engrosamiento de la segunda unidad hacia los costados de sinclinales

El mapa del tope de “villeta” muestra como las dos fallas con componente de rumbo afectan esta secuencia, también como la falla 3 con tendencia paralela a la falla principal y que ha servido como relevo desde el basamento, sirve de lineamiento para uno de los despegues que ocurren en el “shale de bambucá”. Es importante destacar que la falla 2 con componente de rumbo, afecta la secuencia a tal punto que alinea pliegues en donde fallas de despegue afectan la secuencia. Adicionalmente se observa como la discordancia del Eoceno afecta los sedimentos levantados por el despegue lo que hace complejo diferenciar las direcciones de estas fallas con ángulo tan bajo, sin embargo, el time slice 880 ([Figura 20](#)) muestra cómo estos despegues tienen una vergencia al sur.

Mapas Caballos (TWT)



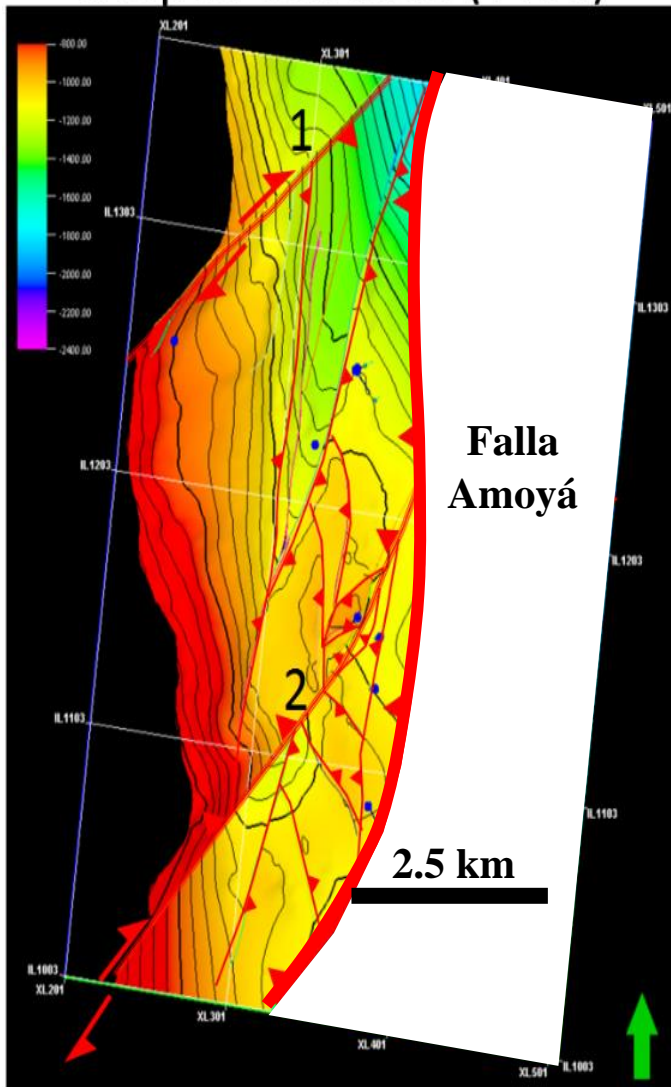
Mapa Villeta (TWT)



- Falla Principal ●
- Fallas de Rumbo ●
- Fallas tipo Flor Positiva ●
- Fallas despegue ●
- Fallas Paralelas a la falla principal ●
- Fallas Perpendiculares a la falla principal ●
- Discordancia - - -

Figura 21. Mapas en tiempo doble obtenidos a partir de la interpretación en el bloque colgante, los diferentes tipos de fallas encontradas tanto en la Formación Caballos como en el tope del “grupo villeta”. Muestra fallas paralelas y perpendiculares a la falla principal, así como fallas de cabalgamiento asociado a despegues.

Mapas Caballos (TWT)



Fallas Inversas



Fallas Inversas con componente de rumbo



Discordancia



Mapa Villeta (TWT)

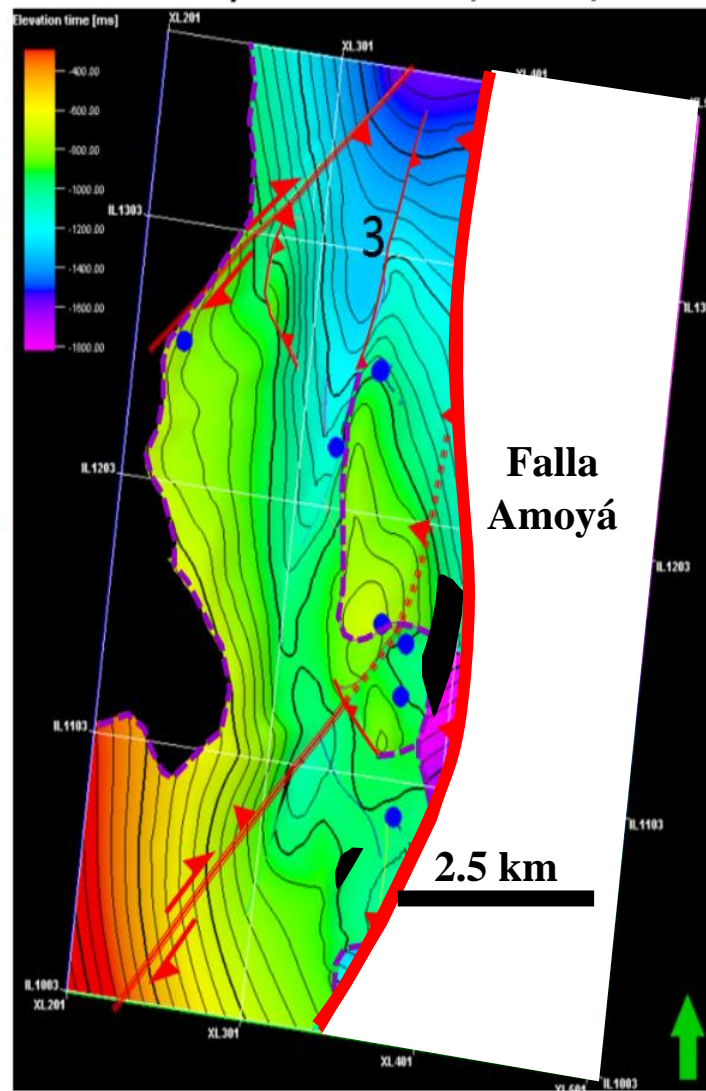


Figura 22. Mapas en tiempo doble obtenidos a partir de la interpretación en el bloque colgante. Muestra diferentes tipos de fallas encontradas tanto en la Formación Caballos como en el “grupo villeta” y cómo las fallas de rumbo afectan la secuencia hasta la discordancia.

La Figura 23 muestra los mapas en tiempo doble obtenidos a partir de la interpretación en el bloque yacente de la Falla Amoyá, tanto para la Formación Caballos como para “monserrate” donde se muestra la interacción de la falla Amoyá con dos fallas inversas que crean tres compartimentos. La falla 5 tiene un rumbo similar a las fallas encontradas en el bloque colgante con componente de rumbo, sin embargo en esta interpretación no se encontraron evidencias suficientes para corroborar componente de rumbo en esta falla. Al igual que en el bloque colgante, la falla 4 tiene dirección casi perpendicular a la falla principal lo que indicaría que esfuerzos similares afectaron los dos bloques. Es importante señalar que la parte este del cubo sísmico podría estar afectado por un “pull up” que se habría generado por el incremento de velocidades al encontrarse en superficie rocas compactas de edad Jurásica (Fm Saldaña) y rocas de edad Aptiano de la Formación Yaví.

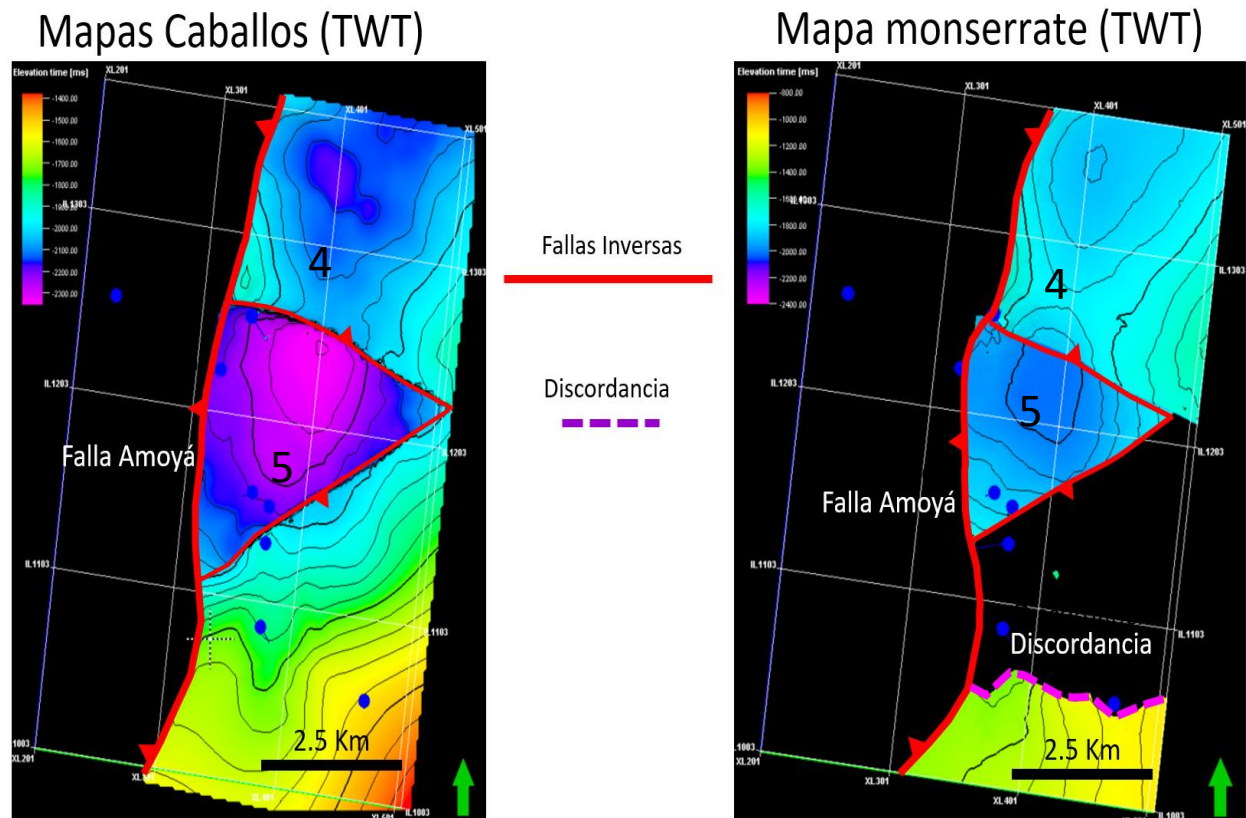


Figura 23. Muestra los mapas en tiempo doble obtenidos a partir de la interpretación en el bloque inferior, tanto en la Formación Caballos como “monserrate”.

