



LÍNEA SÍSMICA TRASANDINA
ANH – TR – 2006 – 4A
VMM – CORDILLERA ORIENTAL

Presentado por



2006

CONTENIDO

Contenido	1
RESULTADOS	8
INTRODUCCIÓN	13
OBJETIVO	13
METODOLOGÍA.....	13
ANTECEDENTES	13
LOCALIZACIÓN	14
INFORMACIÓN UTILIZADA.....	18
GEOLOGÍA DE SUPERFICIE	18
GRAVIMETRÍA.....	19
MAGNETOMETRÍA.....	20
GEOQUÍMICA.....	22
SÍSMICA	24
Línea Sísmica Trasandina ANH TR- 2006 4A VMM- Cordillera oriental.	24
MARCO GEOLÓGICO.....	25
MARCO REGIONAL.....	28
EVOLUCIÓN DE LA CUENCA.....	31
ESTRATIGRAFÍA.....	32
PARTE DE LA SERRANÍA DE SAN LUCAS	32
Precámbrico Cordillera Central (Pecc).....	32
Grupo Cajamarca (Pz1ca1 Pz1cau)	32
Intrusivos Jurásico Cordillera Central (Jicc)	32
Intrusivos Cretácico Cordillera Central (Kicc)	32
Formación Morrocoyal	32

Grupo Honda (Tmh).....	33
Formación Mesa (Tqm).	33
VMM.....	35
Grupo Real (E3N1r) —Mioceno médio a superior	37
Grupo Mesa (N2Q1m) Plioceno-Pleistoceno.....	37
PIEDEMONTE W DE LA CORDILLERA ORIENTAL	39
Formación La Luna (Ksl) Cenomaniano-Campaniano Temprano (?)	40
Formación Umir (Ksu) Campaniano - Maastrichtiano inferior	40
Formación Lisama (KsE1l) Maastrichtiano superior-Paleoceno	40
Formación La Paz (Eslp)- Eoceno Tardío.....	40
Formación Esmeraldas (Ese) – Eoceno	40
Formación Mugrosa (E3m)- Oligoceno Medio	41
Formación Colorado (E3N1c)- Oligoceno Superior- Mioceno Inferior	41
CORDILLERA ORIENTAL.....	43
Granito de Pescadero – Triásico-Jurásico.....	43
Tonalita – Triásico (?)	43
Formación Jordán (Jj) Jurásico Inferior.....	43
Formación Girón (Jg) Jurásico.....	44
Formación Los Santos (Kils)- Berriasiano.....	44
Formación Tambor (Kita) Valanginiano-Hauteriviano(?).....	44
Formación Rosa Blanca (Kir)- Hauteriviano-Barremiano.....	45
Formación Paja (Kip)- Barremiano-Aptiano.....	45
Formación Tablazo (Kmt) Aptiano Superior- Albiano Inferior	45
Formación Simití (Kms)- Albiano medio-Cenomaniano Inferior.....	45
PARTE W DEL MACIZO DE SANTANDER.....	47
Formación Silgará Paleozoico – Predevónico	47

Neis de Bucaramanga – Pre-Cámbrico	47
CORRELACIONES LITO Y CRONO ESTRATIGRÁFICAS	49
ATRIBUROS SÍSMICOS	52
INFORMACIÓN DE VELOCIDADES	57
SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS	60
CRETACICO–PALEOCENO	60
Secuencia Jurásico Superior – Barremiano Inferior	60
Secuencia Barremiano – Aptiano Inferior	60
Secuencia Aptiano – Albiano	60
Secuencia Cenomaniano – Coniaciano Superior	60
Secuencia Santoniano – Campaniano Inferior	61
Secuencia Campaniano Superior – Maastrichtiano Inferior	61
Secuencia Maastrichtiano Inferior – Paleoceno	61
TERCIARIO - RECIENTE	61
Eoceno Medio – Eoceno Superior	61
Oligoceno Superior? – Mioceno Inferior	61
Mioceno Medio – Mioceno Superior	62
Plioceno – Reciente	62
EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	63
TECTONO ESTRATIGRAFÍA	64
MESOZOICO	64
ESTRUCTURAL	67
ESTILO ESTRUCTURAL TRANSPRESIVO	68
ESTILO ESTRUCTURAL COMPRESIVO	68
DOMINIOS ESTRUCTURALES	69
DOMINIO PIEDEMONTE CORDILLERA CENTRAL	69

DOMINIO ESTRUCTURAL ESTRUCTURAS TIPO DELTA VMM	69
DOMINIO ESTRUCTURAL DEL CINTURÓN DE CABALGAMIENTOS CON VERGENCIA W.....	69
DOMINIO ESTRUCTURAL DE FALLAS DE RUMBO VERGENCIA W (FALLA DE BUCARAMANGA)	70
LINEA SÍSMICA INTERPRETADA	70
SECCIÓN EN PROFUNDIDAD	79
PERSPECTIVAS DE HIDROCARBUROS.....	79
BIBLIOGRAFÍA	83

Listado de Figuras

Fig. 1. Línea Sísmica Trasandina registro hasta 20 segundos..... 8

Fig. 2. Línea regional con modelo de fallas con el fin de establecer la coherencia con las reflexiones profundas de baja continuidad..... 9

Fig. 3. Línea sísmica interpretada 10

Fig. 4. Modelo interpretado a partir de la línea transandina ANH-TR-2006-4A 11

Fig. 5. Duplex en el Pie de monte de la Cordillera Oriental 12

Fig. 6. Yacimientos fracturados de sedimentos cretácicos y Rocas Igneas localizadas en el área mas occidental de la línea 12

Fig. 7. Mapa de localización del trazo de la Línea Regional ANH-TR-2006-4A en el tramo de la SERRANIA DE SAN LUCAS,VMM Y CORDILLERA ORIENTAL..... 15

Fig. 8. Mapa Geológico del área de estudio (INGEOMINAS, 2007)..... 16

Fig. 9. Mapa Geológico tomado de Ariana 2007..... 17

Fig. 10. A) Mapa Geológico del corredor controlado a lo largo de la línea regional; B) Corte estructural a nivel de observación. 18

Fig. 11. Perfil gravimétrico y representación en planta de la línea entre el VMM y la Cordillera Oriental. 19

Fig. 12. Anomalía de Bouguer e integración con la cartografía estructural regional..... 19

Fig. 13. Modelo del tope del basamento en el area de la línea ANH-TR-2006-4A..... 20

Fig. 14. Perfil Magnetométrico a lo largo de la línea sísmica..... 20

Fig. 15. Perfil magnetométrico integrado con el mapa estructural regional. 21

Fig. 16. Mapa de anomalía magnetométrica reducida al polo, se marcan las discontinuidades de basamento las cuales se tratan de extender sobre el mapa estructural regional..... 22

Fig. 17. Perfil de anomalías gasométricas obsérvese la correspondencia con el fallamiento asociado. 23

Fig. 18. Mapa de resumaderos y campos productores y su relación espacial con respecto a las fallas mayores..... 23

Fig. 19. Línea sísmica registrada a 20 segundos..... 24

Fig. 20. Armazón tectónico del norte de Sur America 26

Fig. 21. Interacción y evolución en la tectónica de las placa Caribe, Suramericana y Norteamericana (Pindell 1992)	27
Fig. 22. Localización de los hipocentros de los sismos en la parte N de Colombia al norte de la Falla de Garrapatas.....	28
Fig. 23. Evolución general de la cuenca	30
Fig. 24. Sísmica en el sector de la Serranía San Lucas	34
Fig. 25. Columna Estratigráfica Generalizada Valle Medio del Magdalena	35
Fig. 26. Secuencia de subsuelo VMM.....	36
Fig. 27. Sísmica cuenca VMM.....	38
Fig. 28. Columna Estratigráfica Generalizada del Piedemonte de la Cordillera Oriental.....	39
Fig. 29. Sísmica sector Piedemonte W de la Cordillera Oriental.....	42
Fig. 30. Columna Estratigráfica Generalizada Valle Medio del Magdalena	44
Fig. 31. Sísmica Flanco W de la Cordillera Oriental.....	46
Fig. 32. Sísmica de la parte W del Macizo de Santander	48
Fig. 33. Correlación Litoestratigráfica N-S del VMM.....	50
Fig. 34. Correlación Cronoestratigráfica EW de la región estudiada	51
Fig. 35. Historia de evolución sedimentaria del VMM	52
Fig. 36. Frecuencia Instantánea de las secuencias sísmicas del Valle Medio del Magdalena y la Cordillera Oriental. Se observa una respuesta sísmica de más baja frecuencia asociada a las rocas cretácicas que contrastan con los valores intermedios y de alta frecuencia de las rocas jóvenes. .	53
Fig. 37. Energía de reflexión de las secuencias sísmicas del Valle Medio del Magdalena y Cordillera Oriental. Obsérvese la mayor energía de las reflexiones en las discordancias.....	54
Fig. 38. Expresión sísmica del basamento en profundidad. 1. En la serranía de San Lucas no se observan reflexiones que indiquen sedimentos bajo el bloque de intrusivos. 2. Se observan reflexiones de poca continuidad en el pre-Cretácico. 3. Detalle de aplilamiento estructural dentro del precretacico en la parte central del VMM. 4. En el basamento de la cordillera Oriental presenta reflexiones muy discontinuas debido a la alta deformación estructural de estas.	55
Fig. 39. Estructuración de bloque yacente en La Cordillera Oriental y VMM.	56
Fig. 40. Gráfica de tiempo contra profundidad usada para el pozo BOSQUES-1	57

Fig. 41. Calibracion entre el pozo BOSQUES-1 y la Seccion Sismica Trasandina ANH-TR-2006-4A en el sector del Valle Medio del Magdalena.	58
Fig. 42. Calibracion entre el pozo LLANITO-1 y la seccion sismica CS-1977-36 perpendicular a la linea sismica Regional ANH-TR-2006-4A en el sector del Valle Medio del Magdalena.	59
Fig. 43. Columna estratigráfica Generalizada del VMM con secuencias Estratigráficas.....	63
Fig. 44. Evolución estratigráfica general del área de la línea.....	67
Fig. 45. Información adquirida gravimetría perfil (a) planta de gravimetría (b) geología de superficie(c) y línea sísmica regional (d).....	71
Fig. 46. Modelo de formación de los bloques en la parte central del VMM que generaron las estructuras en flor por transpresión.	72
Fig. 47. Vista Hacia el Norte de la configuración de la cuenca del Mioceno superior.	73
Fig. 48. Línea trasandina resaltando las reflexiones de baja continuidad con el fin de establecer un modelo profundo.	74
Fig. 49. Línea trasandina con modelo de fallas con el fin de establecer la coherencia con las reflexiones profundas e baja continuidad.	75
Fig. 50. Línea Sísmica ANH-TR-2006-4A interpretada.....	76
Fig. 51. Modelo interpretado a partir de la línea regional ANH-TR-2006-4A	77
Fig. 52. Mapa Geológico regional con integración de información.	78
Fig. 53. Línea Sísmica en profundidad.....	79
Fig. 54. Oportunidad de prospección en la Estructura Dúplex	80
Fig. 55. Oportunidad de prospección de la formación Lisama, relacionada con la discordancia del Eoceno Inferior. Obsérvese la secuencia de color Zanahoria (Fm. Lisama).....	81
Fig. 56. Anticlinales desarrollados en los dos bloques de las fallas en flor. Trampas estratigráficas en sedimentos del Terciario.....	82
Fig. 57. Yacimientos fracturados de sedimentos Cretácicos y Rocas Ígneas localizadas en el area mas occidental de la línea	83

LINEA SÍSMICA TRASANDINA ANH-TR-2006-4A VMM – CORDILLERA ORIENTAL

RESULTADOS

En la línea Sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A se registró a 20 segundos se aprecian dos zonas: una superficial hasta 11 segundos donde se observan claramente reflectores continuos ver Fig. 1. Y la otra de 11 a 20 segundos en la cual señal ruido es muy baja, en donde la interpretación corresponde al modelo conceptual propuesto para esta área.

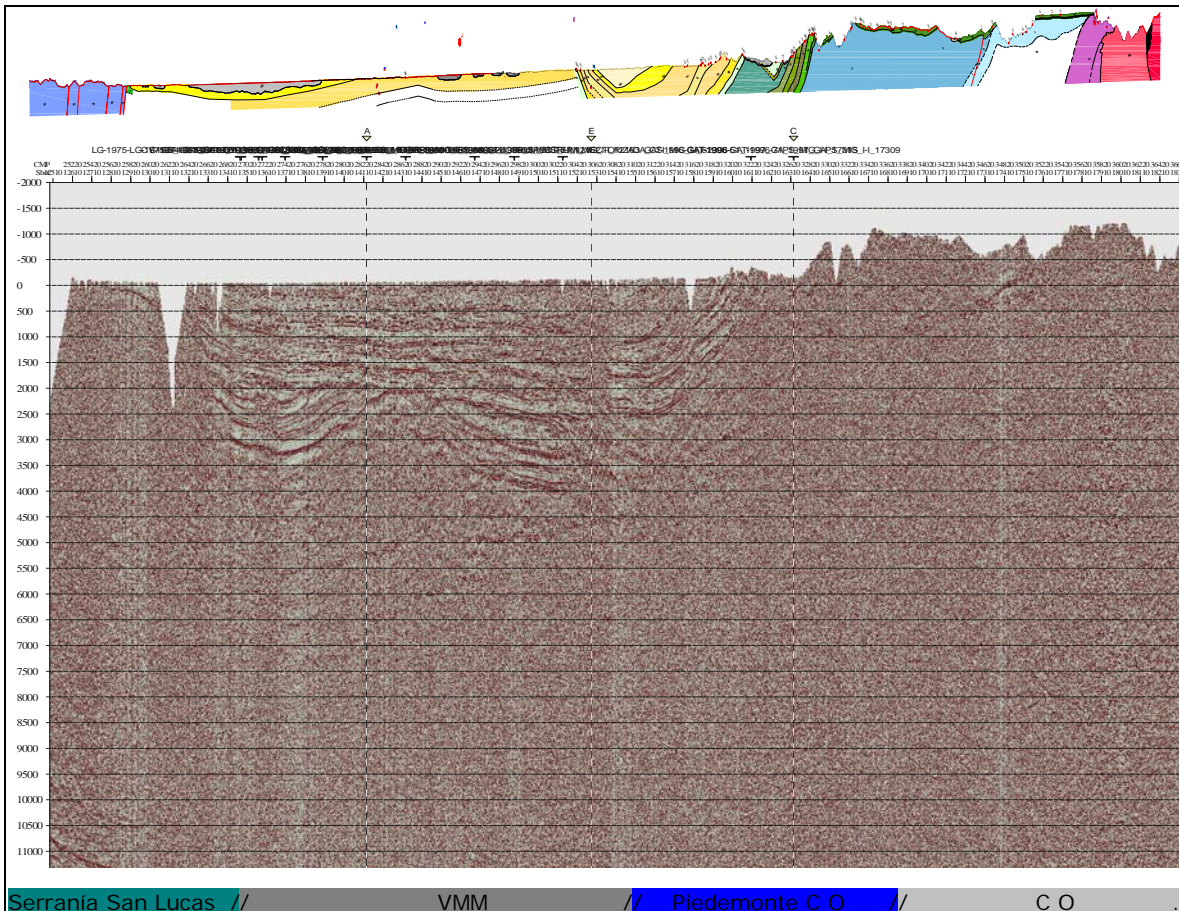


Fig. 1. Línea Sísmica regional registro hasta 20 segundos

Con el fin de establecer un modelo en profundidad se resaltaron los reflectores que en profundidad se podrían diferenciar del ruido y establecer la coherencia con las discontinuidades establecidas Fig. 2.

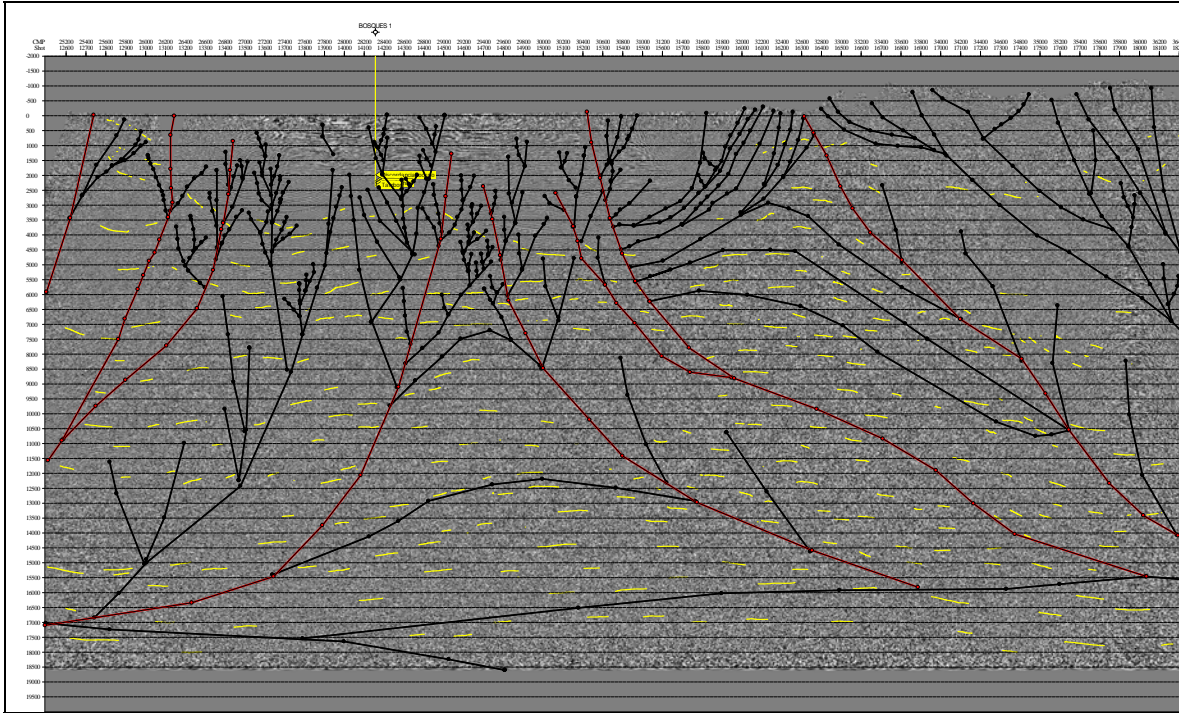


Fig. 2. Línea sísmica trasandina con modelo de fallas con el fin de establecer la coherencia con las reflexiones profundas de baja continuidad.