3.5 Análisis de la geología de superficie y la comparación con estructuras en el subsuelo

En la [Figura 24](#) se encuentran distribuidas las fallas en superficie y las deformaciones en su configuración actual. En el mapa a la izquierda se observa la disposición del Sinclinal de Ataco con un ligero cambio de dirección al norte, la falla inversa La Pava que expone sedimentos de edad Jurásica a superficie y hasta la mitad del cubo sísmico exhibe un comportamiento rectilíneo sur-norte que indicaría un fallamiento vertical en esta zona; la falla cambia de comportamiento hacia el norte (pudiendo ser fallas de relevo al cambiar el dominio estructural), teniendo una tendencia noreste-suroeste. Al realizar el análisis cinemático en la zona se interpretó que la dirección de compresión principal es oeste-este (indicada por la flecha negra), al dividir el trazo de la Falla La Pava, la línea azul comprende zonas donde la deformación es mayormente compresiva mientras que la línea morada muestra zonas en donde predomina la deformación transpresiva, la cual puede ser descompuesta en dos vectores: flecha roja y flecha morada, las cuales son perpendicular y paralela (respectivamente) al trazo de la falla. Lo anterior indica que esa zona está sometida a compresión y rumbo. La Falla La Pava coloca sedimentos de edad Jurásico en contacto con Neógeno, lo que se denotaría una tectónica de rumbo simultánea o posterior a la deposición de la Formación Saldaña.

Es así, como la deformación vista desde superficie muestra que la zona interpretada se encuentra expuesta a un tren de esfuerzos regionales que involucra zonas con mayor componente compresivo y zonas de relajamiento en donde el componente de rumbo es mayor, es ahí donde se encuentran franjas transpresivas.

El mapa de la derecha ([Figura 24b](#)) muestra un acercamiento de la zona y se ha superpuesto el mapa de la Formación Caballos del bloque colgante para mostrar la dirección de las fallas encontradas y como estas deformaciones se acoplarían a las fallas expuestas en superficie. Tomando en cuenta lo anterior vemos como hay paralelismo entre las Fallas La Pava y Amoyá en la parte central y sur del cubo, así como lo hay entre las fallas con componente de rumbo, la Falla Ataco y la misma Falla La Pava cuando cambia la dirección. También se observa, como la Falla de Vergel de tipo compresivo con componente de rumbo sinistral, tiene una dirección casi perpendicular a las fallas de rumbo interpretadas, esto sería congruente con un elipsoide de deformación con compresión oeste-este. Posiblemente las fallas con componente de rumbo 1 y 2 son limitantes de dominios estructurales, separando el sinclinal de Ataco expuesto en superficie al sur de la zona de estudio de una sedimentación Cenozoica, cubriendo la estructuración relacionada con la Falla de Amoyá al norte en el área interpretada.

Al examinar la Falla Ataco en superficie se evidencia que es inversa y tiene una dirección análoga a la falla 1. Asimismo, se observa que la dirección de la falla 2 dispone una relación simétricamente paralela con la Falla La Pava cuando cambia de dirección N-S a NE-SW, ese punto podría albergar un cambio de dominio mayormente compresivo a transpresivo. En la [Figura 25](#) se observa la interpretación de una línea sísmica 2D al norte de la zona de estudio, en donde convergen la Falla principal Amoyá, Falla Vergel y Ataco. Se interpretó la Discordancia del Eoceno como referente para identificar el movimiento de las fallas, se hace visible que la Falla Amoyá pierde salto estratigráfico hacia el norte al comparar la separación de la discordancia entre los bloques. En este estudio se interpretó la Falla Amoyá siendo cortada y desplazada sinistralmente por la Falla de Vergel. Asimismo, se interpretó la Falla Ataco teniendo un despegue por encima de la discordancia del Eoceno.

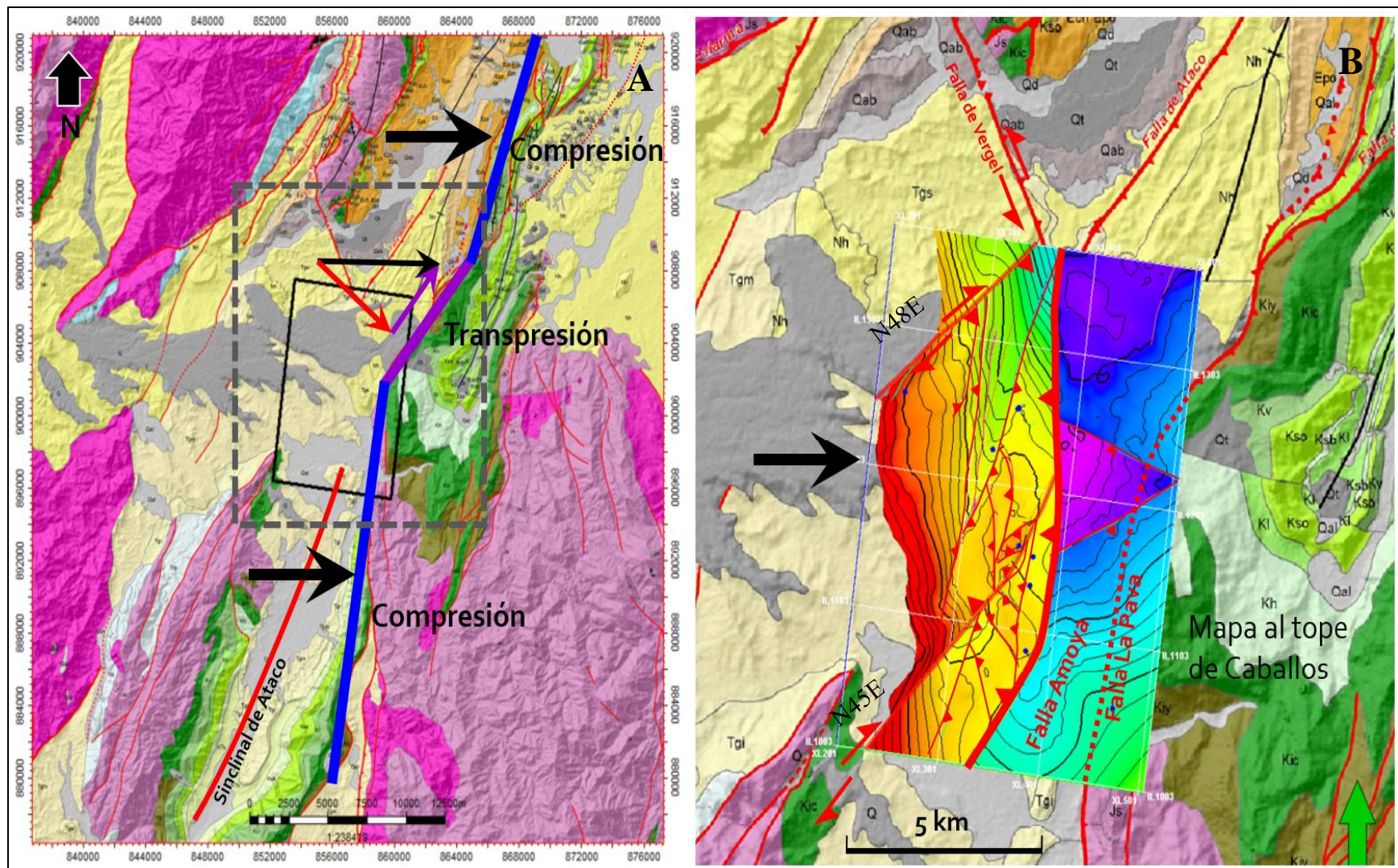


Figura 24. La figura A muestra el mapa geológico con la ubicación del cubo sísmico y la deformación predominante en la zona representada por las flechas negras. Las líneas azules muestran los sectores donde la deformación predominante es compresiva, mientras la línea morada muestra el sector donde predomina la transpresión. Es notable el cambio de dirección de la Falla La Pava, lo que indicaría que esa zona tiene una deformación predominante de rumbo (línea morada) para posteriormente volver a una deformación predominantemente compresiva al norte. La figura B muestra la interpretación realizada en la Formación Caballos. Las fallas de rumbo encontradas en subsuelo tienen una dirección perpendicular a la Falla de Vergel y paralela a la falla La Pava cuando cambia de dirección al noreste.

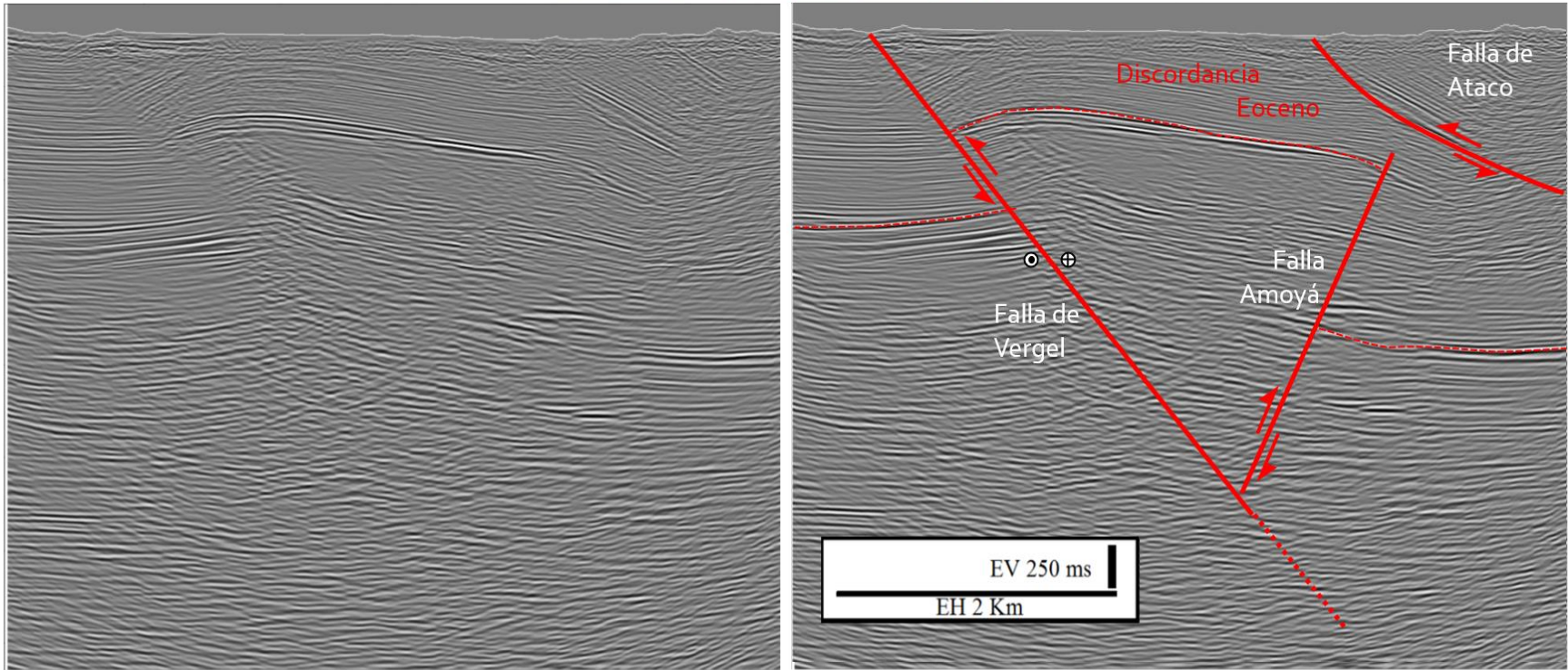
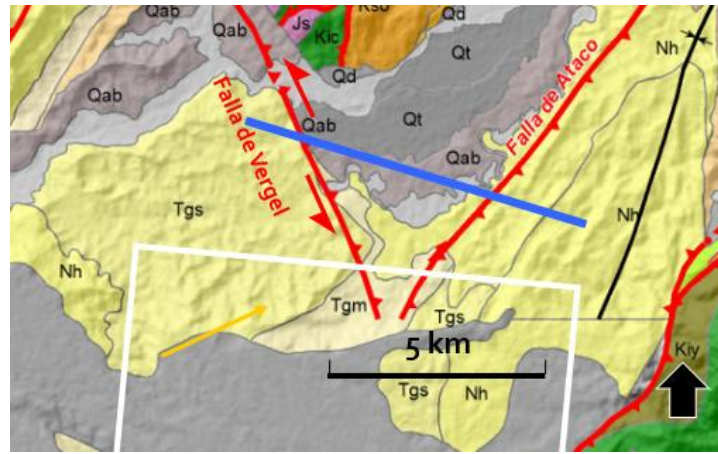


Figura 25. Muestra la interpretación de una línea sísmica 2D al norte de la zona de estudio (línea azul), en donde se interpretó la discordancia del Eoceno, dos fallas que tienen exposición en superficie, la Falla Vergel desplazaría lateralmente a la Falla Amoyá de forma sinistral.

3.6 Análisis de la deformación vs la sedimentación

En la interpretación sísmica se pueden observar rasgos característicos de sedimentación que dan detalle de la contemporaneidad de las fallas y cómo afectan la deposición de los sedimentos. Uno de los rasgos más característicos son estratos de crecimiento observados entre la discordancia del Eoceno/Mioceno y las fallas La Pava y Amoyá. La [Figura 26](#) muestra a la Falla Amoyá cortando las dos discordancias (Eoceno-Mioceno), posteriormente la estructura es enterrada por los sedimentos recientes del Grupo Gualanday (Paleógeno), Fm Barzalosa y Grupo Honda (Neógeno). Su primer pulso de crecimiento genera diferencias de acomodación entre el bloque colgante y el yacente por encima de la discordancia. La Falla La Pava está cortando sedimentos más recientes y marca el último evento. Los estratos sub-horizontales o levemente plegados cubren una estructuración previa, lo que indica que lo que se muestra en el mapa de superficie no es la continuidad del Sinclinal de Ataco ni del Sinclinal del norte (entre la Falla de Ataco y La Pava). Asimismo, se muestran diferencias en el espesor de la unidad villeta al oeste de la Falla La Pava, interpretado como producto del pliegue de arrastre y la unidad incompetente, lo que le permitiría tener un comportamiento dúctil, lo anterior se observa con mayor claridad en la [Figura 15](#).

La familia de fallas “D” moldean la estructura creando una sinforma que de norte a sur va acercándose a la Falla Amoyá, no se interpreta una deformación de mayor magnitud a las unidades infrayacentes a la Formación Hondita. Por el contrario, la familia de fallas “E” corta toda la secuencia, plegan sedimentos superiores a la discordancia del Eoceno y sirven como soporte para fallas de bajo ángulo que inician en la Formación Hondita. Es evidente cómo esta familia de fallas corta estructuras (Sinclinales y anticlinales). La [Figura 30](#) muestra la evolución detallada de la deformación en el área.

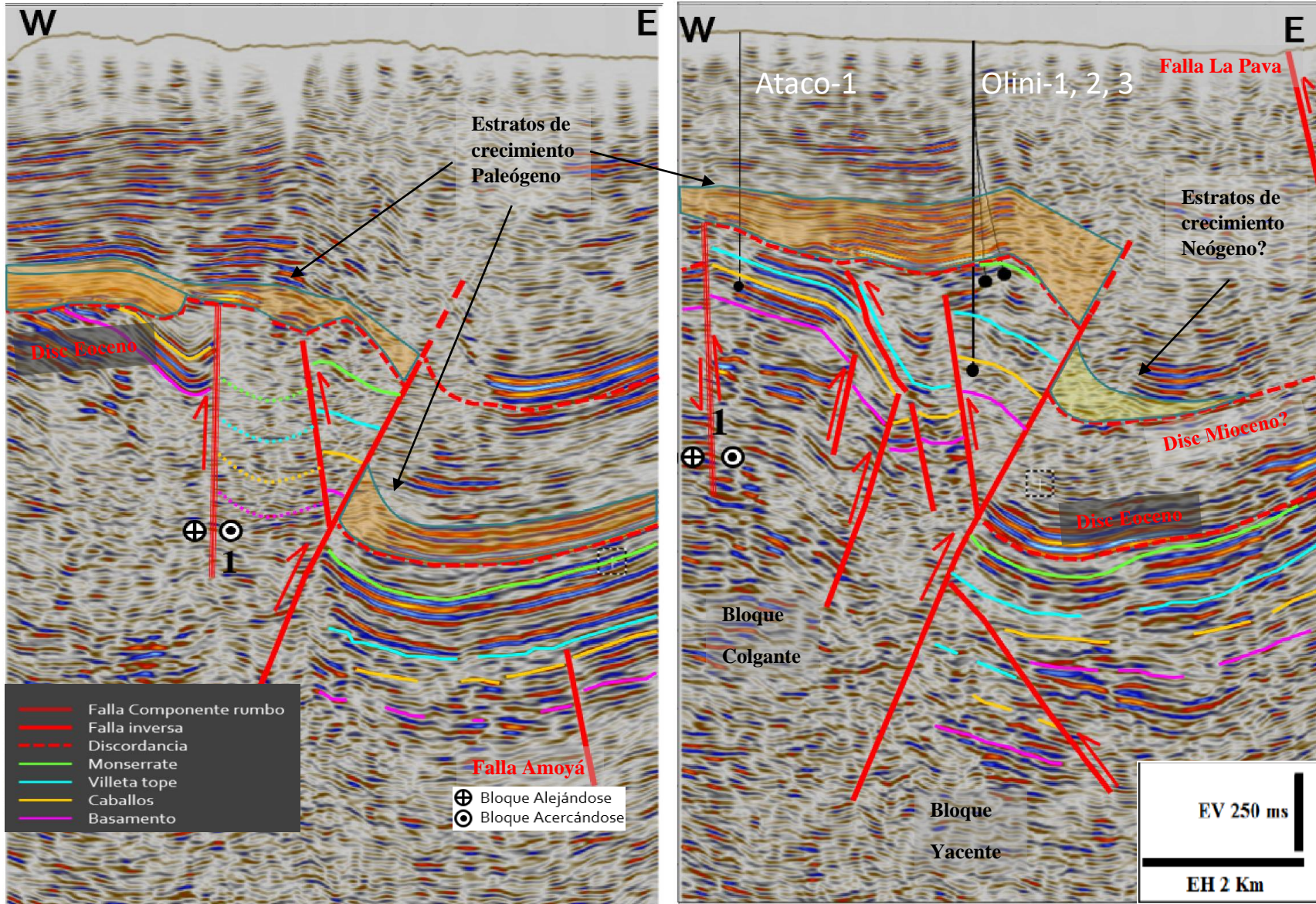


Figura 26. Muestra la deformación y la sedimentación encontrada en el área de estudio. Se observan estratos de crecimiento en ambos bloques analizados.

CAPITULO 4: DISCUSIÓN

El reprocesamiento de la sísmica, registros de pozo y geología de superficie brindaron la información base para iniciar el estudio en la zona, esto sirvió para realizar el análisis geológico integrado, involucrando los campos Olini y Rio Saldaña, permitiendo reconocer diferentes estilos estructurales que facultan una manera diferente de interpretación en la zona de estudio.

A partir de las unidades sísmo-mecánicas definidas previamente en el apartado **35** en donde se encuentran descritas las cuatro unidades interpretadas en este estudio; se describen las formaciones y el comportamiento mecánico que envuelven cada unidad, se discutirán los diferentes elementos estructurales y estratigráficos encontrados en cada secuencia. Finalmente, se analizará el papel de las discordancias, tipos de esfuerzo y deformaciones encontrados en el área, así como las edades de deformación, plegamiento, fallamiento y erosión. Lo anterior enmarcado en la evolución geológica del sector analizado.

Regionalmente varios autores han interpretado la cuenca del VSM y propiamente la Subcuenca de Girardot como una cadena de fallas inversas cabalgantes, con raíz en el basamento creando anticlinales y sinclinales asimétricos (Mojica & Franco, 1990; Ramon & Rosero, 2006; Schamel, 1991).

Adicionalmente, varios autores han indicado que durante el Triásico-Jurásico esta área de Colombia estuvo expuesta a una fase distensiva y como producto de esto se habrían formado fallas normales con altos ángulos de inclinación (Bayona et al., 1994; Butler & Schamel, 1988; Mojica & Franco, 1990; Mojica & Kammer, 1995; Mojica & Macía, 1981; Schamel, 1991).

Complementando lo expuesto en el numeral **2.1.2**, (Montes et al., 2005) muestra cómo a partir de la Falla de Ibagué que es de rumbo de tipo dextral ocurre un acortamiento de una secuencia en la zona de Piedras-Girardot (Al norte de la zona de estudio), mientras (Velandia et al., 2005) indica que en la SCN (Al sur de la zona de estudio) el sistema de Fallas de Algeciras, que es inverso con componente de rumbo de tipo dextral, produce zonas transpresivas y transtensivas. Lo anterior se relaciona con lo expuesto por (Sarmiento, 2001; Ziegler et al., 1998), donde manifiestan que durante la inversión en una cuenca, las fallas que controlan la misma reversan sus movimientos debido a esfuerzos que involucran compresión y transpresión. Por su parte, (Cortés et al., 2005) indican que la dirección de los esfuerzos compresivos ha variado principalmente en dos fases, que son: NE-SW durante el Maastrichtiano-Paleoceno tardío y NW-SE desde el Eoceno temprano- Pleistoceno, generando la reactivación oblicua de sistemas de fallas antiguas y estructuras en echelon.

4.1 Estilos estructurales en la primera unidad

La Formación Saldaña está en contacto discordante angular con las Formaciones Yavy y Caballos. Hay un proceso de deformación previa que controló la acumulación (fallas de extensión) y otras estructuras que deformaron la roca (contraccionales), previo al inicio del registro del Cretácico, que está también asociado al desarrollo de otras fallas. Sin embargo, la interpretación realizada en la unidad sísmo-mecánica 1, muestra como la deformación es muy similar en sedimentos pre-basamento y post-basamento (Fm. Saldaña, Caballos y Tetuán) y no presenta cambios laterales drásticos de espesor en esta zona, esto indica que las fallas extensionales previas al inicio de la sedimentación, Cretácica (Aptiano) estaban inactivas en ese momento y la reactivación fue posterior a la deposición de la unidad 1. Tomando en cuenta lo anterior, se interpreta en las [Figura 14](#), [Figura 15](#), [Figura 16](#) y [Figura 17](#) que las dos fallas principales (Amoyá y La Pava) estaban inactivas y fueron posteriormente reactivadas en un arreglo compresivo de fallas muy verticales (Maastrichtiano-Eoceno para Amoyá y Eoceno al presente para La Pava), acompañada de un entorno con movimientos de rumbo, involucrando compresión y transpresión.

Lo previamente expuesto difiere de lo descrito por los anteriores autores que involucran cabalgamientos y retrocabalgamientos con raíz en el basamento ([Figura 4](#) y [Figura 5](#)), pero se sustenta con los autores que involucran tectónica de rumbo en una inversión estructural ([Figura 7](#)).

En la [Figura 24b](#) se observa el mapa al tope de la Formación Caballos para el bloque colgante. Las flechas negras se asocian a zonas donde domina la deformación compresiva con un sentido E-W, la línea morada agrupa zonas donde domina la deformación con componente de rumbo en dirección N45E mientras la flecha roja indicaría deformaciones perpendiculares al fallamiento de rumbo.

Lo anterior muestra tres familias de fallas que están actuando sobre la primera secuencia; la Falla principal de Amoyá (Compresivo); el fallamiento oblicuo al trazo de la Falla Amoyá con dirección N45E de tipo dextral, que permite en el sector del campo Rio Saldaña varias repeticiones de la Formación Caballos, lo que fue interpretado como una estructura en flor positiva “pop up” en donde las fallas tienen un alto ángulo; y la tercera familia con una orientación semi/perpendicular a la falla de rumbo con dirección N45W. El sistema de fallamiento interpretado no es completamente transpresivo, sino un sistema altamente compresivo con un componente de rumbo menor. Las fallas fueron concebidas durante eventos diferentes como se muestra en la [Figura 30](#). De igual manera la [Figura 19](#) muestra las mismas familias de fallas y cómo afectan la primera secuencia, además de los cambios de espesor en una unidad del “grupo villeta” (Formación Hondita).