En la línea ANH-TR-2006-4A Fig. 3 de W a E se separaron cuatro provincias estructurales en las cuales predominan dos estilos estructurales diferentes, uno transpresivo y otro compresivo, la diferenciación de ellas se basa en el estilo que predomina y en la secuencia deformada por diferenciación de comportamiento reológico así:

Cordillera Central sector E de La Serranía de San Lucas dominado por el estilo estructural de rumbo el cual se enmarca por fallas de alto ángulo con vergencia al E con desplazamiento dextral y un rumbo promedio N30° – 60° E, en esta provincia se involucran unidades pre cretácicas que abarcan desde el precámbrico hasta el jurásico son rocas cristalinas metamórficas e intrusivas caracterizadas por un comportamiento mecánico rígido a escala regional se ven desarrolladas una serie de fracturas y fallas de escala decamétricas a kilométricas las cuales serian la única posibilidad de generar reservorios por fracturamiento; esta provincia esta invertida sobre la cuenca del VMM a lo largo de la falla de Mulatos.

VMM, caracterizado por un estilo estructural de rumbo generado en un ámbito de esfuerzos transpresivos estos generaron una serie de bloques levantados en horst de tipo compresivo generados en el Eoceno inferior levantando la secuencia Cretácica y erodando de E a W intervalos estratigráficos cada vez. mas bajos, asociados a estos bloques se generan pliegues anticlinales estrechos que se desarrollan en el eje de las estructuras en flor asociadas y estas crecen a lo largo de sus planos axiales; este tipo de estructuración se desarrolla concomitantemente con los depósitos del Eoceno superior y Oligoceno, posteriormente el levantamiento en el Mioceno inferior de la Cordillera Central y el Macizo de Santander hace que estos se comporten como “Back ridge stop” para la cuenca del VMM; por lo que se da una sedimentación rápida y

una alta tasa de subsidencia dando como resultado una secuencia desde el Mioceno hasta el presente muy potente y que fosiliza en gran parte la tectónica preexistente.

En el Piedemonte de la Cordillera Oriental, localizado en el Bloque colgante de la falla de la Tigra y en el bloque yacente de la falla de la India se genera en superficie un plegamiento desde el Eoceno inferior en el cual se registra una erosión de la secuencia del Paleoceno al E hasta el Masstrictiano al W, por la discordancia angular del Eoceno inferior, sobre esta discordancia se depositan sintectónicamente las formaciones La Paz y Esmeraldas en un ámbito de “piggy back” con un modelo de discordancias de crecimiento lo que se registra claramente en los flancos del Sinclinal asimétrico de Mundo Nuevo en el cual el flanco W en mas parado y con menor espesor de la secuencia terciaria, esta estructura cabecea hacia el NE lo que permite inferir que la transpresión generó un esfuerzo inicial en el sur. El despegue basal de esta estructura es el “roof thrust” generado por un dúplex con empuje desde el E y una vergencia al W desarrollado por debajo del flanco E de el sinclinal de Mundo Nuevo, esta estructuración permitió que la falla de la india exhumara la secuencia del cretácico inferior y precretácico.

La Provincia de la Cordillera Oriental localizada en el Bloque colgante de la falla de la India presenta un estilo estructural de cabalgamientos de escama gruesa en la cual involucra unidades del Cretácico inferior y Precretácico, lo que genera un pliegue anticlinal de escala kilométrica denominado anticlinal de los Cobardes el cual presenta deformaciones internas, en las escamas generadas se involucran las formaciones Rosablanca, Los Santos, Girón Jordán las cuales presentan un comportamiento dúctil por ser unidades sedimentarias dando como resultado pliegues de escala hectometrica. En la parte más E ya se exhuman unidades del Paleozoico y precámbrico las cuales por ser unidades reologicamente frágiles no generan plegamientos sino bloques en los cuales el trazo de las fallas es continuo y no se presentan relevos en echelon como ocurre en la cordillera Central y VMM.

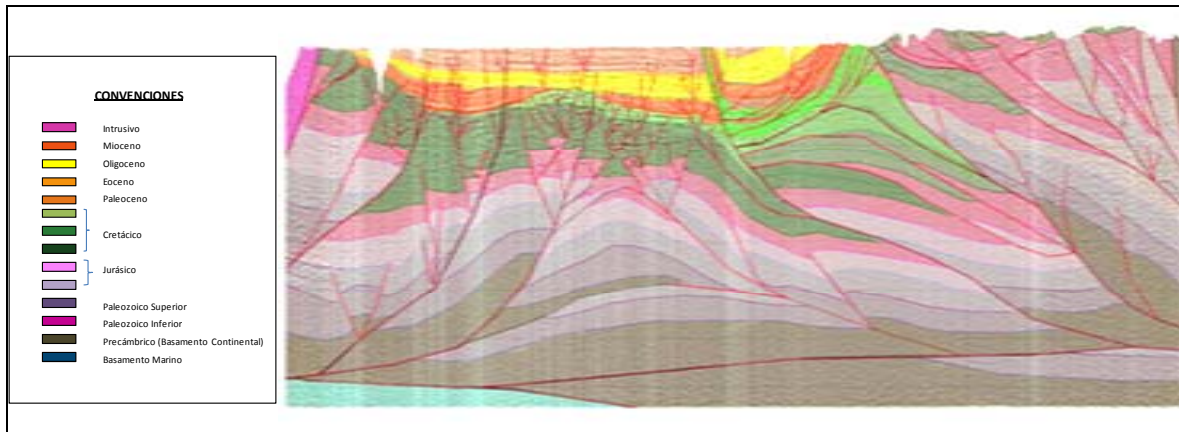


Fig. 3. Línea sísmica interpretada

Con el concepto de velocidades diferenciales en el basamento y con la geometría desarrollada en superficie la cual esta soportada con los datos de gravimetría regional y el perfil gravimétrico obtenidos sobre la línea y además con la información magnetométrica de estas mismas fuentes y con cálculos de velocidades se plantea un modelo regional a lo largo de esta línea ver Fig. 4 , en este modelo se muestra como concepto fundamental la importancia de la componente de rumbo y compresión en este sistema transpresivo del VMM y principal mente compresivo en la Cordillera Oriental

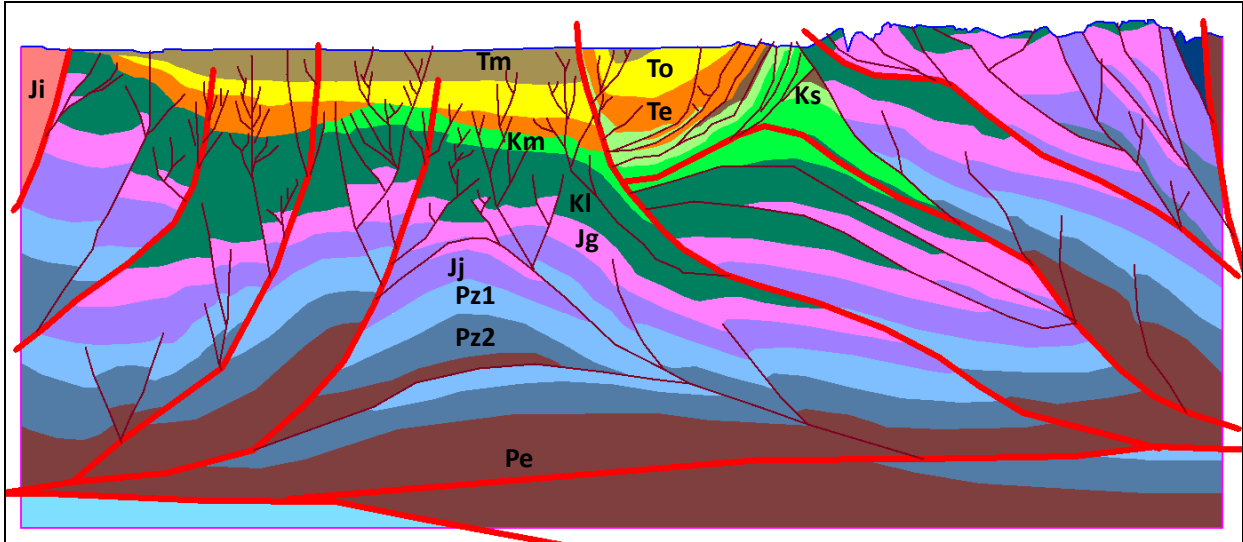


Fig. 4. Modelo interpretado a partir de la línea trasandina ANH-TR-2006-4A

En las cuencas en las cuales se obtuvo sísmica con la línea regional se ha comprobado la presencia de hidrocarburos incluyendo gas y aceite como lo indican varios campos productores, shows en pozos y numerosos rezumaderos de hidrocarburos. En el desarrollo de este proyecto se estableció la presencia de varias estructuras y se identificaron cinco oportunidades de prospección las cuales son:

- Dúplex en el Pie de monte de la Cordillera Oriental
- Trampas estratigráficas y estructurales relacionadas con la discordancia de edad Eoceno Inferior
- Anticlinales desarrollados en ambos bloques de las fallas en flor.
- Trampas estratigráficas en sedimentos de edad Terciario
- Yacimientos fracturados de sedimentos cretácicos y Rocas Ígneas localizadas en el área mas occidental de la línea.

Para cada una de estas oportunidades se recomienda el estudio detallado con la sísmica existente y con los pozos relacionados.

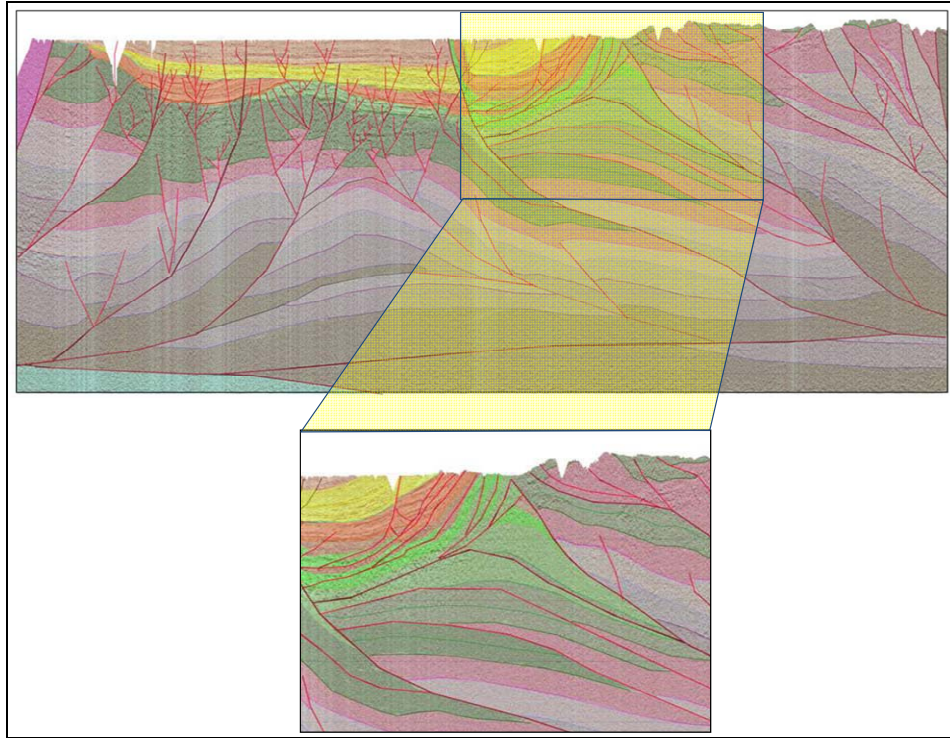


Fig. 5. Dúplex en el Pie de monte de la Cordillera Oriental

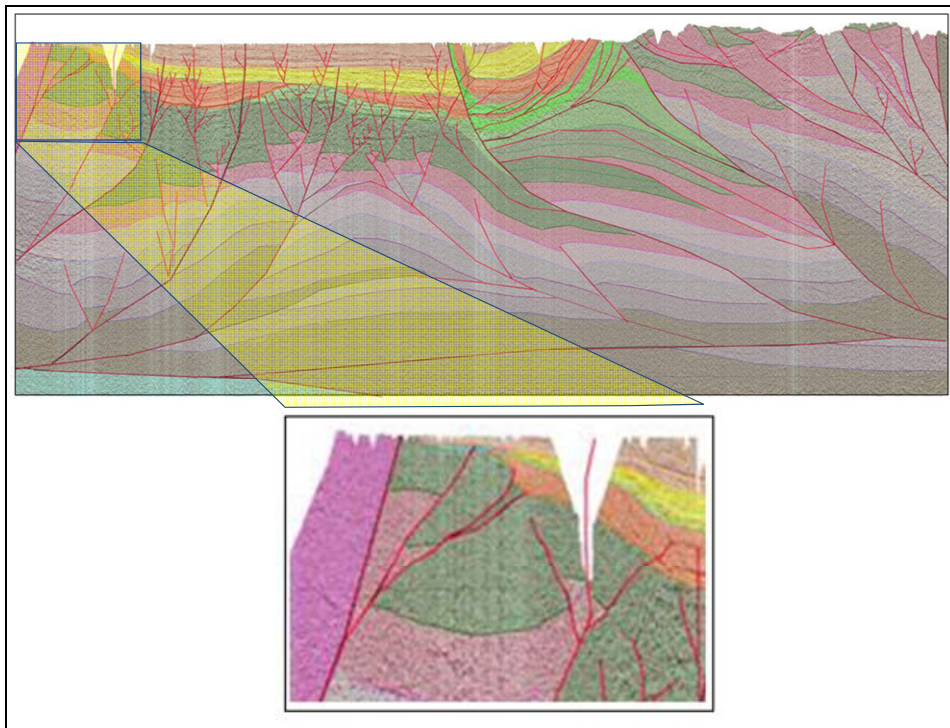


Fig. 6. Yacimientos fracturados de sedimentos cretácicos y Rocas Ígneas localizadas en el área más occidental de la línea

INTRODUCCION

OBJETIVO

Obtener un modelo regional que caracterice las cuencas, integrando la parte estratigráfica y estructural de superficie con el subsuelo, con base en el registro sísmico, la geología de superficie, la gravimetría, la magnetometría, la geoquímica e información publicada.

METODOLOGIA

Para obtener un modelo que integre la información se tomó la información adquirida en el proyecto línea regional trasandina de la ANH con la cual se obtuvo sísmica con un registro hasta 20 segundos, obteniendo información a gran profundidad y con una excelente resolución, de otro lado, para que el control fuese de alta calidad se adquirió información gravimétrica, magnetometría y de geoquímica de superficie de alta resolución.

Se realizó una interpretación de la línea sísmica en tiempo, con la sección sísmica migrada en tiempo antes de apilamiento (PSTM) y luego en profundidad con la sección migrada en profundidad antes del apilamiento (PSDM), obtenida con base en las velocidades de procesamiento sísmico.

Se amarró la línea sísmica a la información de superficie adquirida para la ANH por Geosearch Ltda. También se tomó la información gravimétrica adquirida por Asesorías Geofísicas de Colombia Ltda y la geoquímica adquirida por HGA Ltda. Se revisaron trabajos regionales de diferentes autores con el fin de tomar una definición de las unidades y tener una nomenclatura estándar en estratigrafía y en estructural.

Con el fin de calibrar la información sísmica con la información de pozos, se correlacionaron los topes de las formaciones definidas en los pozos más representativos y los correspondientes reflectores sísmicos los cuales en diversos casos corresponden a discordancias o a aparentes concordancias.

ANTECEDENTES

El Modelo de las cuencas estudiadas se plantea como un “Back Arc” desarrollado entre la Cordillera Central y los Llanos Orientales considerado el ante-país de la mega cuenca, con un área invertida como un “Half Graben” Cordillera Oriental que se invirtió a lo largo de las fallas del Magdalena al W y la Falla del Borde Llanero al E, (Sarmiento 2002).

La secuencia sedimentaria estudiada principalmente desde el Jurásico e interpretada como depósitos de una molasa continental que corresponde a una fase “Sin rift” (Cediel 1968), suprayacidos por una secuencia marina desarrollada en un mar interior (Etayo et al, 1969), aulacogeno asimétrico con el flanco W más inclinado y menos extenso que el E; que registra varios ascensos y descensos del nivel del mar y colmatada a finales del cretácico,(Díaz, 1994).

La inversión tectónica de la cuenca se inicia en el eoceno inferior dando como resultado la discordancia de extensión regional, el reacomodamiento de los bloques invertidos da como resultado cuatro sub cuencas la del Valle del Cauca, la del Valle del Magdalena, la de la cordillera Oriental y la de los Llanos Orientales,

separadas por relieves moderados que continúan su inversión hasta el presente registrando en depósitos concomitantes con la deformación los diferentes pulsos tectónicos (Díaz 2008), estos pulsos se registran como discordancias de carácter regional como la del Oligoceno en la Subcuenca del Valle Medio del Magdalena , en la Subcuenca Cordillera Oriental y en la Subcuenca de los Llanos esta no presenta registro de relación angular entre los depósitos infra y suprayacentes a ella. La Discordancia del Mioceno inferior registra erosión principalmente hacia los bordes de estas sub cuencas (Sarmiento 2002).