Como se observa en el corte de la [Figura 27](#), y es analizado desde la [Figura 15](#), donde se muestran los pozos Rio Saldaña-4 y Guaini-1, la Falla La Pava tiene una inclinación de más de 70° hacia el oeste, esta misma crea pliegues de arrastre (Drag folds) que hacen que la Formación Hondita se acomode de forma casi vertical debido a esfuerzos compresivos y a su carácter incompetente, esto es explicado por ([Mitra, 2003](#)), indicando que las variaciones en la geometría estructural están primeramente relacionadas a la estratigrafía mecánica y a la cantidad de deformación macroscópica.

La Inclinación de esta falla (La Pava) crea un trazo recto en superficie, sin embargo, al noreste del cubo sísmico esta falla tiene un cambio en la dirección, adquiriendo un sentido muy paralelo a las fallas con componente de rumbo interpretadas en este estudio. Lo anterior indica que durante la inversión de esta falla estaba actuando paralelamente un sistema de rumbo que facilitó la inversión. El significado del cambio de dirección de la falla puede evidenciar que en esa área cambia el sistema de esfuerzos pudiendo ser la misma falla o un sistema de fallas independientes asociadas a la Falla La Pava.

4.2 Estilos estructurales en la segunda unidad

Varios autores han comentado como en rocas con comportamiento incompetente se crean fallas de cabalgamiento en superficies de despegue en la cuenca del VSM. (Mojica & Franco, 1990) indican que los intervalos donde se producen generalmente este tipo de pliegues son las unidades de los “grupos villeta” y Guaduas, pero en particular hacia los contactos con las “formaciones monserate” y Caballos. De igual manera, (Schamel, 1991) indica que dentro de un modelo de cabalgamiento profundo de basamento (con raíz en la astenosfera?), resultan sinclinales asimétricos pareados y anticlinales con núcleo en rocas de la Fm. Saldaña. Para formar estos pliegues existe una superficie de despegue ubicada a nivel del “shale de bambucá” y conecta la falla cabalgante profunda hasta sedimentos Cenozoicos. Lo anterior indica que todo el sistema estaría controlado por una única falla. Para (Ramon & Rosero, 2006) las variaciones de espesor en el “grupo villeta” en la SCG se asocian a la distancia al borde oeste de la cuenca, evidenciando estratos más delgados en cercanías del borde y viceversa.

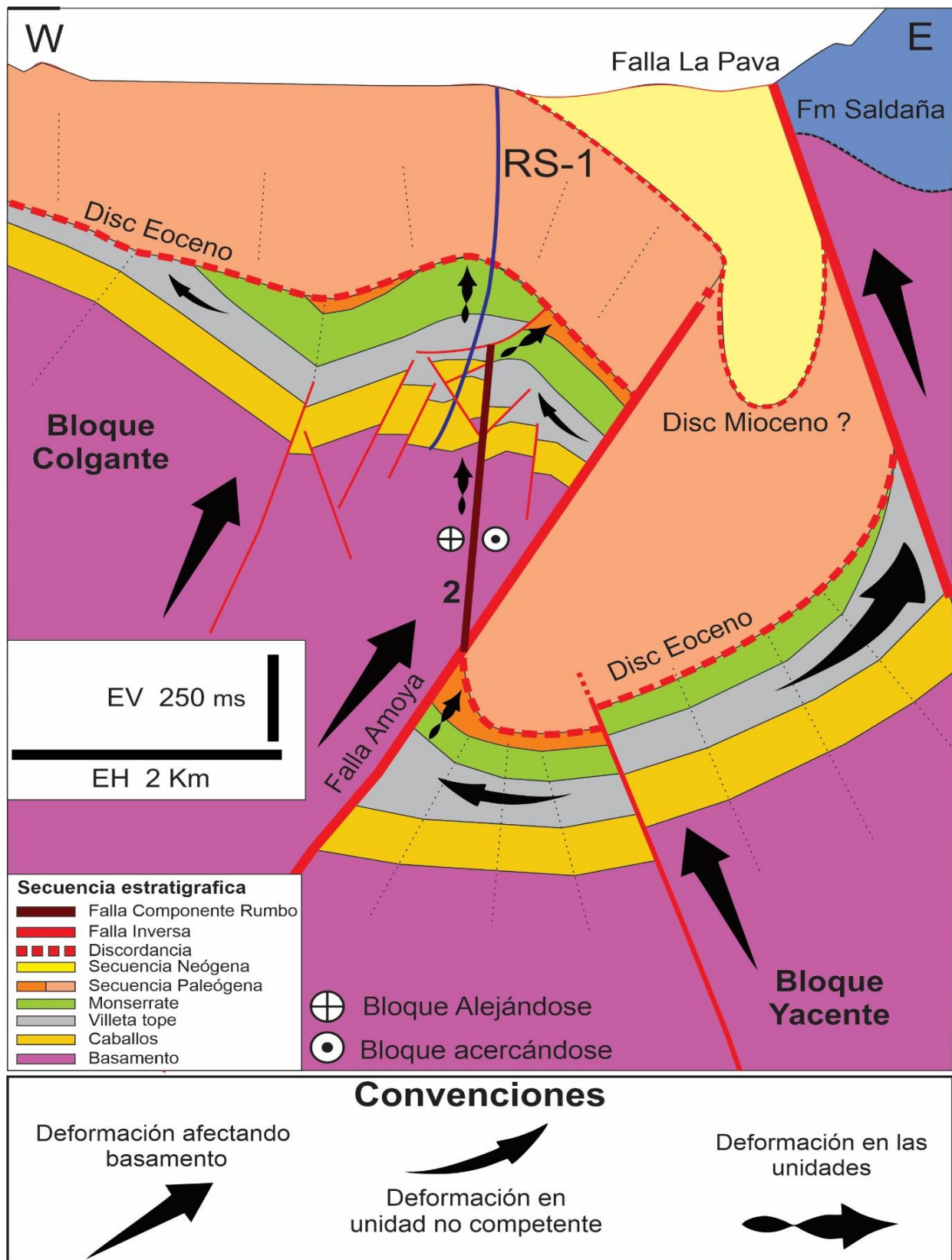


Figura 27. Presenta el corte 1 en buzamiento, construido a partir de la sección sísmica mostrada en la Figura 15

(Mantilla, 2019) argumenta cómo para (Gil, 2008; Jaimes & de Freitas, 2006) la disminución de espesor de la secuencia del “bambucá” tienen origen en una discordancia al tope de esta unidad, generada a partir de una orogenia entre el Albiano tardío y el Cenomaniano que se habría identificado en Perú. Sin embargo, para Mantilla no es claro como esta secuencia que representa la máxima superficie de inundación en la cuenca y los cambios sufridos por la secuencia sedimentaria suprayacente, que indican una somerización lenta y paulatina (muy contraria a lo que ocurre durante un evento orogénico), podría tener una erosión que adelgace los sedimentos.

La segunda unidad propuesta en este trabajo la conforma la Formación Hondita (shale de bambucá) que es una unidad con comportamiento incompetente, tiene cambios en espesor y actúa como una barrera para los estilos estructurales encontrados en las unidades infrayacentes y suprayacentes. La [Figura 27](#) muestra cómo esta formación se deforma al este de la falla con componente de rumbo (2), generando mayor espesor, mientras que en cercanías al pozo RS-1 la secuencia se adelgaza en la zona de “pop up”. Funciona de forma similar en el núcleo del sinclinal del bloque inferior mostrado en la [Figura 28](#), la secuencia se hace más delgada al centro, mientras es más gruesa hacia los costados, muy similar a lo identificado por (Mitra, 2003, fig. 5). En el bloque colgante de la falla de Amoyá se observan fallas inversas y con componente de rumbo, que emergen desde la primera unidad y que sirven como apoyo para las fallas de cabalgamiento generadas en el “shale de bambucá” por las superficies de despegue. En este caso se aplicaría el modelo unificado de deformación cinemático de (Mitra, 2003), que asume una estratigrafía mecánica que consiste en una unidad altamente incompetente a la base, suprayacida por una gruesa secuencia de unidades competentes, que se deforman por deslizamiento plegado flexural acompañado de algunas fracturas y fallas en lo que se interpretó como pliegues asimétricos fallados.

La [Figura 20](#) ilustra el corte a la secuencia por las dos fallas inversas con componente de rumbo 1 y 2 (que cortan la columna hasta la discordancia del Eoceno), una falla de cabalgamiento con despegue intraformacional; dirección noroeste-sureste que tiene raíz en la segunda unidad (Familia de fallas F) y corta la tercera unidad propuesta en este trabajo. De la misma manera se observa como ocurre un engrosamiento de la segunda unidad hacia el noroeste del cubo sísmico, mientras la primera y tercera unidad conservan el espesor.

Por lo anteriormente expuesto se interpreta que las fallas de cabalgamiento no pertenecen a una única falla que inicia en el basamento (o desde la astenosfera, como lo propone Schamel) hasta sedimentos Cenozoicos. Sin embargo, las fallas que afectan la primera unidad si pueden servir como soporte para la configuración de superficies de despegue en la Formación Hondita, como se muestra en la [Figura 28](#), en donde la falla de cabalgamiento se ve apoyada por la familia de fallas D y E. Tampoco se relacionarían con la distancia al borde de la cuenca, aunque si es probable que en el centro de la cuenca el espesor de esta formación sea mayor que en el borde. De la misma forma, aparte de los artículos de ([Gil, 2008](#); [Jaimes & de Freitas, 2006](#)) no se encuentra evidencia de un pulso orogénico en la cuenca en el momento de mayor penetración del mar que haya causado una erosión al tope de la formación.

Finalmente, se debe destacar que el “shale de bambucá” se acomoda a la tectónica heredada de la primera unidad en el momento de reactivación, además por este mismo comportamiento se encarga de absorber gran parte de la deformación como se puede observar en el corte 1 y 2 hacia la zona del campo Río Saldaña, donde se observa la estructura en flor positiva.

4.3 Estilos estructurales en la tercera unidad

La tercera unidad sísmo-mecánica propuesta se compone desde la Formación Lomagorda (la luna) e iría hasta la discordancia del Eoceno. Aunque hay eventos que separan la unidad por diferenciación en la sedimentación y una discordancia en el Maastrichtiano (paraconformidad en la zona de estudio), se toma todo el conjunto por su respuesta mecánica. La unidad es reconocida por reflectores potentes, plano-parallelos entre sí y comportamiento competente.

Siguiendo los patrones de deformación de la cuenca del VSM que afectarían los sedimentos de la tercera secuencia, (Mojica & Franco, 1990) señalan que a partir de los cabalgamientos basales que forman anticlinales en rampa, comúnmente se pueden encontrar abanicos imbricados que conforman fajas de corrimiento o “escamas delgadas” mayormente encontrados en la SCN mientras que en la SCG es más común encontrar fajas de corrimiento más gruesas o “levantamientos corticales de escamas gruesas de tipo larámido”. (Schamel, 1991) (Figura 4), muestra como la secuencia pre-despegue forma anticlinales con núcleo en basamento, pero es la sección posterior al despegue la que forma sinclinales asimétricos pareados, además la estima como mecánicamente rígida. (Ramon & Rosero, 2006) adoptan el modelo de Schamel y lo aplican en el área de la SCG.

La interpretación realizada en esta investigación expone un comportamiento mecánico competente en la tercera secuencia y es en esencia controlada por la geometría de los pliegues formados por la segunda secuencia. El corte perpendicular al rumbo de la Falla Amoyá (Figura 27) muestra como la unidad litoestratigráfica “monserrate” en la zona del pozo RS-1 asume un paralelismo a la secuencia “villeta” y sólo es cortado por una falla de despegue que tendría origen en la Formación Hondita. Así mismo, la figura exhibe el plegamiento ocasionado por las fallas inversas reactivadas generando erosión en parte de la secuencia del Grupo Guaduala, mientras hacia el oeste la erosión se profundizó hasta el “grupo villeta”.

En la Figura 28 (que corresponde al corte paralelo de la Falla Amoyá), se interpreta la organización de la tercera unidad a partir de las fallas de cabalgamiento mostradas en el bloque colgante, mientras en la sinforma mostrada en el bloque yacente, la segunda unidad mecánica tiene engrosamiento hacia los costados y la tercera unidad es paralela a la segunda.

En resumen, la tercera unidad se comporta como una unidad competente que está siendo deformada en respuesta al comportamiento incompetente de la segunda unidad mecánica. No se tiene evidencia que la deformación en esta secuencia se relacione con levantamientos corticales de escamas gruesas de tipo larámido, ni que la superficie de despegue sea una continuación de cabalgamientos de basamento, pero si es concordante con que los despegues pueden deformar la secuencia posterior a los mismos y formar sinclinales asimétricos. De esta forma hay discrepancia entre la interpretación sísmica realizada en este trabajo y la interpretación realizada por (Ramon & Rosero, 2006, fig. 11), la cual se realizó en la misma área del cubo sísmico interpretado en el presente estudio y se muestra en la Figura 29.

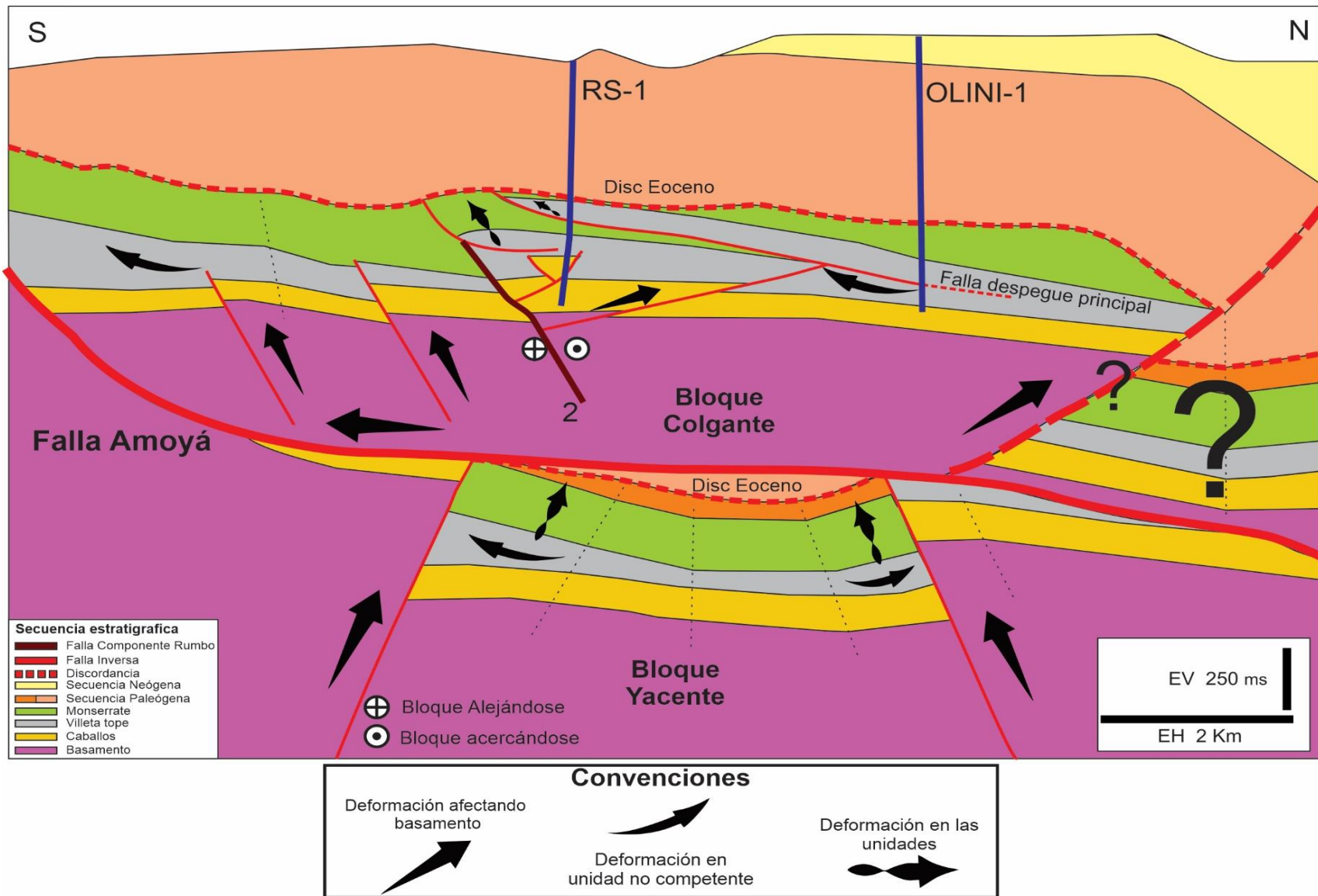


Figura 28. El corte 2 construido a partir de la sección sísmica mostradas de la Figura 18 muestra un corte en rumbo mostrando con claridad fallas de cabalgamiento a partir de superficies de despegue.

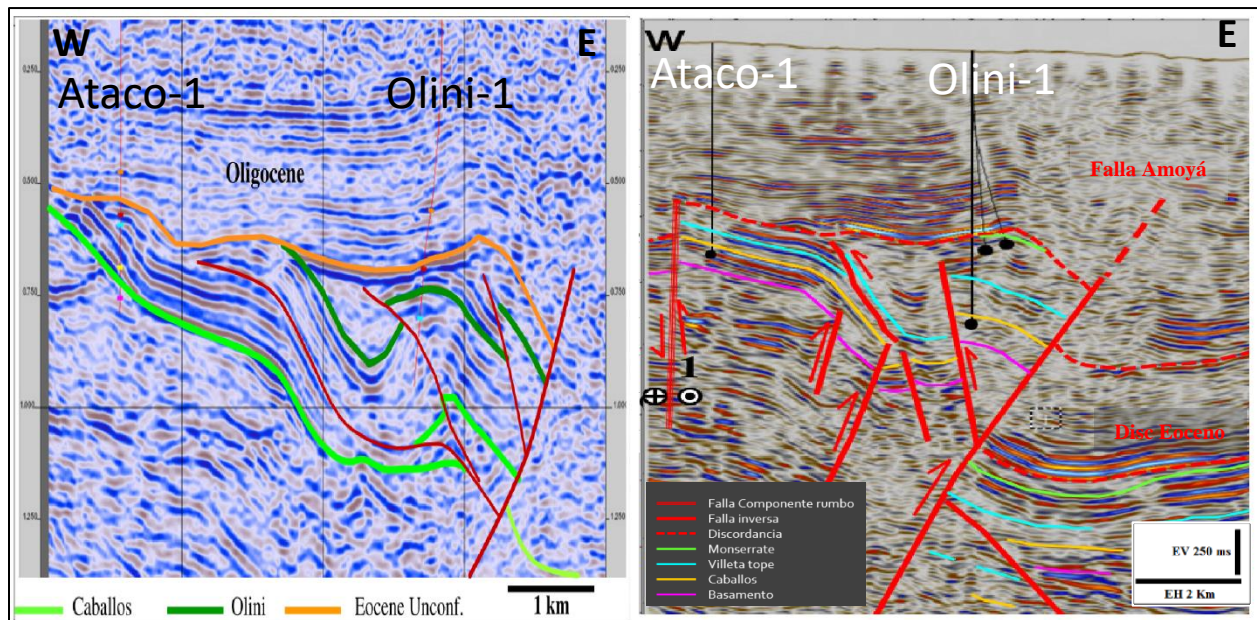


Figura 29. Imagen comparativa de dos interpretaciones sísmicas en la misma área, mostrando los pozos Ataco-1 y Olini-1

4.4 Estilos estructurales en la cuarta unidad

Esta unidad inicia desde la discordancia del Eoceno hasta superficie, en ella se pueden encontrar pliegues creados por fallas en las unidades infrayacentes. En el bloque colgante de la Falla Amoyá se pueden distinguir onlaps contra la discordancia mientras en el bloque yacente se infieren estratos de crecimiento que han sufrido mayor plegamiento debido a su deposición sintectónica con las Fallas Amoyá y La Pava. En algunas zonas se hace visible una segunda discordancia que se interpreta como de edad Mioceno?. Tiene un comportamiento mecánico competente.

4.5 Evolución geológica del área

La SCG ha estado sometida a diversos cambios tectónicos durante su historia geológica. La interpretación sísmica realizada en esta área anudada a estudios geológicos a nivel regional conlleva a revelar el desarrollo de discordancias y diferentes pulsos de deformación asociados al levantamiento de las cordilleras Central y Oriental.

Este estudio muestra fallas con ángulos muy altos (más de 70°) invertidas, lo que implicaría que estas fallas fueron heredadas a partir del periodo de apertura o tectónica distensiva (Jurásico). Sin embargo, es claro que existe un periodo de aproximadamente 40 Ma., donde se podrían encontrar estratos y fallas preexistentes a la acumulación del cretácico que hace la estructuración geológica aún más compleja.

De esta forma el mar entró a la cuenca (Cretácico), llenándola con sedimentos de diferentes ambientes sedimentarios, marcando como punto máximo de esta inundación a la Formación Hondita “shale de bambucá” (Cenomaniano), que tiene un comportamiento incompetente.

Subsecuentemente se empiezan a depositar sedimentos en ambientes continentales denotados en las Formaciones La Tabla y en las formaciones San Francisco y Teruel del Grupo Guaduala. La deposición del Grupo Guaduala se ve interrumpida desde el Paleoceno tardío por la discordancia más representativa en el área de estudio en el Eoceno temprano. En este estudio la discordancia se encontró tanto en el bloque colgante como en el yacente, siendo en algunos puntos muy angular y en otros una disconformidad.

Igualmente se identificaron onlaps en sedimentos provenientes desde el oriente en la fosa creada por la Falla Amoyá y desde el occidente desde la Cordillera Central, en formaciones de edad Mioceno, lo que se interpretó como una discordancia de la misma edad. Esta deposición habría iniciado en el Oligoceno tardío a partir del ascenso de la Falla La Pava y por uno de los pulsos de levantamiento de la Cordillera Central como se muestra en la [Figura 30](#). Finalmente, durante el Mioceno tardío – Plioceno, la deformación Andina afectó la SCG, erodando parte de la sección superior del Grupo Honda.

Varios autores interpretan que la cuenca del VSM está envuelta en un sistema compresivo en donde el componente de rumbo tiene una influencia muy alta. Validando los resultados encontrados en este estudio con direcciones de fallas de rumbo (NE-SW), fallas en dirección perpendicular a las de rumbo y al sentido de la Falla de Vergel que tiene carácter de rumbo sinistral con dirección SE.

Asimismo, otros autores han mostrado en zonas cercanas a la zona de estudio la deformación, el adelgazamiento de la secuencia del “shale de bambucá” y el fallamiento de rumbo que corta otras fallas ([Figura 6](#) y [Figura 7](#)). Evidenciando la existencia de dos estilos estructurales: uno asociado a basamento y otro asociado a fallas de cabalgamiento señalando la creación de trampas petrolíferas desde una perspectiva interpretativa diferente.