Para la cartografía regional se utilizaron los mapas de Ingeominas 2008 y el de Ariana Ltda. 2007.

LOCALIZACION

La línea regional ANH-TR-2006-4A en el tramo del Valle Medio del Magdalena (VMM) se extiende a lo largo de 146 km a través del Departamento de Santander y del extremo Sur del Departamento de Bolívar. La zona de estudio se encuentra ubicada en la parte central de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (VMM), desde las estribaciones de la Cordillera Central en el piedemonte oriental de la Serranía de San Lucas, hasta las inmediaciones de la Cordillera Oriental al Oeste de la Falla Santa Marta – Bucaramanga (Fig. 7).

El sector del Magdalena Medio comprende un extenso y amplio valle interandino enmarcado por las dos cordilleras, la Central al oeste y la Oriental al este. En este contexto, en el área de estudio se distinguen tres regiones paralelas que presentan características geológicas diferentes (Fig. 7). La primera corresponde a una pequeña franja que se dispone sobre el piedemonte oriental de la Serranía de San Lucas con alturas que no sobrepasan los 300 msnm (metros sobre el nivel del mar). La segunda zona constituye el valle del río Magdalena, y está compuesta por material sedimentario con edades que oscilan entre el Paleógeno y el Cuaternario, y alturas que no superan los 150 msnm. La tercera y última región, corresponde a una faja ubicada longitudinalmente sobre el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental, formada por rocas sedimentarias de origen marino, transicional y continental con edades que van desde el Cretácico hasta el Paleógeno. Presenta alturas entre el rango de los 300 msnm y 2.000 msnm, predominando una topografía moderadamente ondulada a abrupta, donde se extiende un conjunto de estructuras sinclinales y anticlinales con presencia de fallas con tendencia NE – SW.

El sistema fluvial del área tiene como eje la cuenca del río Magdalena, el cual atraviesa la zona de estudio de Sur a Norte, recogiendo así, las aguas de los ríos que provienen de las dos cordilleras.

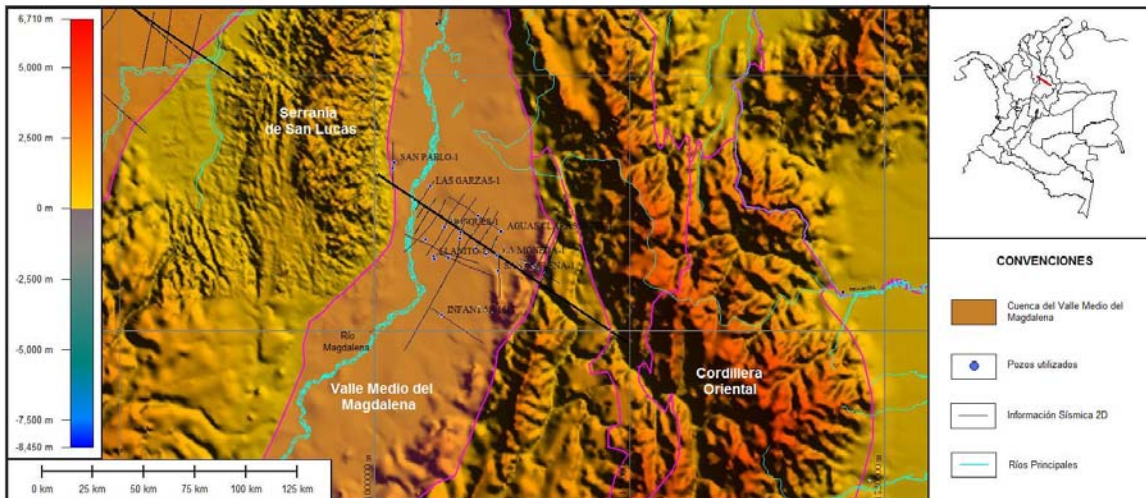


Fig. 7. Mapa de localización del trazo de la Línea Regional ANH-TR-2006-4A en el tramo de la SERRANIA DE SAN LUCAS, VMM Y CORDILLERA ORIENTAL.

Los principales rasgos estructurales se muestran en los mapas geológicos regionales Fig. 8 y Fig. 9, en el mapa de Ingeominas se observa la relación discordante entre la Serranía de San Lucas y el VMM entre tanto la relación observada en el mapa de Ariana la relación es fallada; en el VMM la Fig. 8 muestra solo una falla de rumbo afectando la secuencia Terciaria por lo que la relación de estas unidades es netamente estratigráfica, en la Fig. 9 se muestra una serie de fallas de rumbo que afectan la secuencia estratigráfica y segmenta el VMM en bloques estructurales; en la Fig. 8 el sinclinal de Mundo Nuevo se presenta como una estructura solamente deformada por plegamiento entre tanto en la Fig. 9 esta estructura presenta fallas internas que la deforman; el anticlinal de los Cobardes en la Fig. 8 es una estructura continua poco deformada internamente en la Fig. 9 se presenta esta estructura con una sobre imposición de estilos estructurales que generan una serie de fallas internas que deforman y disectan este anticlinal en varios sectores.

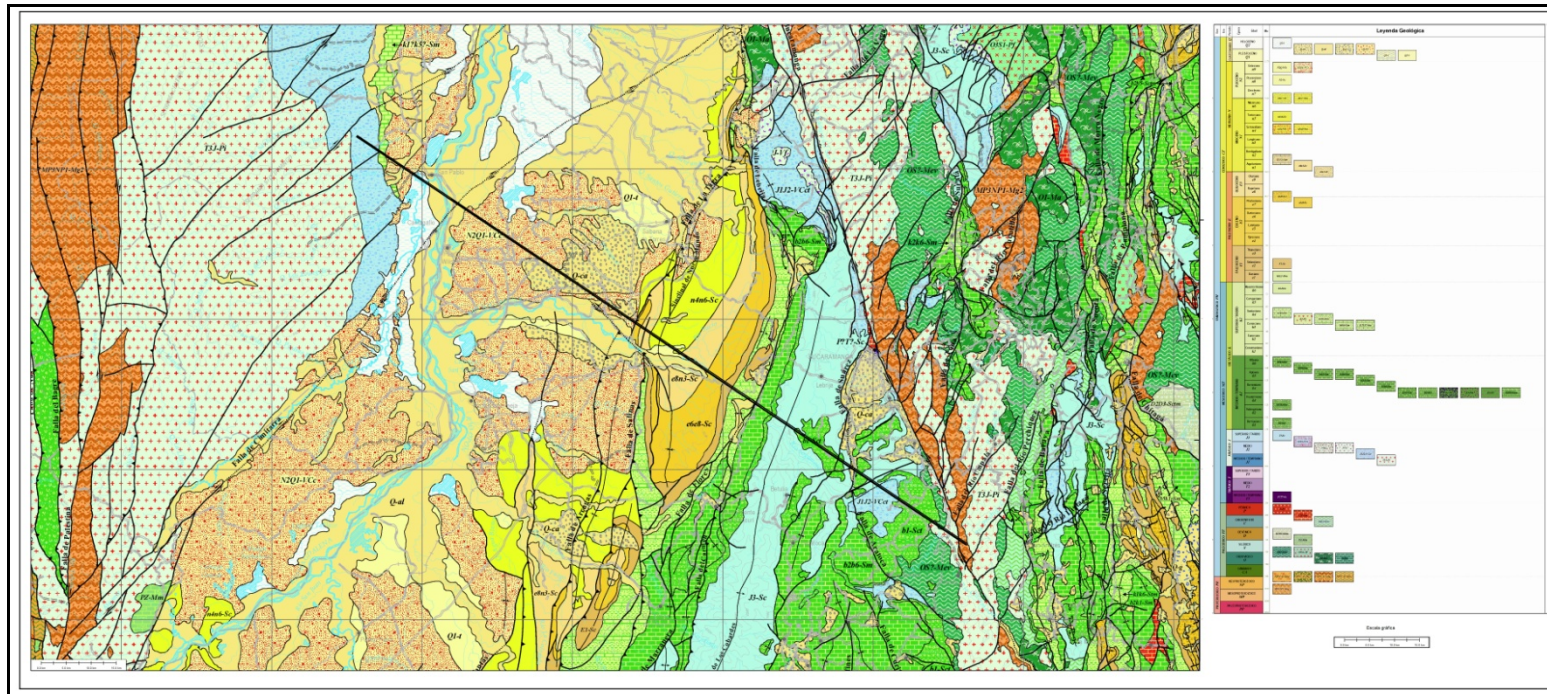


Fig. 8. Mapa Geológico del área de estudio (INGEOMINAS, 2007)

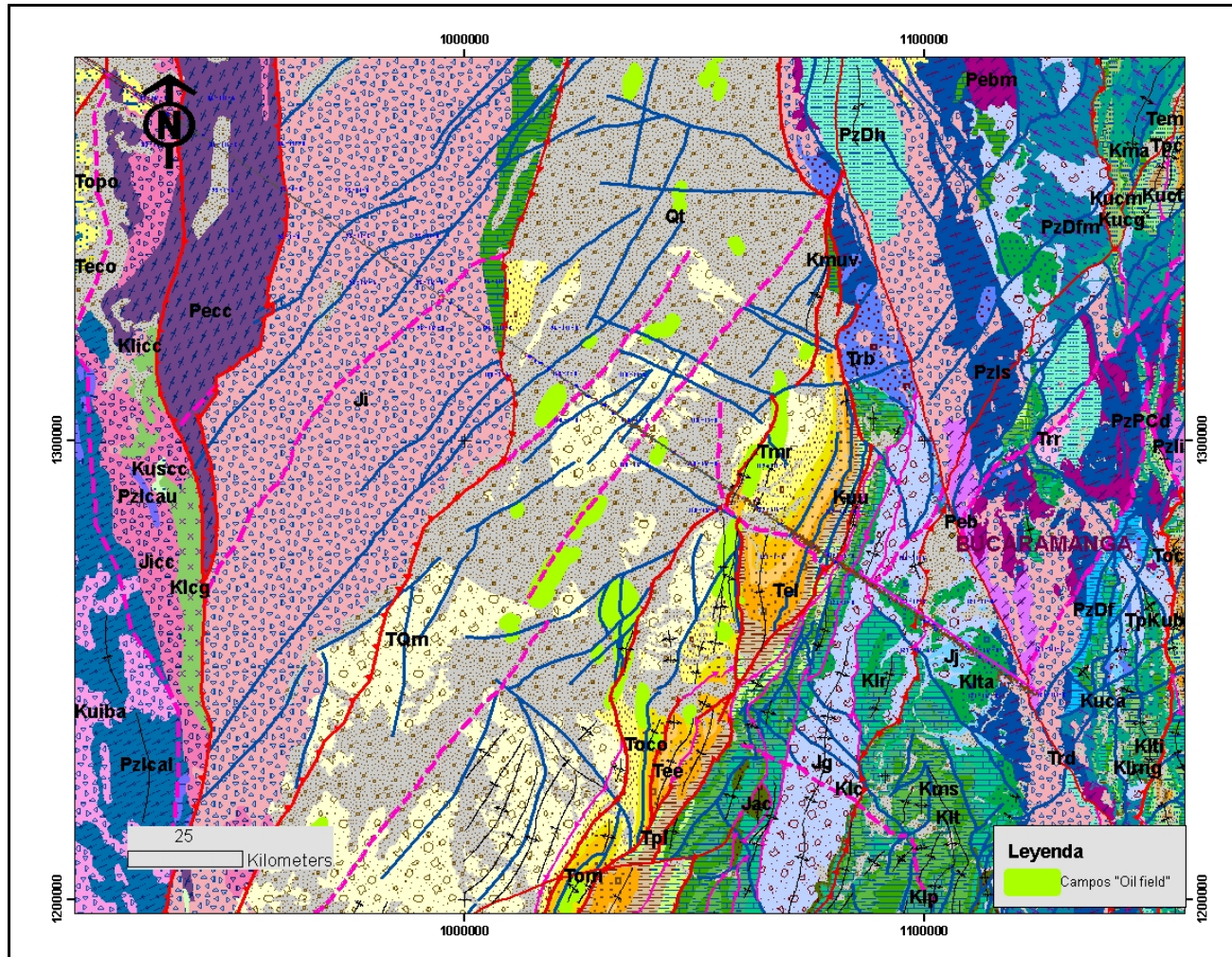


Fig. 9.

Mapa Geológico tomado de Ariana 2007

INFORMACION UTILIZADA

Con el fin de interpretar la línea regional trasandina, en un contexto regional, la interpretación geológica de la información sísmica de dicha línea se integró con la interpretación de geología de superficie, gravimetría, magnetometría, geoquímica y se amarró con líneas sísmicas aledañas a la línea regional, suministradas por la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), con lo cual se logró el mejor ajuste de las interpretaciones.

GEOLOGIA DE SUPERFICIE

Para el control geológico de superficie se utilizó la información obtenida en campo a lo largo de un corredor de 1Km de la línea sísmica regional y cartografiada por Geosearch 2008 (Fig. 10). El sector de la línea regional que se extiende entre Antioquia y Santander, el VMM en su mayor parte está cubierto por sedimentos del Cuaternario, no obstante algunas fallas fueron cartografiadas así como afloramientos de sedimentos del Neógeno en la parte NW de la línea. En el extremo SE de la línea se presentan afloramientos de rocas del Terciario en el Sinclinal de Mundo Nuevo y en el bloque colgante de la falla de La India afloran el Cretácico, Jurásico y Paleozoico y en el bloque colgante de la falla de Bucaramanga rocas cristalinas de edad precámbrico.

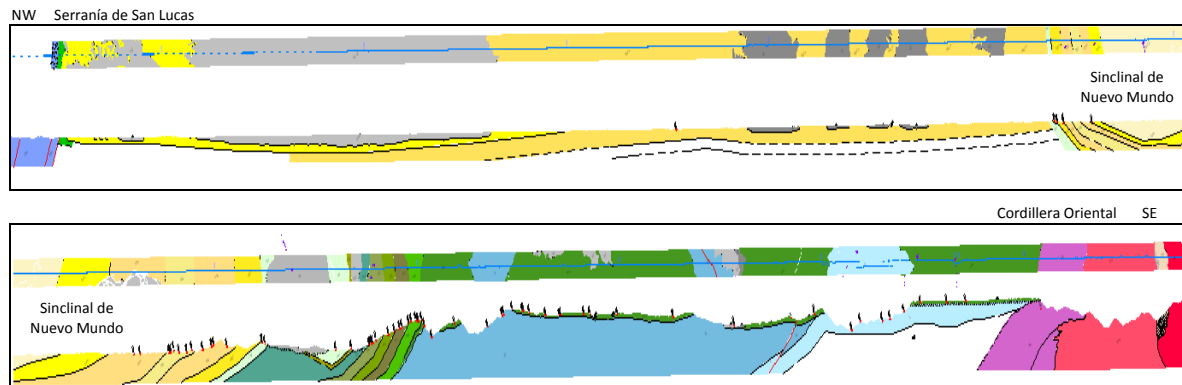


Fig. 10. A) Mapa Geológica del corredor controlado a lo largo de la línea regional; B) Corte estructural a nivel de observación.

Como resultado del mapa geológico de superficie se obtiene una configuración de los diferentes sectores: Serranía de San Lucas conformada por granodioritas de edad jurásica afectada por fallas de trazo recto lo que implica que hacia superficie el ángulo de estas es alto, en contacto fallado con la formación Morrocoyal del cretácico inferior; en el VMM solamente afloran depósitos cuaternarios y el Terciario superior con pliegues amplios, el Piedemonte W de la Cordillera Oriental conformado por el sinclinal asimétrico de Mundo Nuevo, el cual presenta un diferente espesor de la secuencia terciaria en los flancos siendo más grueso el del flanco E en donde afloran unidades del Cretácico Superior; la relación con la cordillera Oriental en la geología de este sector es planteada por Ingeominas, 2007 como paraconforme con las unidades hasta el Cretácico inferior, pero Ariana 2007 difiere, ya que esta, cartografía esta en relación de falla, la parte alta de la Cordillera está conformada por el anticlinal asimétrico de los Cobardes, conformado por las Formaciones Girón y Los Santos; la parte más E se encuentra el macizo de Santander que está conformado por rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico y del Precámbrico.

GRAVIMETRIA

Con el fin de controlar la estructuración del Basamento se registró el perfil gravimétrico por la empresa AGC Ltda. el cual se ve en la Fig. 11

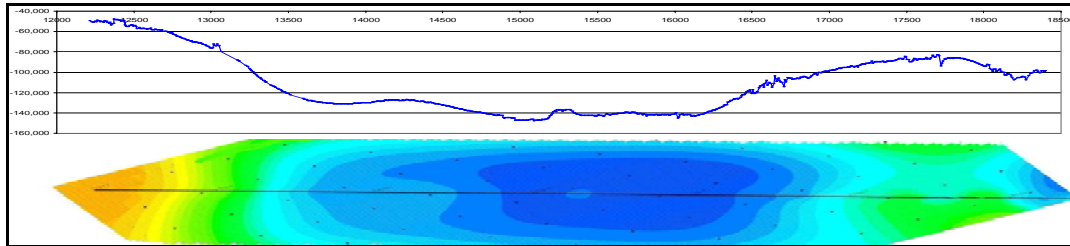


Fig. 11. Perfil gravimétrico y representación en planta de la línea entre el VMM y la Cordillera Oriental.