La [Figura 30](#), muestra la evolución geológica de la zona. Inicialmente se presumen capas paralelas y horizontales hasta el final de la deposición de la “formación monserate” [Figura 30a](#), hay un pulso de exhumación que crea una dislocación de facies entre los sedimentos del Maastrichtiano y sedimentos de tipo continental, originando una paraconformidad entre la “formación monserate” y el Grupo Guaduala, mientras todo el bloque se bascula hacia el este, lo que genera depósitos de mayor espesor al oriente por tener mayor espacio de acomodación (Maastrichtiano – Paleoceno tardío) ([Bayona et al., 2013](#)) [Figura 30b](#). Entre el Paleoceno tardío y Eoceno temprano, la Falla de Amoyá y fallas de acompañamiento pliegan los depósitos del Grupo Guaduala mientras ocurría erosión [Figura 30c](#). Posteriormente, continúa el ascenso de la Falla Amoyá, la erosión se prolonga hasta los depósitos basales del Grupo Guaduala y al mismo tiempo se crea la falla con componente de rumbo (2), la cual genera una estructura “pop up” y sirve de pivote o soporte para fallas de cabalgamiento, generadas a partir de superficies de despegue. No se tiene evidencia que esta falla de rumbo corte la Falla de Amoyá, por lo que se presume que se crea a partir de la misma y que en ese momento hay un componente de rumbo importante afectando la falla inversa de Amoyá (Eoceno temprano - Eoceno medio). Los primeros depósitos del Grupo Gualanday se sedimentan en las depresiones [Figura 30d](#).

Subsecuentemente, más sedimentos del Grupo Gualanday son depositados encima de la discordancia, mientras el área es dividida por la Falla de Amoyá, que crea una fosa en donde se pueden apreciar estratos de crecimiento, así mismo se observa el acomodamiento de la Formación Hondita a los esfuerzos compresivos y de rumbo, generando cargas en los núcleos de los sinclinales, produciendo pliegues de despegue disarmónicos; es importante resaltar que ni las fallas con componente de rumbo ni las de cabalgamiento analizadas sobrepasan la discordancia del Eoceno. Finalmente, para este momento (Oligoceno tardío) la Falla La Pava habrían iniciado su ascenso [Figura 30e](#).

Del Mioceno temprano al presente la Falla la Pava ha continuado su escalamiento aportando sedimento a la fosa creada inicialmente por la Falla Amoyá, generando igualmente estratos de crecimiento y pliegues de arrastre en las formaciones al oeste de la falla, exponiendo un amoldamiento mayor de la Formación Hondita al arrastre [Figura 30f](#). Finalmente se obtiene la [Figura 27](#) que es la interpretación de la estructura en su deformación actual.

Aunque en el área de estudio se tienen dos fallas con componente de rumbo, y una de ellas forma una estructura en flor positiva, según el análisis cinemático realizado ([Figura 24](#)), la compresión predomina en un 70-80%, por tal motivo no se puede llamar zona completamente transpresiva o zona de transición. Sin embargo, en el área al norte donde la Falla La Pava cambia su dirección, si se podría tener una zona donde la transpresión predomine.

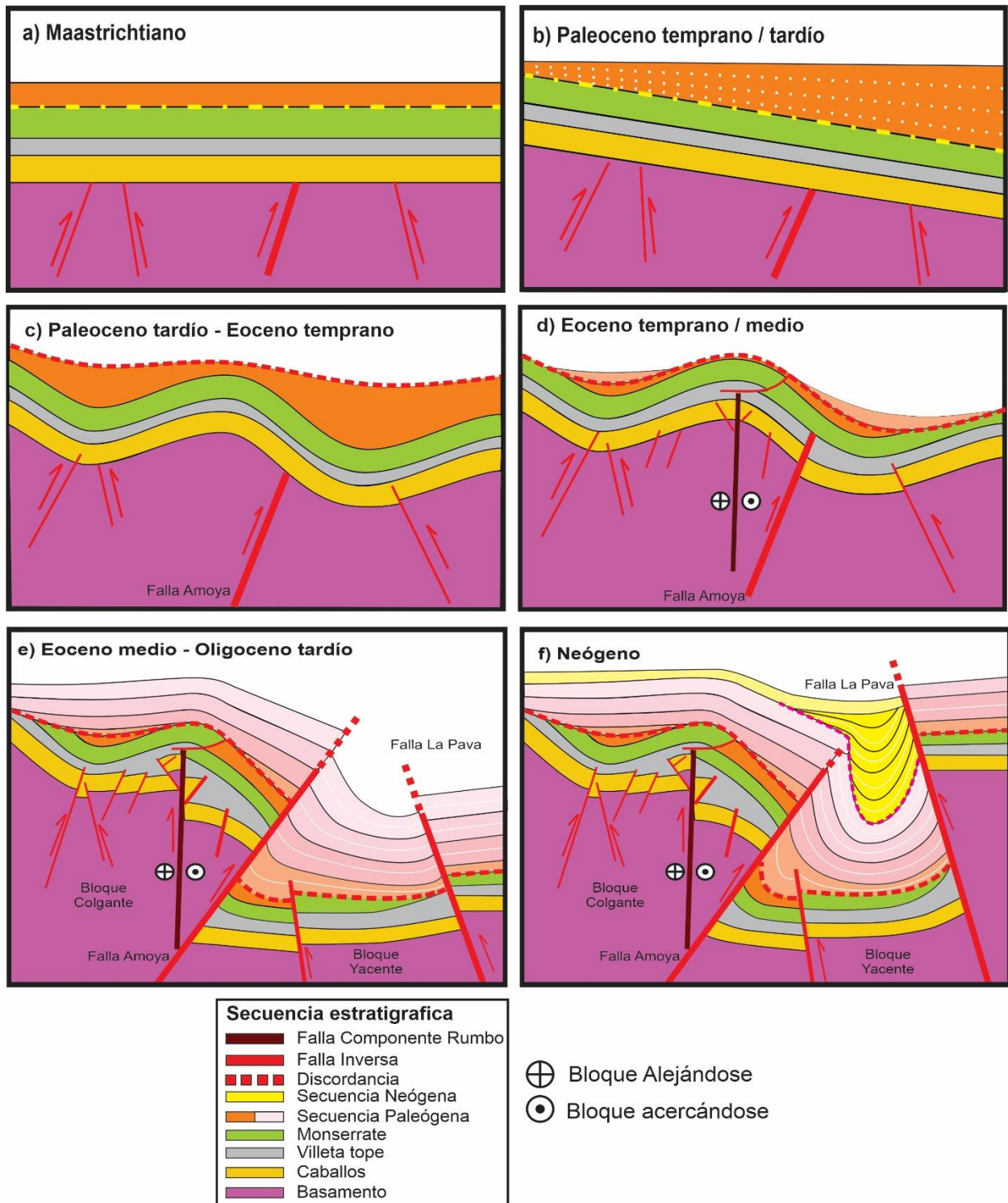


Figura 30. Evolución geológica del área de estudio reconstruida a partir de información sísmica 3D y registros. **(a)** Muestra sedimentos sin deformación y la paraconformidad (puntos amarillos) entre monserate y la secuencia Neógena **(b)** Evidencia acumulación de sedimentos mientras ocurre basculamiento **(c)** Plegamiento e inicio de erosión en el Eoceno temprano **(d)** Señala la continuación del ascenso de la Falla de Amoyá y la erosión de depósitos del Paleoceno, además muestra la falla de rumbo que crea un “pop up” **(e)** El Grupo Gualanday es depositado encima de la discordancia, la Falla de Amoyá crea una fosa donde se depositan sedimentos de edad Eoceno-Oligoceno **(f)** Ascenso de la Falla La Pava generando pliegues de arrastre y aportando sedimento a la fosa al occidente de la falla.

CONCLUSIONES

La evolución geológica de la zona se ha interpretado como una combinación de esfuerzos compresivos y de cizallamiento, que tendrían origen a partir de fallas normales preexistentes generadas en el rift Jurásico, ocasionando que el sistema de fallas fuera invertido tectónicamente (Maastrichtiano al presente), asimismo, durante la misma inversión intervinieron fallas con componente de rumbo con esfuerzos de tipo ortogonal a las fallas principales (Amoyá – La Pava) que facilitaron la inversión de fallas muy verticales (Eoceno Temprano). A partir de lo anterior se identificaron dos estilos estructurales: Fallas inversas asociadas a Basamento y fallas de cabalgamiento asociadas a la Fm Hondita; que fueron interpretados y subdivididos en seis familias de fallas.

Se definieron cuatro unidades deposicionales tomando en cuenta el comportamiento mecánico de las rocas y su deformación. La primera unidad abarca desde el basamento hasta el tope de la Formación Tetuán, sísmicamente es reconocida por tener reflectores potentes y plano-paralelos al pre-basamento, se define como una unidad competente y aparentemente no estuvo afectada por fallamiento durante su deposición. La segunda unidad comprende la Formación Hondita, es reconocida por reflectores tenues o “sordos”, se define como una unidad incompetente lo que implica que se acopla a la deformación de la formación infrayacente y regula de geometría de las unidades suprayacentes. La tercera unidad inicia en la Formación Lomagorda y va hasta la discordancia del Eoceno, se precisa como una unidad competente, está afectada por el acomodamiento y fallamiento de la unidad infrayacente. Los sedimentos depositados después de la discordancia del Eoceno y hasta superficie tienen un comportamiento mecánico muy similar a la tercera secuencia, en ella se pueden encontrar pliegues creados por fallas en las unidades infrayacentes, encontrándose estratos de crecimiento.

El modelo de deformación y orientación de esfuerzos evidencia un sistema altamente compresivo con un componente de rumbo, las fallas asociadas al basamento se dividieron en fallas inversas que afectan la primera y segunda unidad (la cual absorbe la deformación por su mecánica incompetente); y fallas que afectan la secuencia hasta la discordancia del Eoceno (tienen componente de rumbo), estas fallas de tipo dextral dieron lugar a un levantamiento de estructuras en flor positiva reconocidos en la Formación Caballos creando tres repeticiones de esta formación en el Pozo Rio Saldaña-1. En ocasiones este tipo de fallas es usado como apoyo o pivote para generar despegues en la segunda unidad deposicional (Fm Hondita), debido a su deformación incompetente.

La evolución geológica de la zona presume capas paralelas y horizontales hasta el final de la deposición de la “formación monserate”, dislocación de facies hacia el Maastrichtiano, basculamiento de la secuencia Paleógena, plegamiento y comienzo de erosión, mientras la Falla Amoyá inicia su ascenso con influencia de componentes de rumbo (Eoceno temprano). Entretanto, continúa la sedimentación de los depósitos del Grupo Gualanday, que han sido afectados por el ascenso de La Falla La Pava (Oligoceno tardío), acumulando sedimentos del Neógeno al presente, generando estratos de crecimientos y exponiendo rocas de edad Jurásica en el flanco este de la zona de estudio. Lo anterior genera un acomodamiento de la Formación Hondita a los esfuerzos compresivo y de rumbo, generando cargas en los núcleos de los sinclinales y produciendo pliegues de despegue disarmónicos. Las fases de levantamiento están asociados básicamente a dos pulsos, la orogenia Calima (levantamiento de la Cordillera Central) en el Maastrichtiano-Paleógeno y orogenia Andina (levantamiento de la Cordillera Oriental) en el Neógeno.

El análisis estructural culminó en la interpretación de seis familias de fallas que muestran cómo funciona la deformación en el área interpretada, es así como se obtiene la Falla La Pava, Falla Amoyá, Fallas inversas en bloque yacente, fallas inversas en bloque colgante, fallas reactivadas con componente de rumbo y finalmente fallas inversas de bajo ángulo.

Se interpretó la inversión estructural de la Falla La Pava con un ángulo mayor a 70° , generando un pliegue de arrastre “drag fold” que creó un engrosamiento de la secuencia compuesta por la Formación Hondita en cercanías a la falla debido a su carácter incompetente.