Con base en las anomalías de Bouguer, se aprecian los altos y bajos de basamento y su continuidad regional ver Fig. 12, se observa como los rasgos geológicos principales representan una marcada influencia con los cambios mayores de la anomalía gravimétrica y con base en ello se pudieron delimitar las cuencas VMM que corresponde a un bajo gravimétrico (color, azul), Piedemonte y Cordillera Oriental caracterizadas por que a su vez corresponden a altos gravimétricos y los alineamientos NE-SW que separa los altos gravimétricos menores de los bajos (azules) como se observa en el mapa estructural.

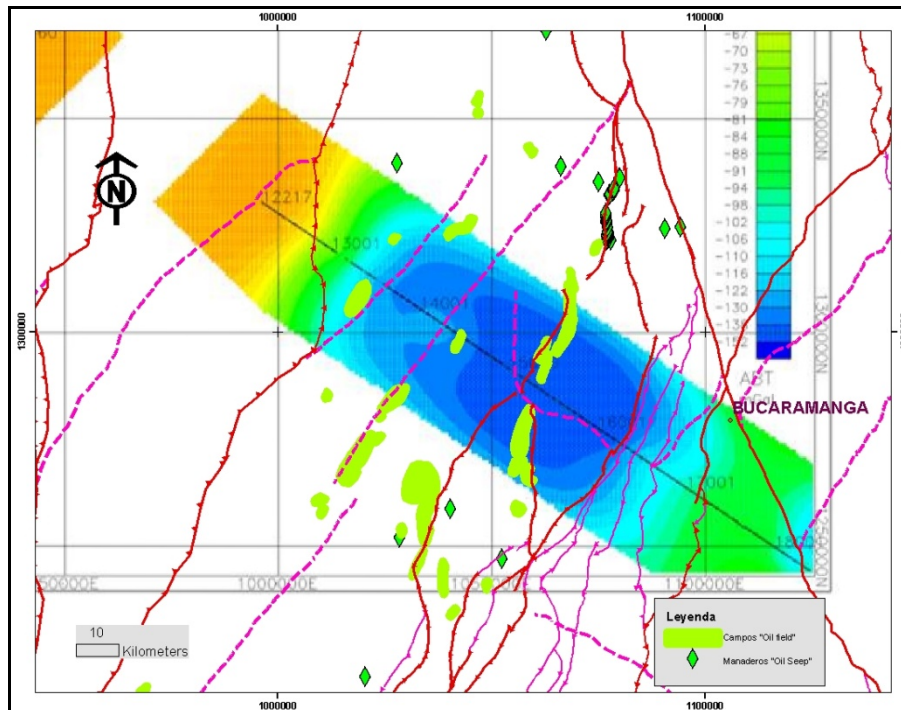


Fig. 12. Anomalia de Bouguer e integración con la cartografía estructural regional.

Con el fin de integrar la información adquirida en el contexto regional se paso sobre el mapa de basamento de la cuenca para ver la coherencia de la información local con la regional, esto se observa en la Fig. 13

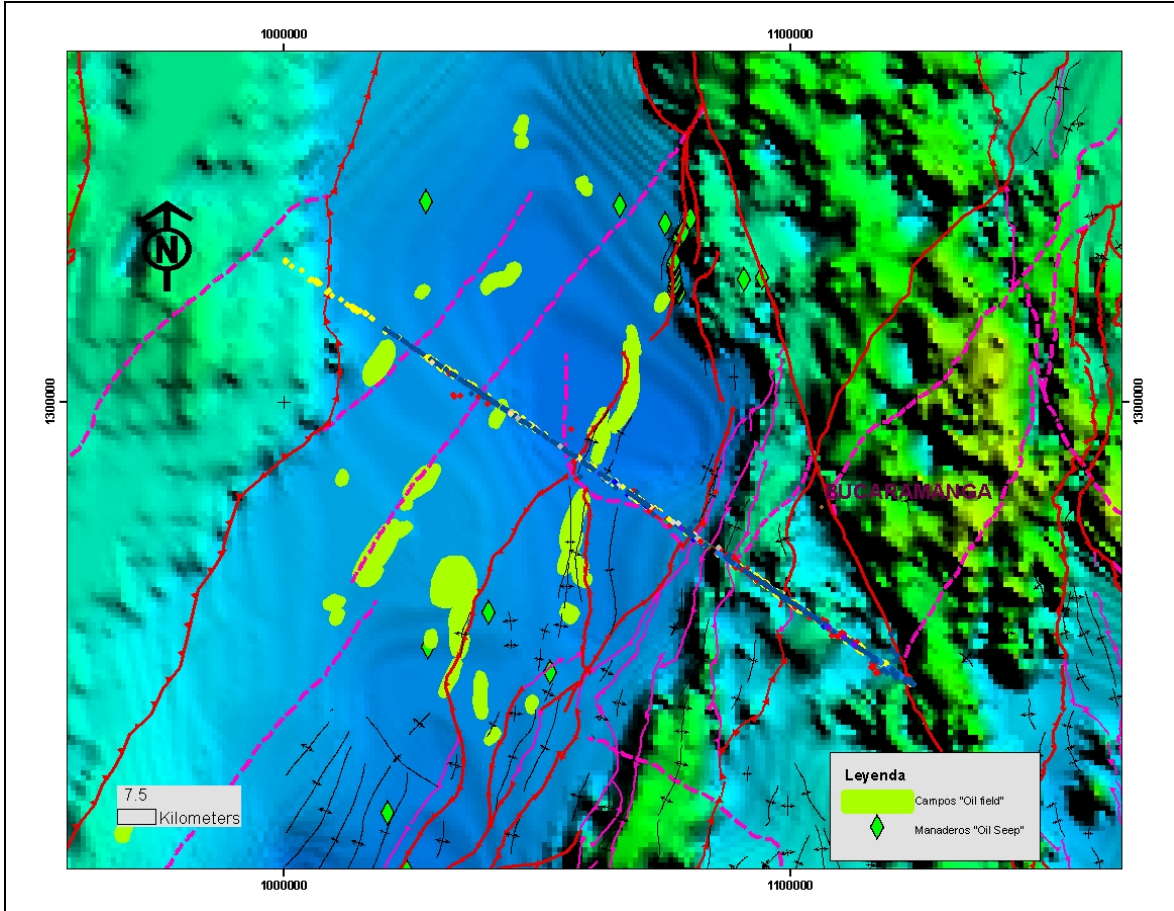


Fig. 13. Modelo del tope del basamento en el area de la línea ANH-TR-2006-4A.

MAGNETOMETRIA

En la Fig. 14 se tiene el registro del perfil magnetométrico adquirido por la empresa AGC Ltda.

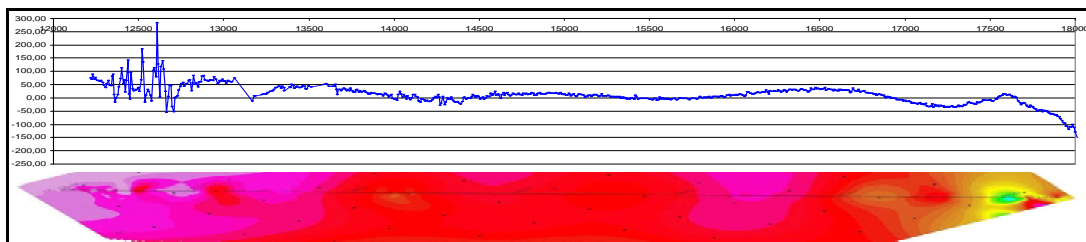


Fig. 14. Perfil Magnetométrico a lo largo de la línea sísmica

Con base en las anomalías magnetométricas se aprecian discontinuidades de basamento y su comportamiento regional ver Fig. 15.

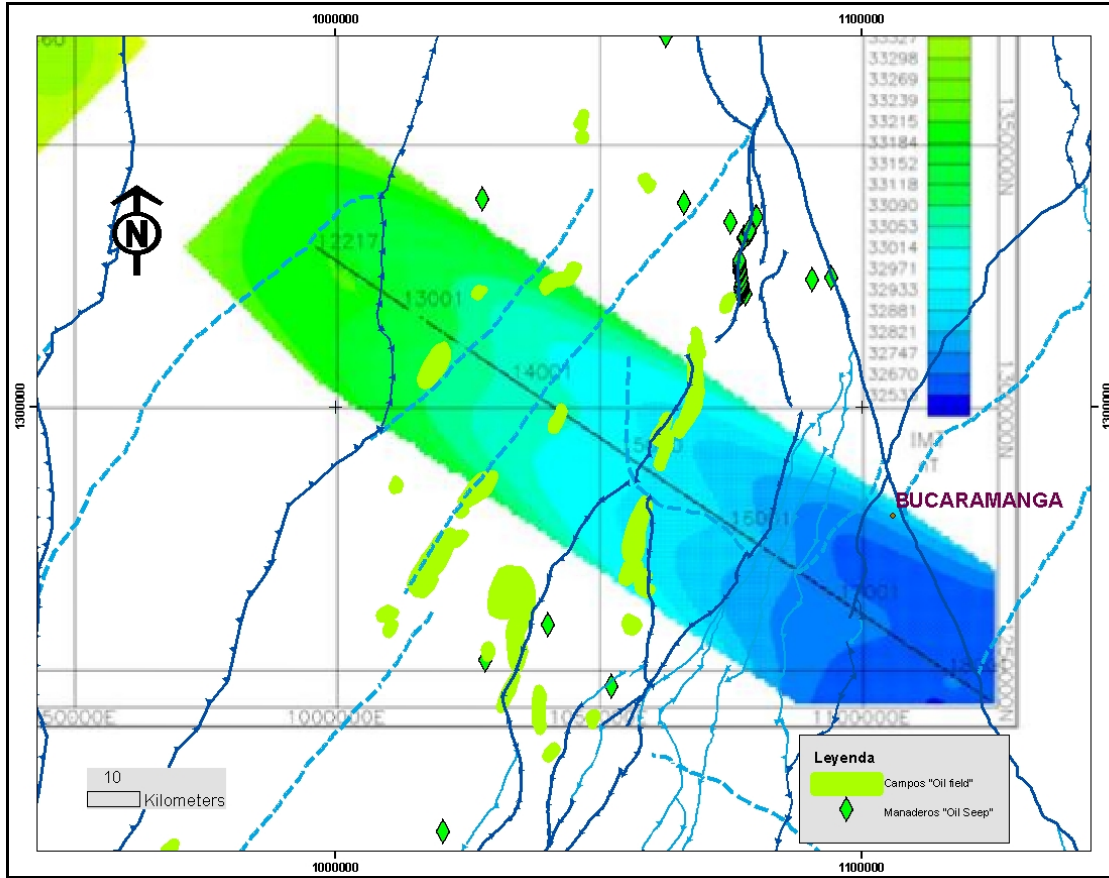


Fig. 15. Perfil magnetométrico integrado con el mapa estructural regional.

Los rasgos geológicos principales se marcan mucho mejor cuando estas anomalías se reducen al polo ver Fig. 16 las discontinuidades que separan las cuencas VMM, Piedemonte y Cordillera Oriental se observa en el mapa estructural regional integrado, donde las zonas de falla presenta una mayor anomalía.

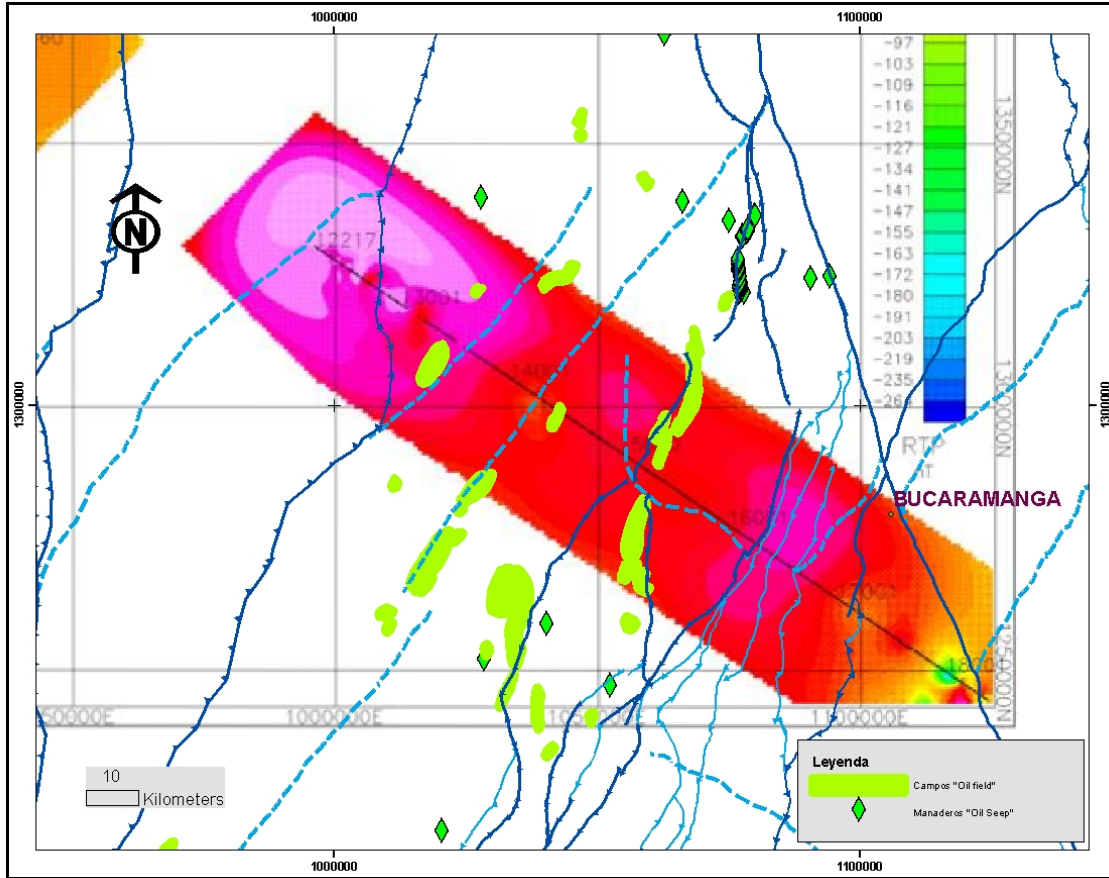


Fig. 16. Mapa de anomalía magnetométrica reducida al polo, se marcan las discontinuidades de basamento las cuales se tratan de extender sobre el mapa estructural regional.

GEOQUÍMICA

La información de gasometría fue adquirida por la empresa HGA Ltda. En este trabajo se reconocieron 8 anomalías de Gas Termogénico y algunas de gas micro biológico; las cuales se distribuyen así: 5 anomalías principales en el sector del VMM y 3 anomalías de menor orden en el sector piedemonte y Cordillera, ver Fig. 16

La presencia de manaderos (“oil seeps”) es un indicador importante de la generación de hidrocarburos Fig. 18; en el VMM observa una clara correspondencia de estos, lo mismo se observa con las anomalías gasométricas ver Fig. 17.

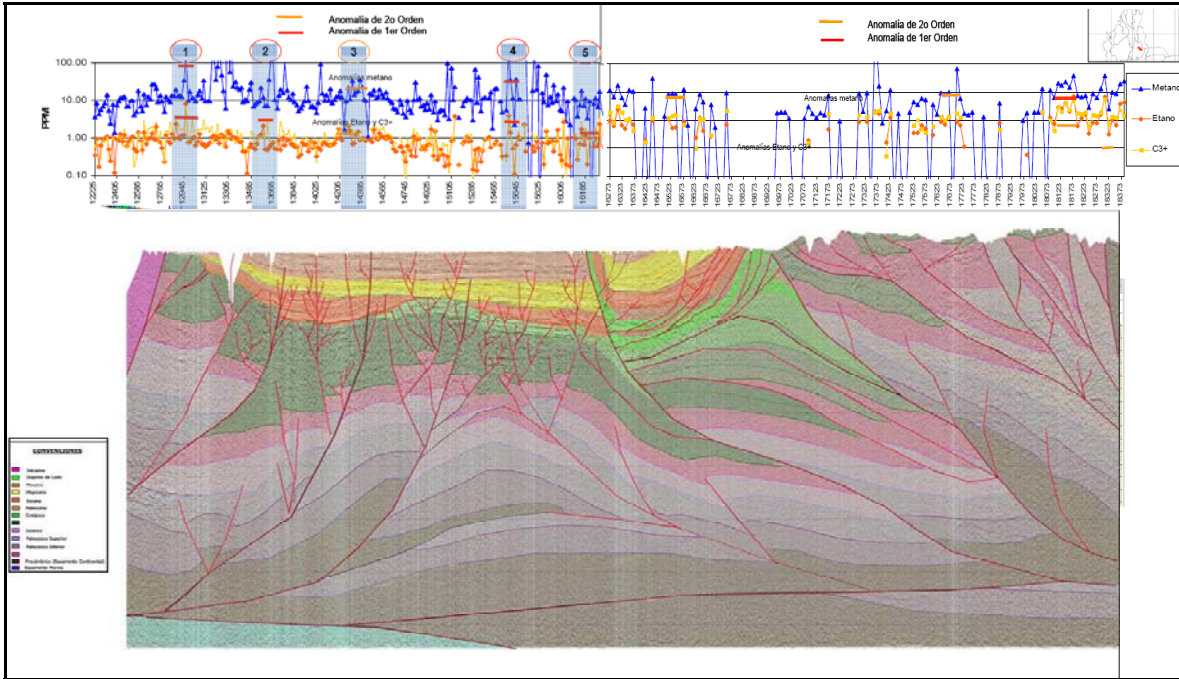


Fig. 17. Perfil de anomalías gasométricas observese la correspondencia con el fallamiento asociado.