La deformación vista desde superficie, muestra que la zona interpretada se encuentra expuesta a un tren de esfuerzo regional que involucra zonas con mayor componente compresivo y zonas de relajamiento en donde el componente de rumbo es mayor, es ahí donde se encuentran franjas transpresivas. La zona al norte del área de estudio muestra un comportamiento en donde la Falla sinistral de Vergel desplazaría lateralmente a la falla de Amoyá.

La interpretación sísmica de este cubo abre la puerta a la exploración de yacimientos no convencionales en cercanías a la Falla La Pava en el “grupo villeta”.

REFERENCIAS

- Anderson, Horton, B., Saylor, J., Mora, A., Teson, E., Breecker, D., & Ketcham, R. (2016).** Andean topographic growth and basement uplift in southern Colombia: Implications for the evolution of the Magdalena, Orinoco, and Amazon river systems. *Geosphere*, 12(4), 1235–1256.
<https://doi.org/10.1130/GES01294.1>
- Anderson, T. (1970).** Geology of the lower Tertiary Gualanday Group, Upper Magdalena Valley, Colombia. *PhD Thesis, Princeton University, Princeton*, 86 p.
- Anderson, T. (1972).** Paleogene nonmarine gualanday group, Neiva Basin, Colombia, and regional development of the Colombian Andes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83(8), 2423–2438. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[2423:PNGGNB\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[2423:PNGGNB]2.0.CO;2)
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Caballero, V., Mahecha, H., Lamus, F., Montenegro, O., Jimenez, G., Mesa, A., & Valencia, V. (2013).** Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin; response to Caribbean-South American convergence in early Palaeogene time. *Geological Society Special Publication*, 377(1), 285–314. <https://doi.org/10.1144/SP377.5>
- Bayona, G., Garcia, D., & Mora, G. (1994).** La Formación Saldaña: Producto de la actividad de estratovolcanes continentales en un dominio de retroarco. In F. Etayo Serna (Ed.), *Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena. Capítulo I, Uni. Nacional de Colombia- Ecopetrol, Bogotá* (p. 21).
- Bayona, G., Rapalini, A. E., Constanzo-Alvarez, V., Montes, C., Veloza, G., Ayala-Calvo, R. C., Gomez-Casallas, M., & Silva, C. (2005).** Mesozoic terrane translations and crustal block rotations in the Eastern Cordillera and Magdalena Valley, Colombia, inferred from paleomagnetism. In: *6th International Symposium of Andean Geodynamics*, 4p., Submitted., 98–102.
http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers09-03/010040181.pdf
- Beltrán, N., & Gallo, J. (1968).** *The Geology of the Neiva Sub-basin, Upper Magdalena Basin, Southern Portion. IX Annual Field Conference, Colombian Society of Petroleum Geologist and Geophysicists.* 256–275.
- Bengtson, C. a. (1981).** Statistical curvature analysis techniques for structural interpretation of dipmeter data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65, 312–332.
<https://doi.org/10.1306/2F9197C9-16CE-11D7-8645000102C1865D>

- Buitrago, J. (1994).** Petroleum systems of the Neiva area, Upper Magdalena Valley, Colombia. In D. W. G. Magoon L.B. (Ed.), *The Petroleum system-from source to trap: AAPG Memoir 60* (pp. 483–497).
- Butler, K. R. (1983).** Andean-type foreland deformation: Structural Development of the Neiva basin, Upper Magdalena Valley, Colombia. *PhD Thesis, University of South Carolina, Columbia S.C.*, 272 p.
- Butler, K. R., & Schamel, S. (1988).** Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1), 109–120.
[https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90019-3](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90019-3)
- Cediel, F., Mojica, J., & Macia, C. (1980).** Definición estratigráfica del Triásico de Colombia, Suramérica. Formaciones Luisa, Payandé y Saldaña. *Newsl. Stratigr.* 9 (2), 73–104.
https://www.schweizerbart.de/papers/nos/detail/9/69613/Definicion_estratigrafica_del_Triasico_en_Colombia_Suramerica_Formaciones_Luisa_Payande_y_Saldana
- Corrigan, H. T. (1967).** The geology of the Upper Magdalena Basin (northern portion), in Geological Field Trips, Colombia, 1958-1978. *ACGGP*, 221–251.
- Cortés, M., Angelier, J., & Colletta, B. (2005).** Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, 24(1), 1–27. <https://doi.org/10.1029/2003TC001551>
- Díaz, L. (1994).** *Distribución de las Facies Siliciclásticas correspondientes a la Formación Arenisca Tierna y equivalentes en el Valle Superior del Magdalena. Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena, Capítulo IV (Fernando Etayo-Serna., págs. 1-15). Bogotá: Un.*
- Embry, A. (2002).** Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy. *22nd Annual Gulf Coast Section SEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference*, 151–172.
- Etayo-Serna, F. (1994a).** Epílogo: A Modo de Historia Geológica del cretácico en el Valle Superior del Magdalena. In F. Etayo-Serna (Ed.), *Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena. Capítulo XX, Uni. Nacional de Colombia- Ecopetrol, Bogotá* (p. 6).
- Etayo-Serna, F. (1994b).** *The Aptian-Santonian Ammonite Succession in Upper Magdalena Valley, Colombia. Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena, Capítulo XIX (págs. 1-3). Bogotá: Universidad Nacional de Colombia, Facultad de ciencias.*
- Etayo-Serna, F., Renzoni, G., & Barrero, D. (1976).** Contornos Sucesivos del Mar Cretáceo en Colombia. *Primer Congreso Colombiano de Geología, Mem., Bogotá*, 217–252.

- Fabre, A. (1985).** Dinámica de la sedimentación Cretácica en la región de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia). In: *Etayo-Serna, F., Laverde-Montaño, F. (Eds.), Proyecto Cretácico, Contribuciones. Chapter XIX, Ingeominas Publ. Esp. 16, Bogotá, 20p.*
- Fabre, A. (1995).** *Hydrocarbon exploration in the southernmost Upper Magdalena Basin (Huila Department, Colombia).* In: *VI ° Congreso Colombiano del Petroleo, Memorias 1, pp. 85–98.*
- Gil, W. (2008).** Cartografía geológica de sector de la Cañada. In *Departamento del huila, Colombia: Reporte interno para Hocol.*
- Guerrero, J. (1993).** Magnetostratigraphy of the upper part of the Honda Group and Neiva Formation. Miocene uplift of the Colombian Andes. *PhD. Thesis, Duke University, 108 p.*
- Guerrero, J., Sarmiento, G., & Navarrete, R. E. (2000).** The Stratigraphy of the W Side of the Cretaceous Colombian Basin in the Upper Magdalena Valley. Reevaluation of Selected Areas and Type Localities Including Aipe, Guaduas, Ortega, and Piedras. *Geología Colombiana, 25, 45–110.* <https://doi.org/10.15446/gc>
- Jaimes, E., & de Freitas, M. (2006).** An Albian-Cenomanian unconformity in the northern Andes: Evidence and tectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences, 21(4), 466–492.* <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.011>
- Jaramillo, C., & Yepes, O. (1994).** *Palinoestratigrafía del Grupo Olini (Coniaciano - Campaniano), Valle Superior del Magdalena, Colombia. Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena, Capítulo XVII (Fernando Etayo-Serna., págs. 1-8).*
- Kairuz, E., Ferreira, P., Solano, O., Córdoba, F., Suárez, M., Cerón, J., & Rubio, R. (2001).** Evaluación regional de la cuenca del Valle Superior del Magdalena, implicaciones en los sistemas petrolíferos. *Ecopetrol-ICP, Informe Interno, 532 p.*
- Kroonenberg, S., & Diederix, H. (1982).** Geology of south central Huila, Uppermost Magdalena Valley, Colombia (first part). *A.C.G.G.P., Bogotá, Field Trip Guide XXI, 39 p.*
- Laubach, S. E., Olson, J. E., & Cross, M. R. (2009).** Mechanical and fracture stratigraphy. *AAPG Bulletin, 93(11), 1413–1426.* <https://doi.org/10.1306/07270909094>
- Mantilla, M. (2019).** Análisis cinemático 3D en el área del Alto de La Hocha, sector sur del Valle Superior del Magdalena (Huila, Colombia). *Tesis M.Sc, Universidad Nacional de Colombia, Depto. de Geociencia, Bogotá, Colombia, 106 p.*

- Mantilla, M., Vidal, G., & De Freitas, M. (2009).** Campos Ortega y Pacandé , Valle Superior del Magdalena , Colombia : Influencia de Zonas Fracturadas en la Productividad de Pozos. *Presentación En El X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera En Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia, Julio 2009, 1*, 10.
- Mitra, S. (2003).** A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 25(10), 1659–1673. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00198-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00198-0)
- Mojica, J., & Bayer, K. j. (1987).** Características esenciales del Valle Superior del Magdalena, una cuenca cretácica interandina de Colombia. *Aporte Proyecto IGCP-UNESCO 242, Cuencas Petrolíferas Cretácicas de América Latina, Tucumán*.
- Mojica, J., & Franco, R. (1990).** Estructura y Evolucion Tectonica del Valle Medio y Superior del Magdalena, Colombia. *Geología Colombiana*, 17, 41–64.
<https://revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/view/30633/30756>
- Mojica, J., & Kammer, A. (1995).** Eventos Jurásicos en Colombia. *Geología Colombiana*, 19, 165–172.
<https://revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/viewFile/31352/31360>
- Mojica, J., & Macía, C. (1981).** Características estratigráficas y edad de la Formación Yaví, mesozoico de la región entre Prado y Dolores, Tolima, Colombia. *Geología Colombiana*, 12, 7–31.
<http://www.bdigital.unal.edu.co/31264/>
- Montes, C., Hatcher, R. D., & Restrepo-Pace, P. A. (2005).** Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks : Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras – Girardot area , Colombia. *Tectonophysics*, 399, 221–250. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.024>
- Mora, J. A. (2003).** Modelo Estratigráfico para el Cretácico Basal (Aptiano-Albiano) en el norte de la Sub-cuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena, Colombia. *VIII Simposio Bolivariano - Exploracion Petrolera En Las Cuencas Subandinas*.
http://archives.datapages.com/data/colombia_acggp/simp8/tomo2/Paper85.pdf
- Pérez, G., & Salazar, A. (1978).** Estratigrafía y facies del Grupo Guadalupe. *Geología Colombiana*, 10, 7–86. <http://www.revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/view/30407/30566>
- Porta, J. D. (1965).** Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario en el extremo sur del Valle Medio del Magdalena. *UIS, Boletín de Geología*, 19, 5–50.
<http://revistas.uis.edu.co/index.php/revistaboletindegologia/article/view/5794/5923>
- Porta, J. D. (1969).** Les vertébrés fossiles de Colombie et les problèmes posés par l'isolement du

continent Sud-Américain. *Palaeovertebrata*, 2, 77–94.