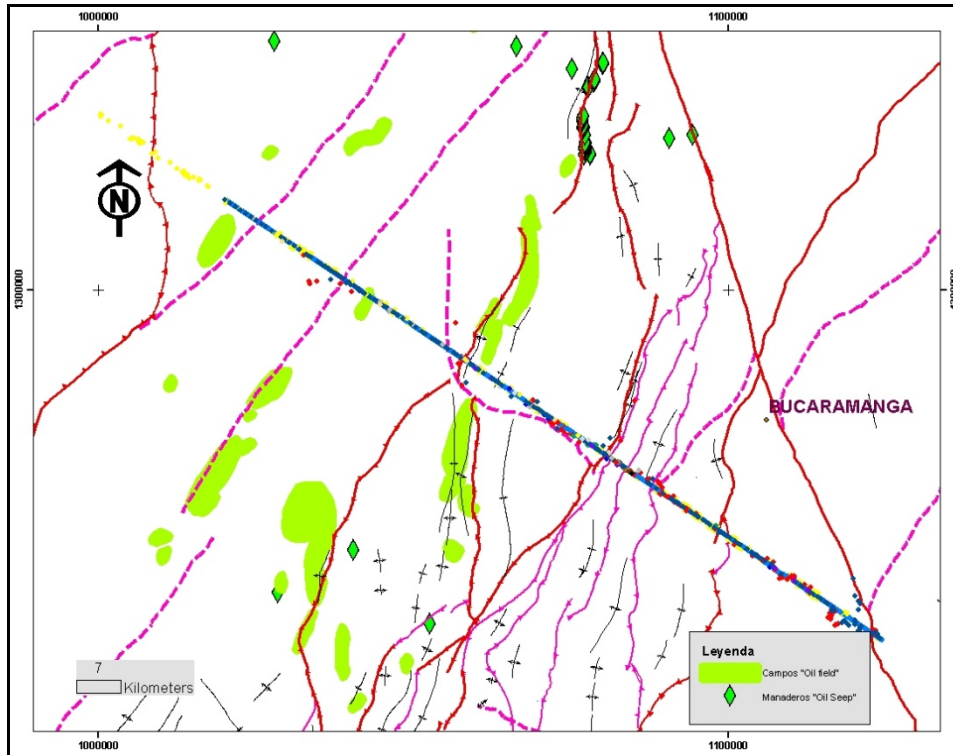


Fig. 18. Mapa de resumaderos y campos productores y su relación espacial con respecto a las fallas mayores

SISMICA

Línea Sísmica Regional ANH TR- 2006 4A VMM- Cordillera oriental.

El tramo oriental de la línea ANH-TR-2006-4A que corresponde al sector entre la parte E la Serranía de San Lucas, VMM y parte W de la Cordillera Oriental hasta la Falla de Bucaramanga, se puede dividir en cuatro secciones claramente diferenciables, con estratigrafía y estilos estructurales característicos. La Serranía de San Lucas, Valle Medio del Magdalena, Piedemonte Cordillera Oriental y Codillera Oriental

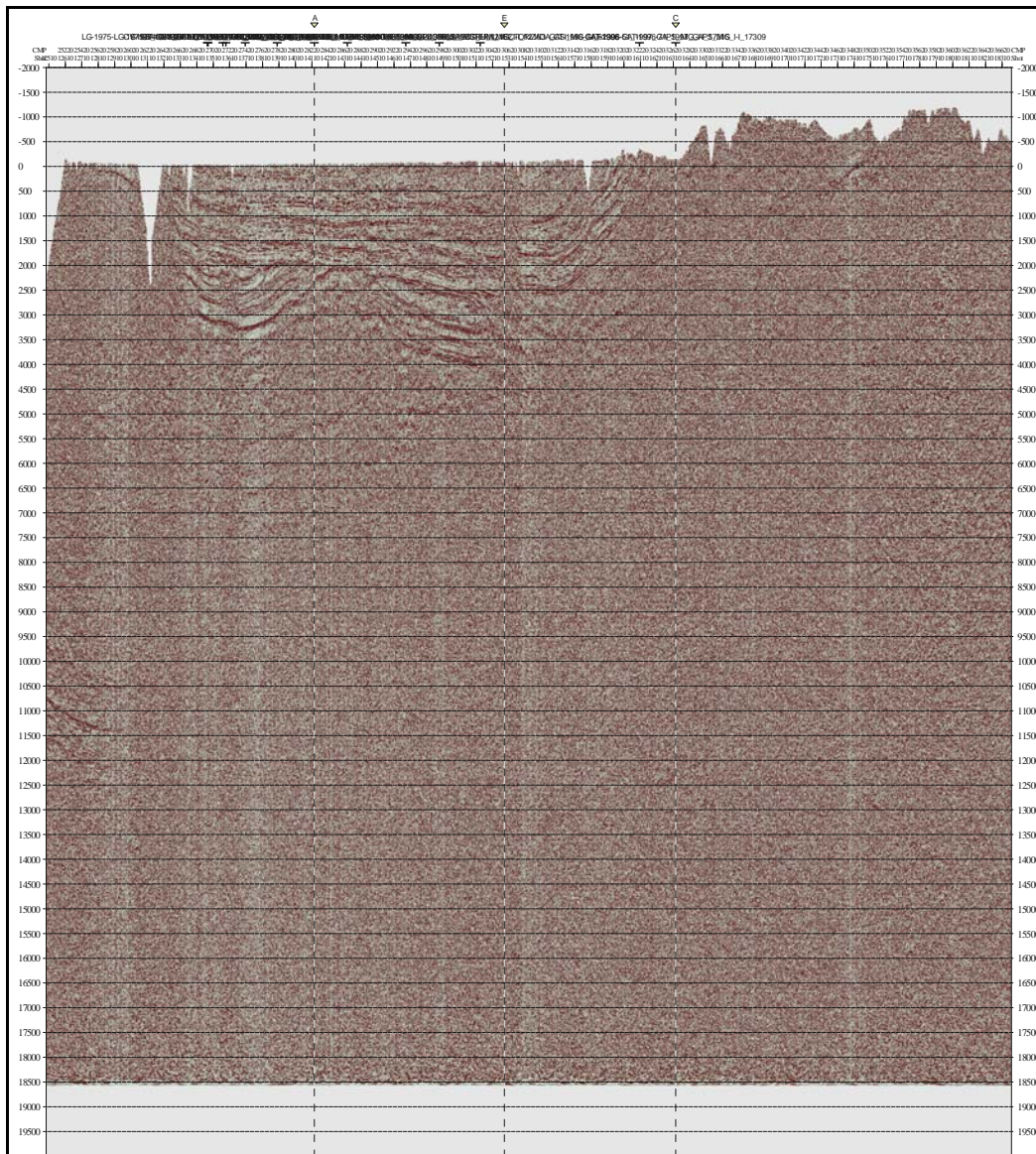


Fig. 19. Línea sísmica registrada a 20 segundos.

MARCO GEOLÓGICO

A escala regional, la tectónica del territorio colombiano está regida por la interacción de tres placas litosféricas mayores, las cuales son responsables del desarrollo y evolución de los Andes del Norte; así, la placa oceánica Nazca se desplaza 6 cm/a con dirección al Este, mientras que la placa Caribe se mueve a una velocidad de 1 cm/a - 2 cm/a en dirección E-NE, ambas convergiendo con la placa Suramericana (Freymueller et al., 1993; Kellogg and Vega, 1995) (Fig. 20).

La formación de la Cordillera Andina y las cuencas colombianas se produjo por una compleja fragmentación y subducción de placas oceánicas adyacentes, acreción de terrenos y deformación Intracontinental (Etayo-Serna *et al.*, 1.983; Gómez, 2002;), en la publicación Mapa Preliminar de Terrenos Geológicos de Colombia, se plantea que los terrenos Meta, Vichada, Guaviare y Amazonía estuvieron yuxtapuestos a través de la Paleosutura de Guaicáramo con un segundo megaterreno, cuyo límite occidental es la Paleosutura de Romeral y compuesto por terrenos más pequeños pero que comprenden un origen común. Según ellos, pudo haber sido el primer terreno acrecentado a la margen continental del Escudo Guayanés como producto de colisiones continentales a comienzos del Paleozoico (Etayo-Serna *et al.*, 1985).

Una de las principales dificultades en el entendimiento de las zonas límites de placa, es la manera en la cual el vector de deslizamiento de la placa adyacente es descompuesto en un vector de deformación y en un vector de desplazamiento, y cómo la rotación de bloques de corteza está relacionada con ellos. En este contexto, la deformación de los Andes está especialmente influenciada por la variación en la dirección de dichos vectores, debido a la convergencia oblicua de la placa oceánica con respecto a la margen continental (Dewey, 1992). Además, factores adicionales como las diferencias en la geometría y la continuidad de la estructura que está subduciendo, incrementan de manera determinante la complejidad del fenómeno (Ramos, 1999; Gutscher et al., 2000).

La convergencia oblicua con respecto a la margen continental ocasiona que el vector de deslizamiento gire en sentido de las manecillas del reloj, y se descomponga en un vector de deformación (ortogonal a la margen) y un vector de desplazamiento (paralelo a la margen) el cual contribuye al movimiento de fallas de rumbo con componente lateral derecha sobre el continente (Dewey, 1992; Toro-Ramírez, 2002).

La Cordillera de los Andes tanto en Colombia como en Venezuela se mueve como una pequeña placa o microplaca a lo largo de un sistema de fallas que limitan el frente oriental de la Cordillera Oriental (la Falla de Altamira – Suaza, la falla de cabalgamiento del Piedemonte Llanero y los cinturones plegados asociados). (Pennington, 1.981; Kellog y Vega, 1.995; Gómez, 2.002). Los mecanismos focales de los sismos generados en la corteza, son atribuibles a esta zona de falla que revela una compresión perpendicular al rumbo estructural de la Cordillera Oriental y fallamiento rumbo deslizantes de carácter dextral (Pennington, 1981; Taboada *et al.*, 2002; Gómez, 2002).

Cabe anotar que la deformación planteada en estas zonas corresponde más a un sistema transpresivo que compresivo, ya que se encuentran megafallas de inversión y/o cabalgamiento y fallas con carácter de

rumbo, igualmente los núcleos de basamento presentan una serie de variaciones que están limitados por fallas de rumbo.

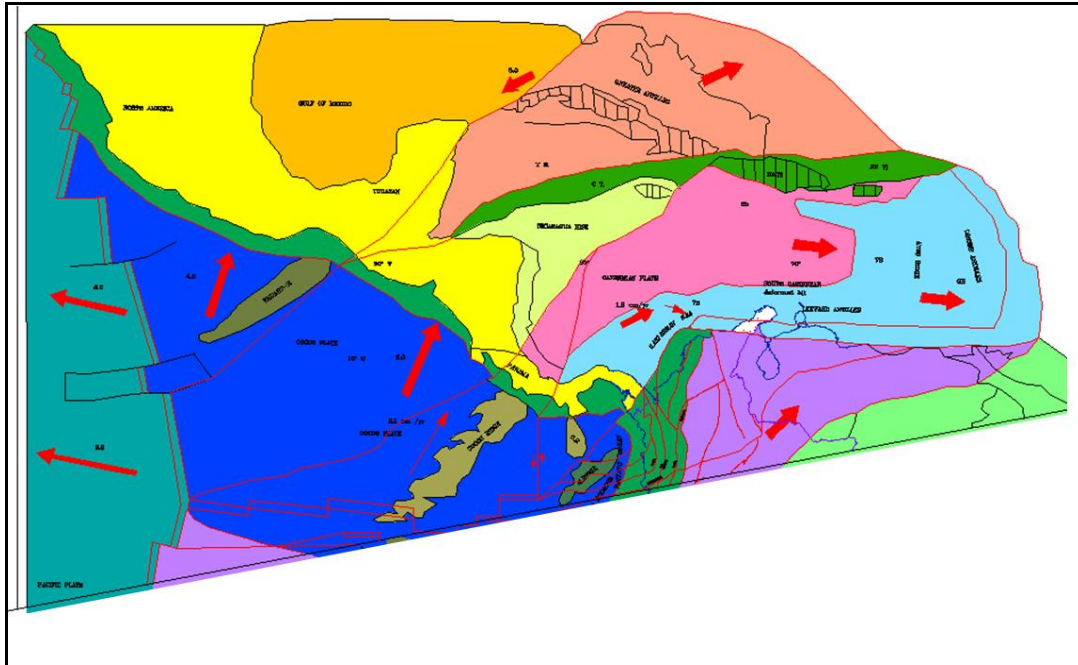


Fig. 20. Armazón tectónico del norte de Sur America

Las diferentes reconstrucciones de la evolución en el contexto de placas tectónicas del norte de Sur América presentan en común el desplazamiento hacia el E de la placa Caribe y al W la placa Suramericana Fig. 21, esto genera un importante vector de movimiento dextral en la parte norte de Suramérica.

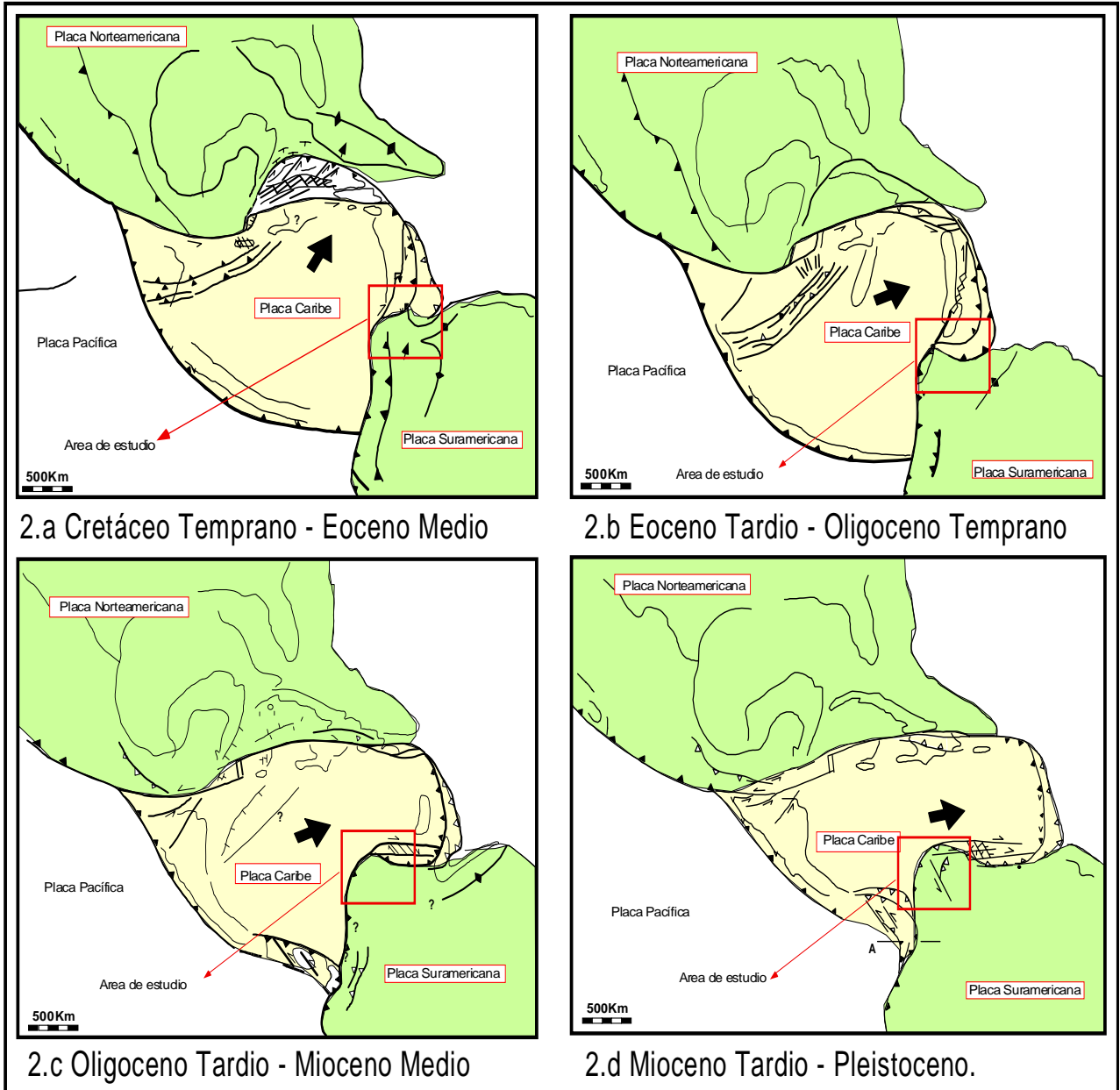


Fig. 21. Interacción y evolución en la tectónica de las placa Caribe, Suramericana y Norteamericana (Pindell 1992)

En la Fig. 22 se muestran los hipocentros de los sismos que enmarcan la geometría de la subducción y su proyección en profundidad, se aprecia la geometría de la placa de farallones subduciendo bajo la placa de Suramérica.