- Radic, J. P. (2004).** *Late Cretaceous To Cenozoic Evolution of the Girardot Basin, Upper Magdalena Valley, Colombian Andes* (Issue May). M.Sc Thesis, Cornell University, New York S.C., 98 p.
- Ramon, J. C., & Rosero, A. (2006).** Multiphase structural evolution of the western margin of the Girardot subbasin, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 493–509. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.012>
- Roncancio, J., & Martinez, M. (2011).** Geology and Hydrocarbon Potential Upper Magdalena Basin (eds.) Cediél, F, Colmenares, F. *Petroleum Geology of Colombia Vol. 14. ANH, Pág. 183.*
- Salazar, A. (1992).** *Depositional and paleotectonic settings of the Cretaceous, Upper Magdalena Valley, Colombia, South America.* PhD Thesis, University of South Carolina, Columbia, SC, USA, 200 p.
- Sarmiento-Rojas, L. F., Van Wess, J. D., & Cloetingh, S. (2006).** Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 383–411. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.003>
- Sarmiento, L. F. (2001).** *Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes, Inferences from tectonic models.* PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 295 p.
- Sarmiento, L. F., & Rangel, A. (2004).** Petroleum systems of the Upper Magdalena Valley, Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, 21(3), 373–391. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.11.019>
- Schamel, S. (1991).** Middle and Upper Magdalena Basins, Colombia. In K.T. Biddle (Ed.), *Active margin. AAPG Memoir 52* (pp. 283–301).
- Van Der Wiel, A. M. (1991).** *Uplift and volcanism of the SE Colombian Andes in relation to Neogene sedimentation in the Upper Magdalena Valley, Thesis University of Wageningen, Amsterdam, 208 p.*
- Van Houten, F. B., & Travis, R. B. (1968).** Cenozoic deposits, Upper Magdalena Valley, Colombia. *AAPG, Bulletin*, 52(4), 675–702. <https://doi.org/10.1306/5D25C455-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Velandia, F., Acosta, J., Terraza, R., & Villegas, H. (2005).** The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*, 399, 313–329. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.028>
- Veloza, G. E., de Freitas, M., & Mantilla, M. (2006).** Campanian-Maastrichtian paleogeography and

reservoir distribution in the Upper Magdalena Valley of Colombia. *IX Simposio Bolivariano de Cuencas Subandinas*, 1–14.

Veloza, G. E., Mora, A., De Freitas, M., & Mantilla, M. (2008). Dislocación de facies en el tope de la secuencia cretácica de la Subcuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena y sus implicaciones en el modelo estratigráfico secuencial colombiano. *Boletín de Geología de La UIS*, 30, 29–44.

Vergara, L., & Prossl, K. (1994). Dating the Yavi Formation (Aptian, Upper Magdalena Valley, Colombia), Palynological results. In P. E. ECOPETROL (Ed.), *Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena* (pp. XVIII--1-- XVIII--14). ECOPETROL, Universidad Nacional de Colombia.

Villagómez, D., & Spikings, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous-Tertiary evolution of the Northern Andes. *Lithos*, 160–161(1), 228–249. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.008>

Villamil, T. (1993). Relative sea level, chronology, and a new sequence stratigraphy model for distal offshore facies, Albian to Santonian, Colombia. In Pindell, J.A., Drake, C.D. (Eds.), *Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Caribbean Region/ Northern South America: Implications for Eustasy from Exposed Sections of a Cretaceous-Eocene Passive Margin Setting*. *Geol. Soc. Amer. Me* (p. paper C-8).

Villamil, T. (1994). High-resolution stratigraphy, chronology and relative sea level of the Albian-Santonian (Cretaceous) of Colombia. *Ph.D. Dissertation, University of Colorado, Boulder*, 1–462.

Villamil, T. (1998). Chronology, Relative Sea-level History and a new Sequence Stratigraphic Model for Basinal Cretaceous Facies of Colombia. *SEPM Spec. Publ.*, 58(58), 161–216.

Villamil, T. (1999). Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1–4), 239–275. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00075-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00075-9)

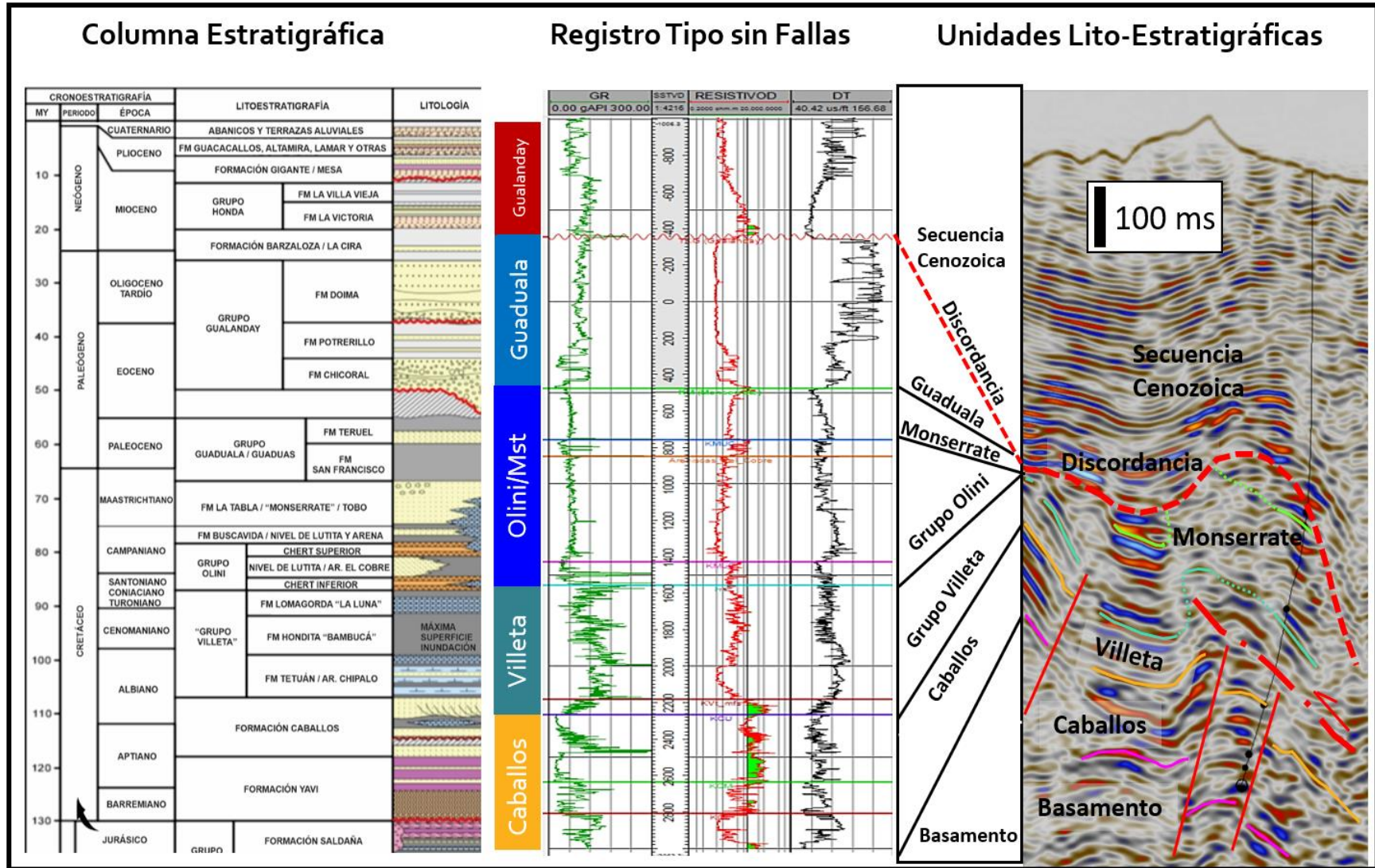
Wellman, S. (1970). Stratigraphy, petrology, and sedimentology of the nonmarine Honda Formation (Miocene), Upper Magdalena Valley, Colombia. *Geological Society Of America Bulletin*, 81, 2353–2374. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[2353:SAPOTN\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[2353:SAPOTN]2.0.CO;2)

Ziegler, P. A., Van Wees, J. D., & Cloetingh, S. (1998). Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation. *Tectonophysics*, 300(1–4), 103–129. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00236-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00236-4)

La única manera de descubrir los límites de lo posible es aventurarse un poco más allá
de dichos límites, en lo imposible

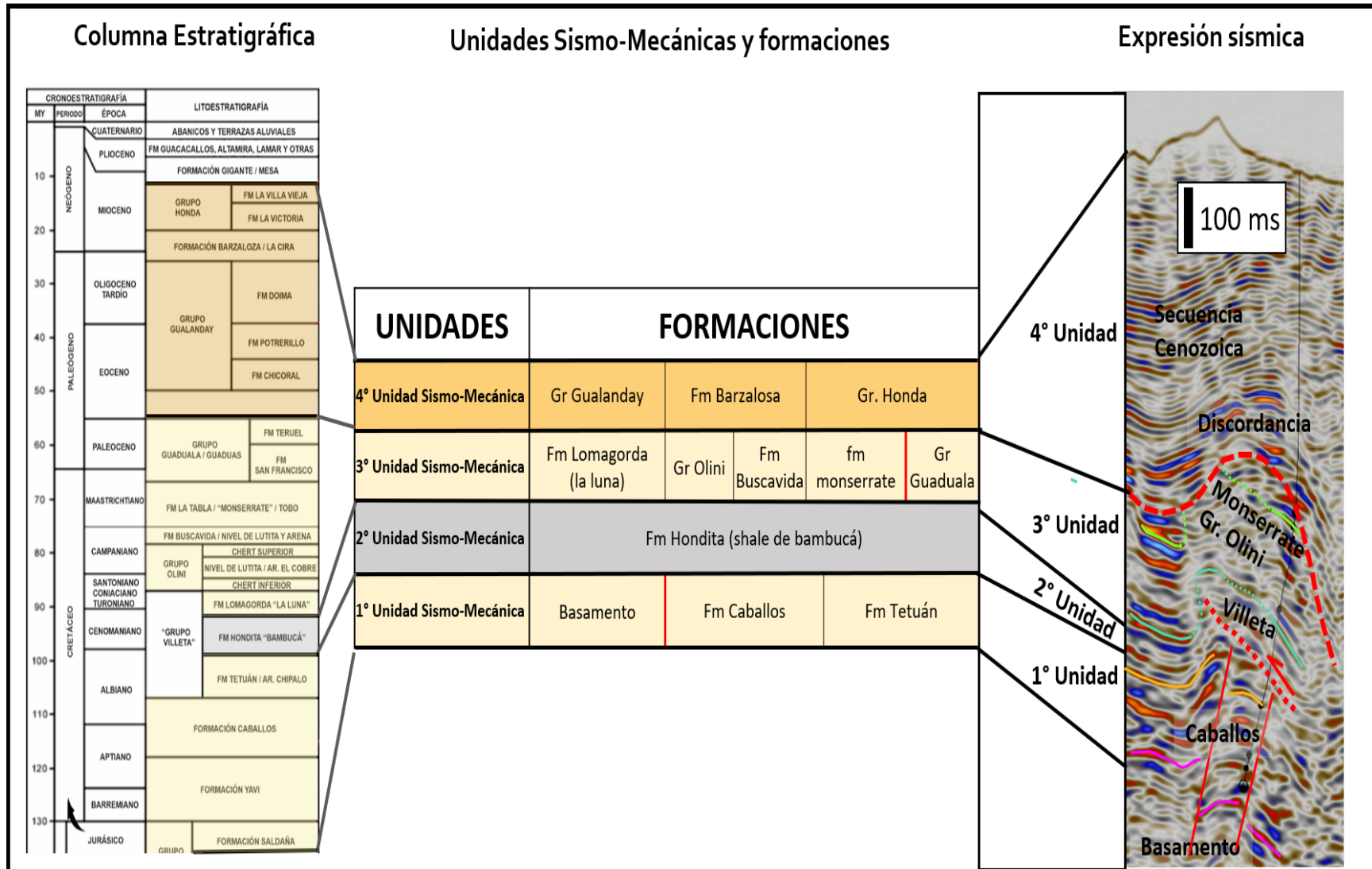
Arthur C. Clarke

ANEXO 1



Anexo 1. Mostrando columna estratigráfica, registro tipo sin fallas y unidades litoestratigráfica

ANEXO 2



Anexo 2. Mostrando columna estratigráfica, unidades sísmo-mecánicas, formaciones y su expresión en la sísmica reprocesada.