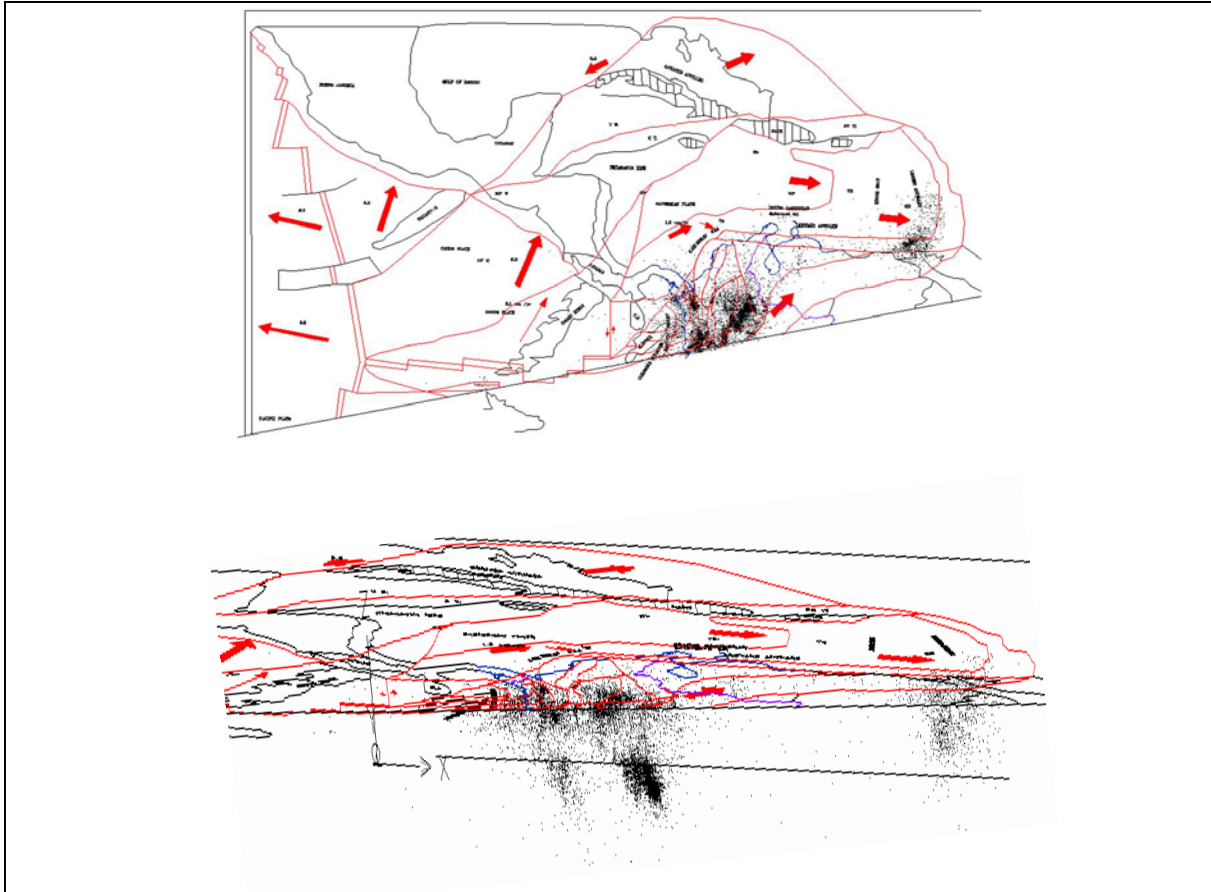


Fig. 22. Localización de los hipocentros de los sismos en la parte N de Colombia al norte de la Falla de Garrapatas

MARCO REGIONAL

El sistema de Fallas de Romeral limita el flanco Oeste de la Cordillera Central y corresponde a una estructura de gran magnitud (sutura) que divide a Colombia en dos: Al Este de la falla Romeral el basamento tiene afinidad continental, mientras al Oeste, las rocas corresponden a terrenos oceánicos acrecionados al continente durante varios episodios de colisión (Barrero *et al*, 1.969; Etayo – Serna *et al*, 1.983; Gómez, 2001). Este sistema de Fallas es considerado el remanente de una antigua zona de Benioff subduciendo al oriente (Campbell, 1.968; Barrero *et al*, 1.969; Case *et al*, 1.971; Case *et al*, 1.973; Barrero, 1.979).

El basamento que se encuentra al E de la Falla de Romeral es de afinidad continental, y corresponde a rocas metamórficas, facies granulitas, están expuestas en la Cordilleras Central y Oriental, el Macizo de Santa Marta y también bajo las cuencas del Amazonas y los Llanos. (Tschanz *et al*, 1.974; Barrero & Vezga, 1.976; Galvis *et al*, 1.979; Kroonemberg & Diederix, 1.982; Etayo Serna *et al*, 1.983).

En el margen W de la Cordillera Central predominan rocas metamórficas de presiones medias y bajas con rocas metavolcánicas (Mc Court *et al*, 1.984; Etayo – Serna *et al*, 1.983; Restrepo, 1.992), intruidas por

extensos plutones. El basamento continental en la Cordillera Oriental está conformado por rocas metasedimentarias de bajo grado e ígneas Precámbricas (Restrepo, 1.995).

La convergencia de las placas de Nazca y el Caribe y el movimiento de colisión del arco Panamá – Baudó en Sur América generó un estado total de esfuerzos compresionales intracontinentales, cuya consecuencia fue la activación de fallas inversas y rumbo-deslizantes con sus pliegues asociados (Pennington, 1981; Kellog & Bonini, 1981; Pindell *et al*, 1998). Esta superposición de fallas ocasionó la presencia de esfuerzos transpresivos generando la división de la cordillera de los Andes en Colombia, en bloques tectónicos romboédricos, orientados en dirección N55° - 60°E y N60°W, los cuales tienen movimientos entre sí y contactos activos (Pennington *et al*, 1980; Kellog & Vega, 1995; Taboada *et al*, 2000, Gómez, 2002; Díaz & Ramos., 2004).

La acreción del arco de Panamá – Baudó comenzó hace 12.9 millones de años, (Duque-Caro, 1999) ha sido interpretada como la causa del impulso más intenso del levantamiento de la Cordillera Oriental (Colleta, 1990; Dengo & Covey 1993; Cooper *et al*, 1995; Roeder & Chamberlain, 1995). La configuración presente de las Cordilleras Oriental y Central se caracteriza por zonas de thrust y cinturones plegados, con vergencias opuestas E y W, los cuales cabalgan sobre los Llanos y el VMM, y el VSM, respectivamente, produciendo cinturones plegados en las Cordilleras Central y Oriental (Butler & Schamel, 1998; Schamel, 1991).

Aunque la acción del fallamiento de rumbo tuvo importancia en la deformación de la Cordillera Central a lo largo del VMM, un componente de deformación compresional mayor ocurrió generando su levantamiento más importante (Gómez, 2002), la configuración geométrica permite inferir que los esfuerzos transpresivos generaron la inversión de las cordilleras.

La Cordillera Central puede representar a escala de la corteza una estructura en flor positiva (Barrero, 1979) y su deformación envuelve una combinación de Fallas de Rumbo (“Strike – Slip”) y fallamientos inversos (deformación transpresional) (Mc Court *et al*, 1.984; Schanel, 1.991; Pindell *et al*, 1.998). La Cordillera Central parece estar segmentada por largas fallas en échelon ENE-NE, con movimiento de rumbo dextral.

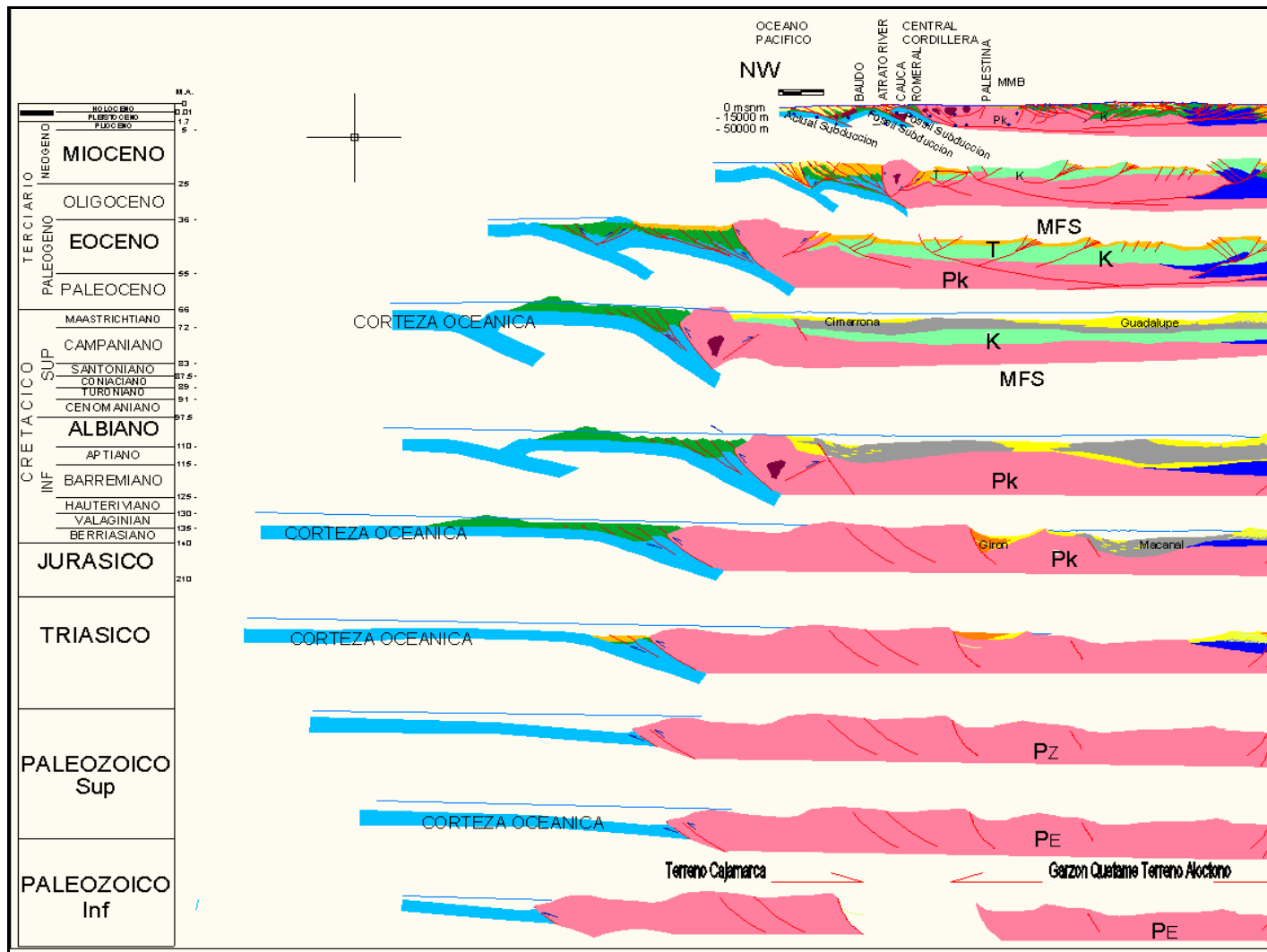


Fig. 23. Evolución general de la cuenca

EVOLUCION DE LA CUENCA

Durante la mayor parte del Cretácico la Cordillera Oriental fue una cuenca tipo back-arc, que por efectos tectónicos producto del levantamiento de la Cordillera Central, cambió a una cuenca Foreland desarrollada al E de esta cordillera (Allen *et al.*, 1986).

A partir de la superficie de máxima inundación del mar Cretácico se presenta una regresión con procesos de somerización de los fondos marinos de depósito, llegando a facies transicionales de pantanos con influencia marina y finalmente a facies continentales, las cuales caracterizan las sedimentitas del Paleoceno.

La Proto-Cordillera Central, emergida desde finales del Coniaciano y su tectónica asociada, de fallamiento rumbo – deslizante controlaron los procesos de sedimentación y subsidencia, generando grandes cambios faciales y de espesores en las diferentes unidades dependiendo en el sector de la cuenca donde fueron acumulados (Bermúdez & Morcote, 1995).

Durante el Eoceno la Cordillera Central inicia un periodo de erosión masiva en forma simultánea con su levantamiento tectónico, el cual generó esfuerzos compresivos y transpresivos, conformando bloques estructurales delimitados por fallas inicialmente normales que por efecto de los esfuerzos, sufrieron procesos de inversión. Esta actividad tectónica controló la formación de altos estructurales, los procesos de sedimentación y la subsidencia y generó una cuenca “*piggy back*” que evolucionó como una serie de subcuencas independientes.

El depocentro de cada una de las cuencas está controlado por el transporte tectónico de las fallas principales de cabalgamiento, las cuales en su bloque yacente y por peso isostático generaron un efecto de Sag permitiendo acumular mayor cantidad de sedimentos en esos sectores y hacia los bloques colgantes se generaron una serie de discordancias intraformacionales que enmarcan el contexto de una discordancia progresiva o creciente.

La secuencia del Terciario superior presenta inconformidades intraformacionales ligeramente angulares, posiblemente asociadas al proceso de formación de una serie de cuencas de tipo “*Piggy back*” fragmentadas por las fallas subverticales perpendiculares al rumbo general de las estructuras.

Esta secuencia compuesta por ciclos granodecrecientes en los cuales el espesor de las capas y la granulometría de los clásticos aumenta gradualmente, lo cual constituye el registro de un proceso regresivo de origen tectónico relacionado con el levantamiento final de la Cordillera Oriental (Díaz & Ramos, 2004.)

ESTRATIGRAFÍA

La secuencia para las cuencas de sector E de la Serranía de San Lucas, VMM, Piedemonte de La Cordillera Oriental, Cordillera Oriental y parte W del Macizo de Santander; fue descrita a partir de la geología de superficie y trabajos anteriores, correlacionados en las descripciones de pozos y registros eléctricos.

PARTE E DE LA SERRANIA DE SAN LUCAS

Solamente se obtuvo información sísmica de la parte más oriental de la serranía la estratigrafía del área se sintetiza a continuación, pero solo afloran en el sector registrado los intrusivos del jurasico, los depósitos del Cretácico inferior en contactos fallados y el Terciario superior en forma discordante

Precámbrico Cordillera Central (Pecc)

Compuesto de Neis cuarzofeldespático, bien bandeados con segregaciones de capas máficas milimétricas ricas en biotita y hornblenda; Anfibolitas, neises horbléndicos, neises granodioríticos, el grado de metamorfismo corresponde a facies esquistos verdes. La relación señal/ruido es bastante baja y no presenta eventos continuos.

Grupo Cajamarca (Pzlcal Pzlcau)

Conformado por, Esquistos verdes graffíticos, filitas cuarzosas, esquistos cuarzosos- néisicos, diabasas y calizas cristalinas. La relación señal/ruido es baja y las reflexiones que presenta son de baja amplitud y discontinuas

Intrusivos Jurásico Cordillera Central (Jicc)

Esta unidad está representada por plutones de composición principalmente diorítica, cuarzodiorítica y granodiorítica; La señal señal ruido es baja presenta reflexiones caóticas.

Intrusivos Cretácico Cordillera Central (Kicc)

Son Varios cuerpos granitoides desde batolitos hasta pequeñas cúpulas .o stocks La composición es principalmente granodiorítica. La relación señal /ruido es baja presenta eventos de baja amplitud y con geometría caotica.

Formación Morrocoyal

Conformada por shales en capas muy finas con laminación plano paralela de color negro localmente con intraestratificaciones muy finas a finas de limolitas negras. Sísmicamente presenta reflexiones de baja amplitud y poca contiduidad.

Grupo Honda (Tmh).

Compuesta por conglomerados polimícticos, clasto soportados y areno soportados; arenitas de grano fino a grueso, color gris oliva claro, con estratificación cruzada planar o en artesa, frecuentemente con estructura maciza. Las lodolitas son de color gris claro, marrón rojizo y vino tinto, su estructura interna es maciza.

Formación Mesa (Tqm).

Constituida de arenitas de grano muy fino a muy grueso, de color gris amarillento claro a pardo rojizo, con estratificación cruzada y delgadas interposiciones de arcillolitas gris rojiza, arenosa y unos niveles de conglomerados.

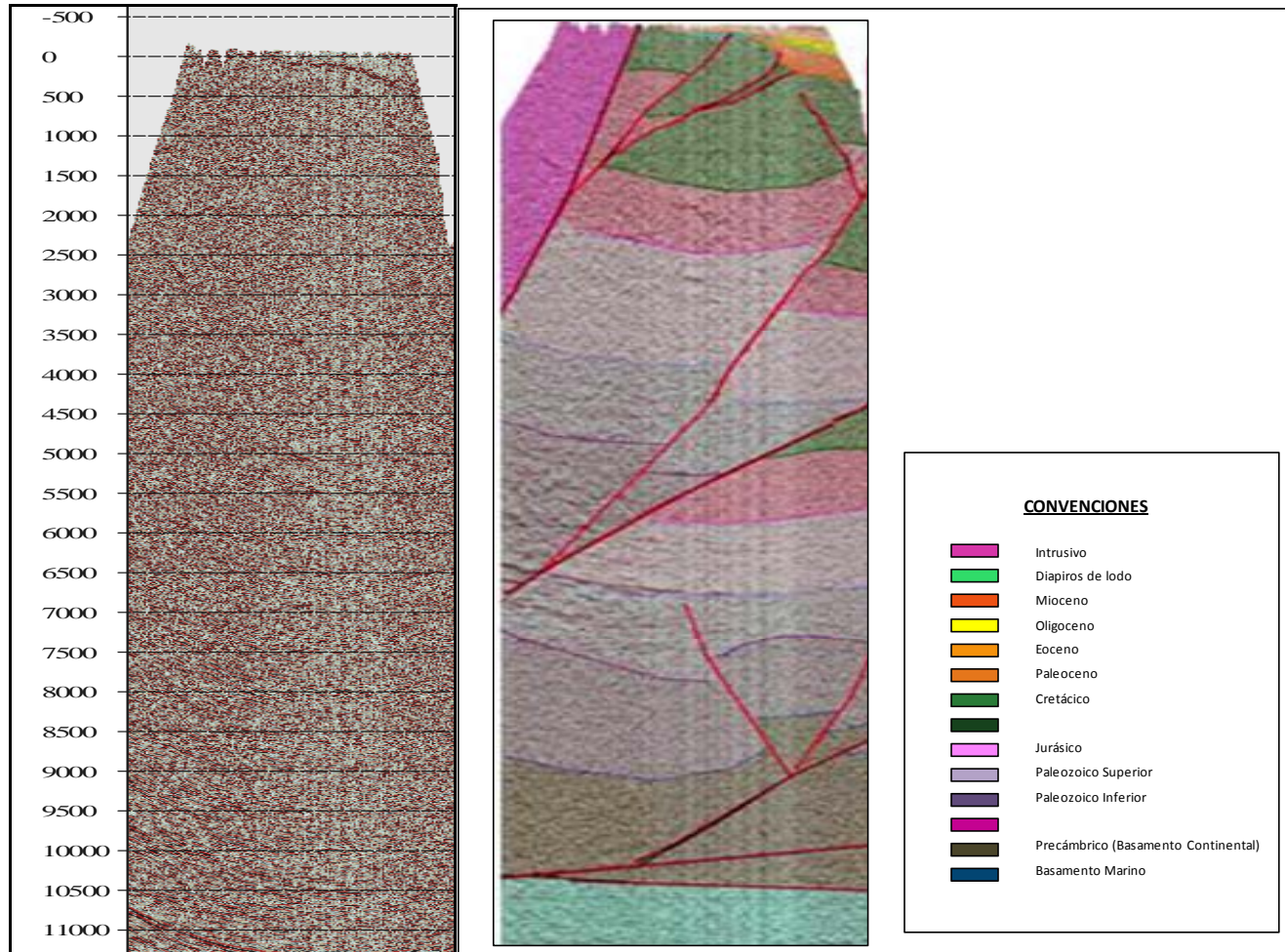


Fig. 24. Sísmica en el sector de la Serranía San Lucas

VMM

Las secuencias aflorantes se muestra en La columna generalizada (Fig. 25) y la secuencia de subsuelo se muestra en La Fig. 26.

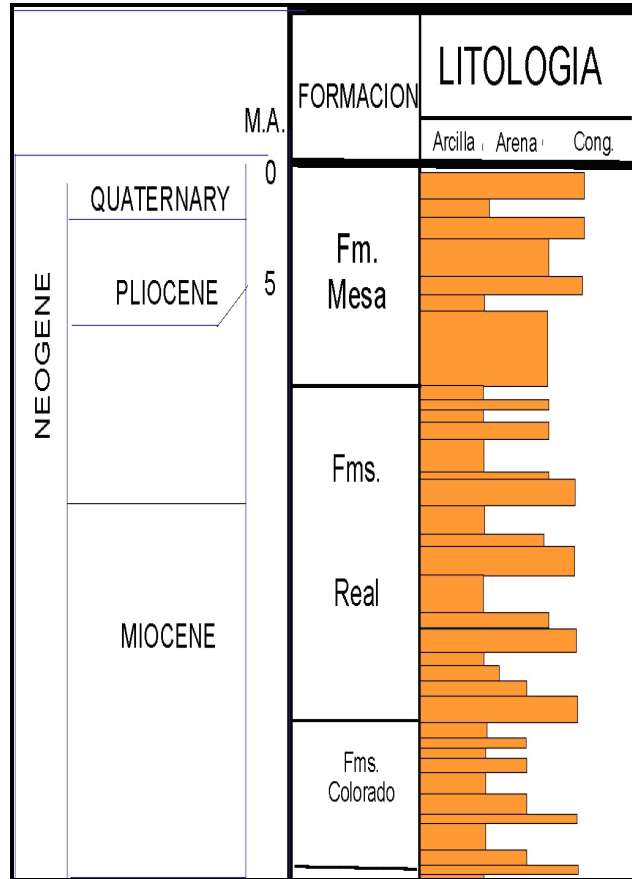


Fig. 25. Columna Estratigráfica Generalizada Valle Medio del Magdalena

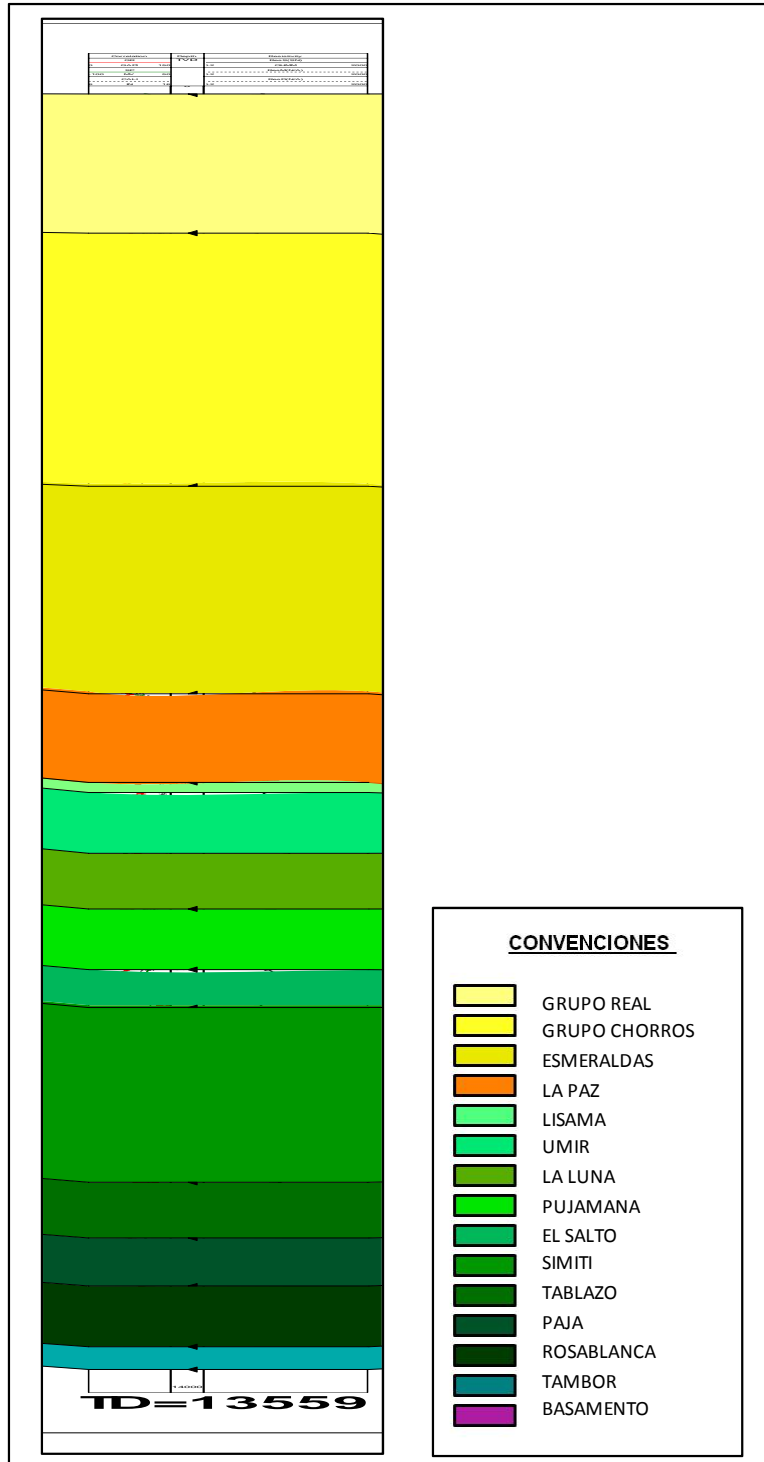


Fig. 26. Secuencia de subsuelo VMM

Grupo Real (E3N1r) --Mioceno medio a superior

Conglomerado en capas gruesas y muy gruesas, niveles de arcillolita gris clara predominando, con interposiciones de cuarzoarenita y arenita conglomerática de grano grueso a conglomerático. Los contactos con la infrayacente Formación Colorado y con el suprayacente Grupo Mesa son discordantes. No presenta respuesta sísmica distinguible.

Grupo Mesa (N2Q1m) Plioceno-Pleistoceno

Arcillolitas y Arenitas cuarzosas, ocasionalmente feldespáticas y micáceas, de tamaño de grano fino a medio, Arenitas de grano medio a grueso, localmente conglomerática, Conglomerado matriz-soportado a clasto-soportado, polimícticos.. El carácter sísmico de esta secuencia es de media a alta amplitud, sobresaliendo por presentar las mayores frecuencias de la sección sísmica. Consiste en reflectores sísmicos paralelos a subparalelos, ligeramente continuos, con varias zonas de reflexiones más transparentes hacia la base.

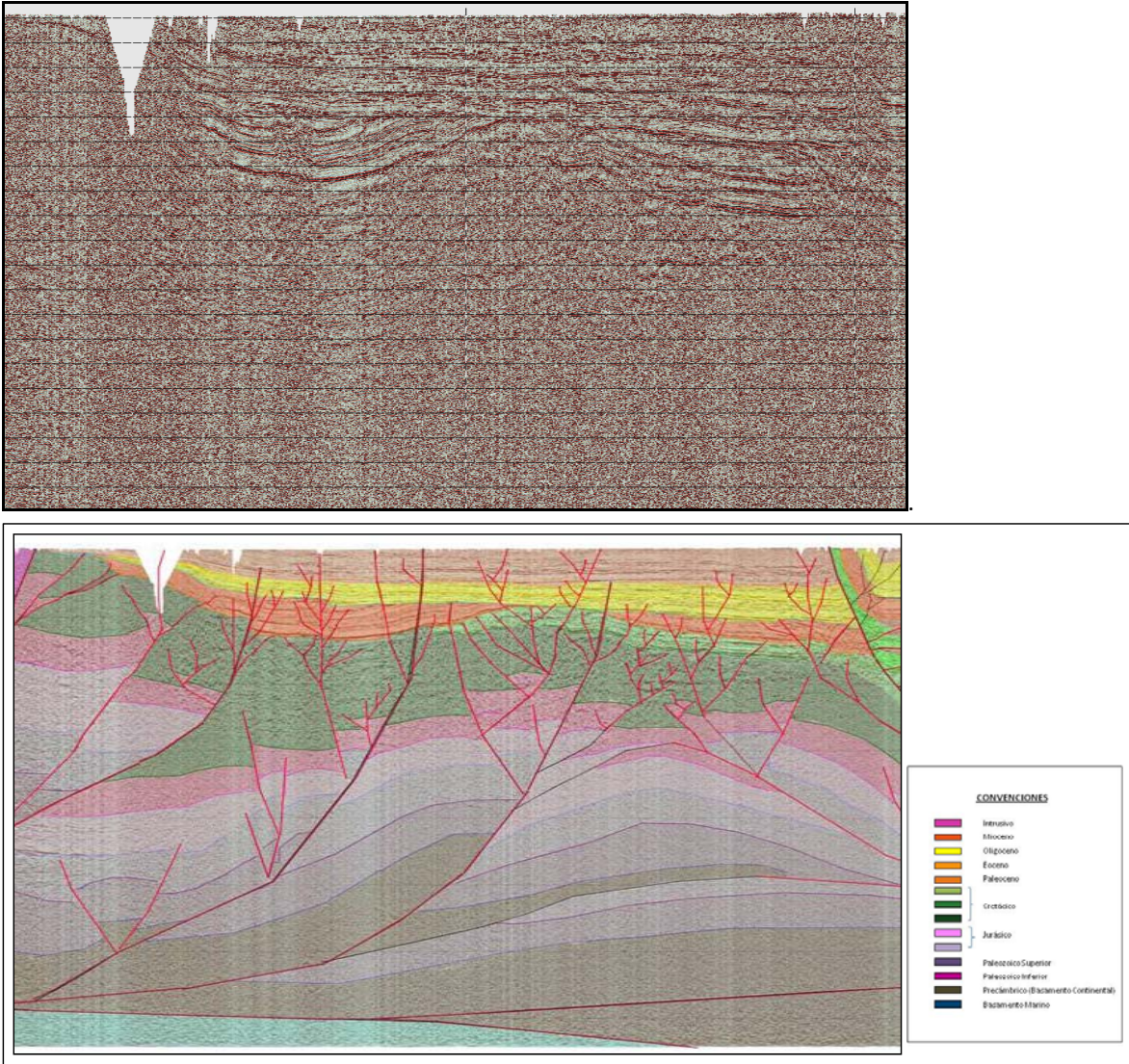


Fig. 27. Sísmica cuenca VMM

PIEDEMONTE W DE LA CORDILLERA ORIENTAL

Las formaciones aflorantes en esta región son: La Luna, Simiti, Lisama, La Paz, Esmeralda, Colorado y Mugrosa

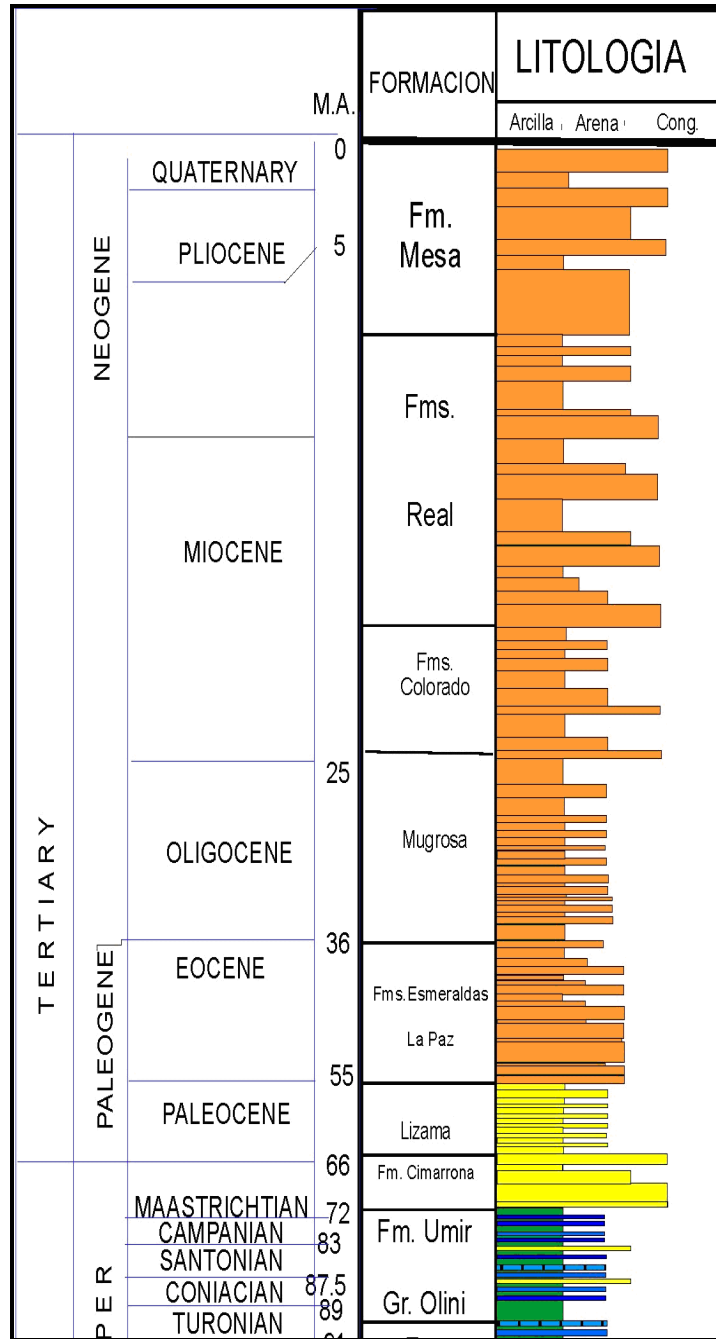


Fig. 28. Columna Estratigráfica Generalizada del Piedemonte de la Cordillera Oriental

Formación La Luna (Ksl) Cenomaniano-Campaniano Temprano (?)

Conformada por facies mixtas (calcáreas y siliciclasticas): limolitas negras muy silíceas, lodolitas negras, chert negro, lodolitas calcáreas, micritas negras en ocasiones fosilíferas. El contacto con la infrayacente Formación Simití es concordante y se ha reportado en algunos sitios como transicional. No presenta una respuesta sísmica característica.

Formación Umir (Ksu) Campaniano - Maastrichtiano inferior

Compuesta de lodolitas calcáreas terrígenas y fosilíferas (foraminíferos, bivalvos etc.) con abundante presencia de fragmentos vegetales de color café claro; las lodolitas se disponen en capas finas a medianas localmente bancos métricos. Esta unidad reposa concordante sobre la Fm La Luna. Tiene una respuesta sísmica fuerte con reflectores de gran amplitud, de alta continuidad y de frecuencia moderada.

Formación Lisama (KsE1l) Maastrichtiano superior-Paleoceno

En general esta secuencia sedimentaria consiste de interposiciones de arenitas de grano medio a fino, gris verdosa y marrón, micácea, con niveles de limolita y shale gris y marrón, a veces con delgadas capas de carbón. El contacto inferior con la Formación Umir es conforme y transicional; el contacto con la suprayacente Formación La Paz es discordante de alto ángulo (Taborda, 1965). Está caracterizada por presentar una buena respuesta sísmica con reflectores continuos y paralelos, mediana amplitud y alta frecuencia, con truncaciones contra la Formación La Paz.

Formación La Paz (Eslp)- Eoceno Tardío

Corresponde a niveles de arenitas conglomeráticas, muy fracturadas, duras, compactas, de color blancas amarillentas, arenita feldespática parda, en capas lenticulares de arenita rojiza de grano fino, ferruginosa, y niveles masivos de arcillolita gris clara. El contacto con la infrayacente Formación Lisama es una discordancia angular de extensión regional y el contacto superior con la Formación Esmeraldas es conforme (Ward y otros, 1973). En esta secuencia sobresalen reflectores de alta amplitud, continuos y de baja frecuencia.

Formación Esmeraldas (Ese) – Eoceno

La facies dominante consiste en arenitas con laminación cruzada plana y en artesa; esta unidad reposa concordante sobre la Formación La Paz y el límite es transicional, mientras que el contacto superior es discordante con la Formación Mugrosa (J. de Porta, 1974). El carácter sísmico de esta secuencia es de media-baja amplitud, sobresaliendo por presentar altas frecuencias. Consiste en reflectores sísmicos paralelos a subparalelos, ligeramente continuos, con varias zonas de reflexiones más transparentes.

Formación Mugrosa (E3m)- Oligoceno Medio

Niveles arcillosos con gránulos y guijos de cuarzo, niveles de arenitas cuarzosas rojizas predominantes con interposiciones de niveles arcillosos rojizos y conglomerado arcilloso lodo soportado, niveles predominantes de cuarzoarenita café clara, friables, con interposiciones de arcillolita ocre y lentes conglomeráticos amarillo rojizos. El contacto de esta unidad con la subyacente Formación Esmeraldas es una discordancia regional, el contacto superior es concordante con la Formación Colorado La secuencia se reconoce sísmicamente en el VMM por el carácter subparalelo y discontinuo de los reflectores en las zonas más deformadas, y con mayor continuidad hacia las partes menos afectadas por fallas y plegamientos.

Formación Colorado (E3N1c)- Oligoceno Superior- Mioceno Inferior

Arcillolita con interposiciones de limolita gris clara, niveles de cuarzoarenita con feldespato. El contacto inferior con la infrayacente Formación Mugrosa es concordante y el límite superior es discordante con el Grupo Real . La unidad está representada por una secuencia de reflectores discontinuos, de mediana frecuencia y baja amplitud hacia los flancos del sinclinal de Nuevo Mundo, con una mayor claridad hacia la charnela del pliegue.

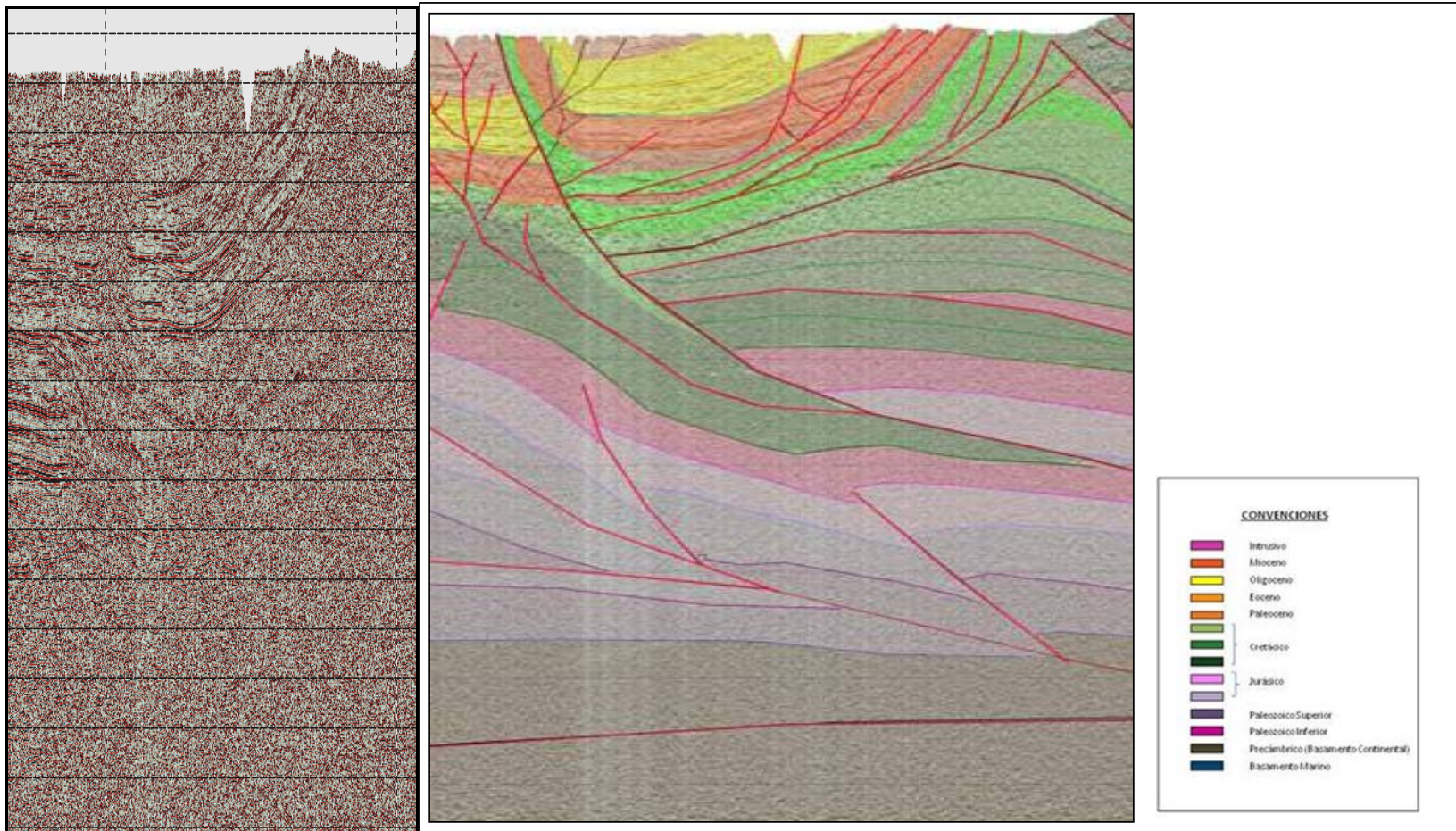


Fig. 29. Sísmica sector Piedemonte W de la Cordillera Oriental

CORDILLERA ORIENTAL

Granito de Pescadero – Triásico-Jurásico

Plutón alargado de forma irregular, emplazado al oeste de la Falla de Bucaramanga. En el corredor de la línea Regional Transandina este cuerpo ígneo intruye al oeste metasedimentos de la Formación Silgará se encuentra a lo largo de la Falla de Bucaramanga.

Tonalita – Triásico (?)

Numerosos cuerpos de tonalita se reportan en la zona del Pescadero al oriente de la Falla de Bucaramanga, estas rocas post-metamórficas, son probablemente más jóvenes que la Formación Silgará y podrían pertenecer al Triásico y otras podrían ser más antiguas incluso hasta el Ordovícico (Ward y otros, 1973). En el corredor de la Línea Regional Transandina este cuerpo ígneo tonalítico intruye al Neis de Bucaramanga

Formación Jordán (Jj) Jurásico Inferior

Constituida por arenitas de grano grueso, con estratificación cruzada y lentes conglomeráticos. La parte superior está compuesta por arenitas de grano muy fino intercaladas con capas de limolitas. El contacto con la suprayacente Formación Girón es discordante angular de hasta 30 grados (Cediel, 1968) y el contacto inferior es reportado como una inconformidad sobre metasedimentos Pre-Devónicos de la Formación Silgará. Las reflexiones tienen mediana continuidad, muy baja frecuencia, y amplitud que disminuye hacia la base. El nivel inferior presenta reflexiones de muy baja continuidad y de menor frecuencia. Esta secuencia está en contacto discordante con la Formación Girón que le suprayace.

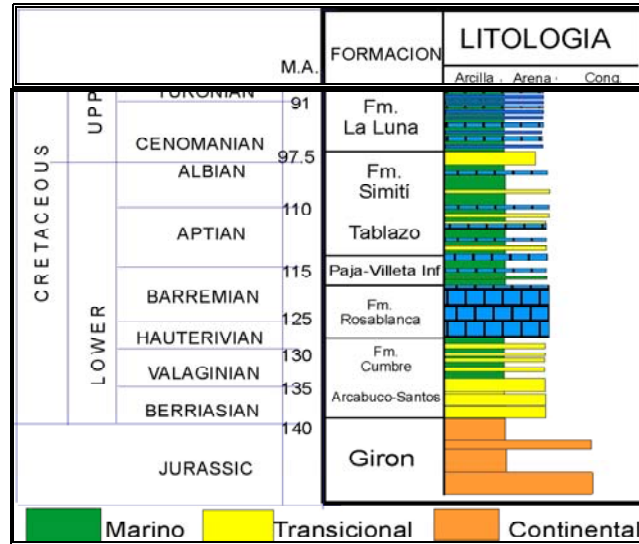


Fig. 30. Columna Estratigráfica Generalizada Valle Medio del Magdalena

Formación Girón (Jg) Jurásico

Compuesta de lodolitas masivas con intercalaciones menores de conglomerados masivos, polimicticos matriz-soportados, areniscas cuarzosas masivos de grano grueso, ligeramente conglomeráticas depositadas en un ambiente Fluvial, de corrientes meandriformes. Sus contactos superior e inferior son discordantes. En la línea sísmica la unidad está representada por una secuencia de reflectores discontinuos, paralelos, y de mediana frecuencia y amplitud. La reflexión correspondiente al tope de esta unidad es de baja frecuencia, gran amplitud y alta continuidad, con un gran coeficiente de reflexión positivo, debido al contraste de impedancia acústicas con las rocas cretácicas.

Formación Los Santos (Kils)- Berriasiano

Conformada por Cuarzoarenitas de grano medio a grueso y Arenitas de grano fino a muy fino, sublíticas, conglomerados clasto soportados y arenitas conglomeráticas. El contacto con la unidad que la infrayace es discordante y el contacto superior es transicional. La respuesta sísmica es bastante pobre y continuidad caótica, característica común en la mayor parte de las secuencias cretácicas presentes en la línea sísmica, debido principalmente al bajo contraste de densidades y velocidades de las rocas.

Formación Tambor (Kita) Valanginiano-Hauteriviano(?)

La relación estratigráfica de la Fm Tambor con la unidad infrayacente podría corresponder a un cambio transicional (lateral de facies) variando de sedimentos siliciclasticos finogranulares lodosos distales más jóvenes (Fm Tambor) en el occidente a sedimentos arenosos a arenosos conglomeráticos proximales más antiguos (Formación Los Santos) hacia el Sur- oriente de la zona de la línea sísmica regional transandina,

donde se encontraba el área fuente de este depósito sedimentario. No presenta características sísmicas distinguibles.

Formación Rosa Blanca (Kir)- Hauteriviano-Barremiano

Consiste de micritas masivas fosilíferas, lodolitas calcáreas, calizas cristalinas y arenitas calcárea. A nivel regional se reportan contactos superior e inferior concordantes la Formación Paja y Tambor respectivamente. Estos contactos no se observaron aflorando en el área de estudio. No presenta características sísmicas distinguibles.

Formación Paja (Kip)- Barremiano-Aptiano

Conformada por lutitas a shales negros masivos; en menor proporción micritas masivas y arenitas de grano muy fino. Las facies calcáreas se observan en la base de la sección, donde se destacan concreciones calcáreas, nódulos y venas de calcita.

A nivel regional se reporta el contacto superior con la Formación Tablazo concordante al igual que el contacto inferior con la Formación Rosa Blanca (Ingeominas, 1973). La respuesta sísmica es bastante pobre y de poca continuidad. No presenta características sísmicas distinguibles.

Formación Tablazo (Kmt) Aptiano Superior- Albiano Inferior

Presenta facies calcáreas de bioesparitas, color gris azulado y micritas fosilíferas. Las areniscas son de grano fino a muy fino con cemento calcáreo, bioturbadas. En la mitad superior predominan las calizas, mientras en la mitad inferior las lodolitas calcáreas. La Formación Tablazo tiene un espesor estimado que varía entre 150 y 325 m regionalmente en el Valle Medio del Magdalena. El contacto con la suprayacente Formación Simití es concordante y el contacto inferior es gradacional y concordante con la Formación Paja no presenta características sísmicas distinguibles.

Formación Simití (Kms)- Albiano medio-Cenomaniano Inferior

Constituida principalmente por shale negro fosilífero, carbonáceo, micritas negras y con menor frecuencia areniscas de grano fino a muy fino, limolitas y arcillolitas. . La Formación Simití tiene un espesor estimado de 350 m y el contacto con la suprayacente Formación La Luna es concordante. .Sísmicamente se caracteriza por presentar reflectores uniformes de carácter continuo, frecuencia moderada y gran amplitud, evidenciando el contraste con las rocas del Cretácico Inferior.

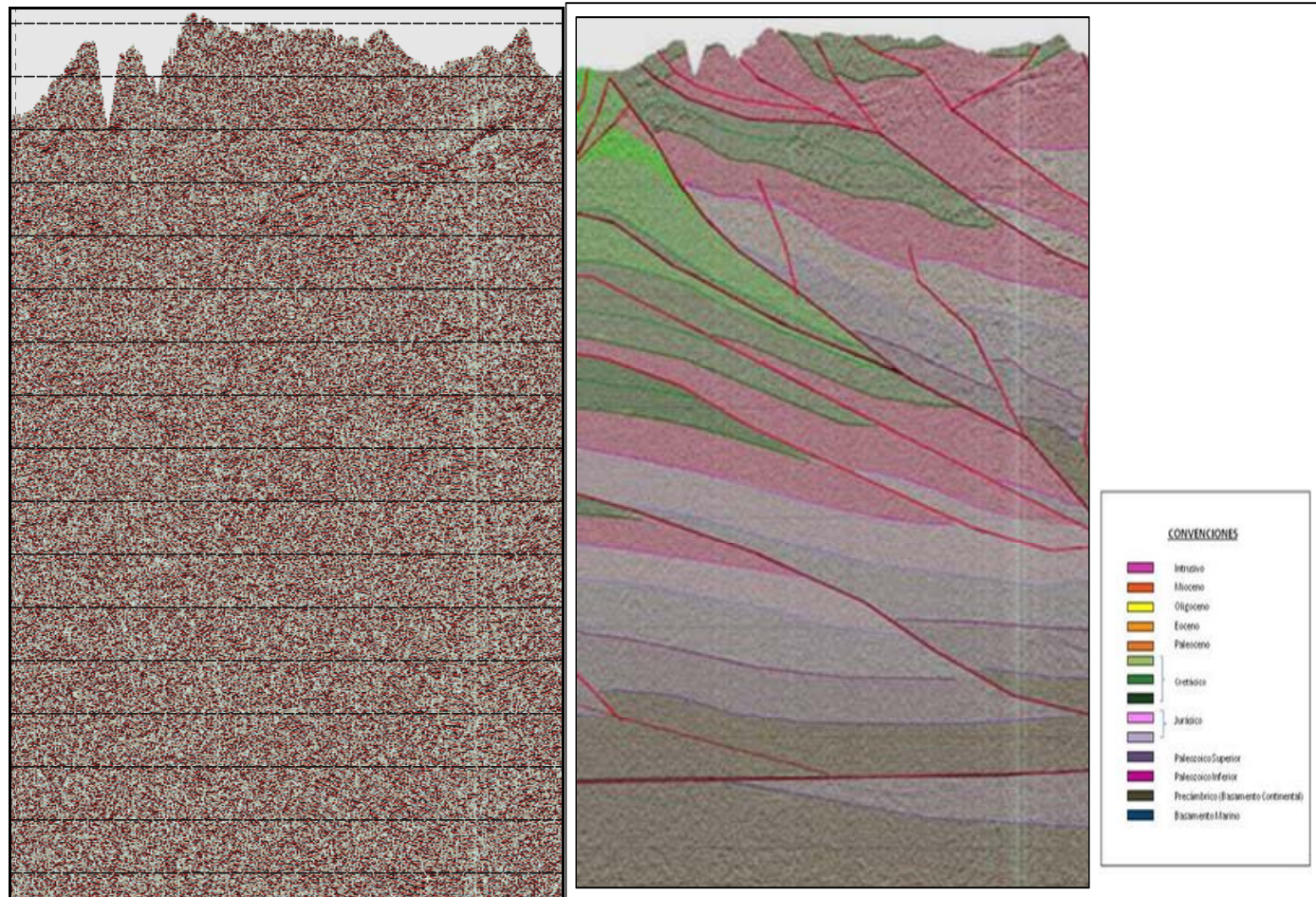


Fig. 31. Sísmica Flanco W de la Cordillera Oriental

PARTE W DEL MACIZO DE SANTANDER

Formación Silgará Paleozoico – Predevónico

Consiste en rocas clásicas metamorfoseadas que constan de pizarras, filitas, metalimolita, meta-arenisca y meta calcárea. En el corredor de la línea Regional Transandina la Formación Silgará en la parte occidental está en contacto discordante con la suprayacente Formación Los Santos y en la parte oriental en contacto intrusivo con el Granito de Pescadero.

Neis de Bucaramanga – Pre-Cámbrico

Es una secuencia estratificada de rocas de alto grado metamórfico, consistente en paraneis pelítico, semipelítico y arenáceo, esquistos y cantidades subordinadas de neis calcáreo, mármol, neis hornbléndico, anfibolitas y dos zonas de rocas migmatíticas (Goldsmith, 1971).

En general las rocas ígneas y metamórficas presentes en la Línea Regional muestran una relación señal/ruido muy baja. Presentan algunas reflexiones discontinuas y de baja amplitud, debido a que aunque los valores individuales de impedancia acústica sean altos, los contrastes de impedancia acústica son pequeños.

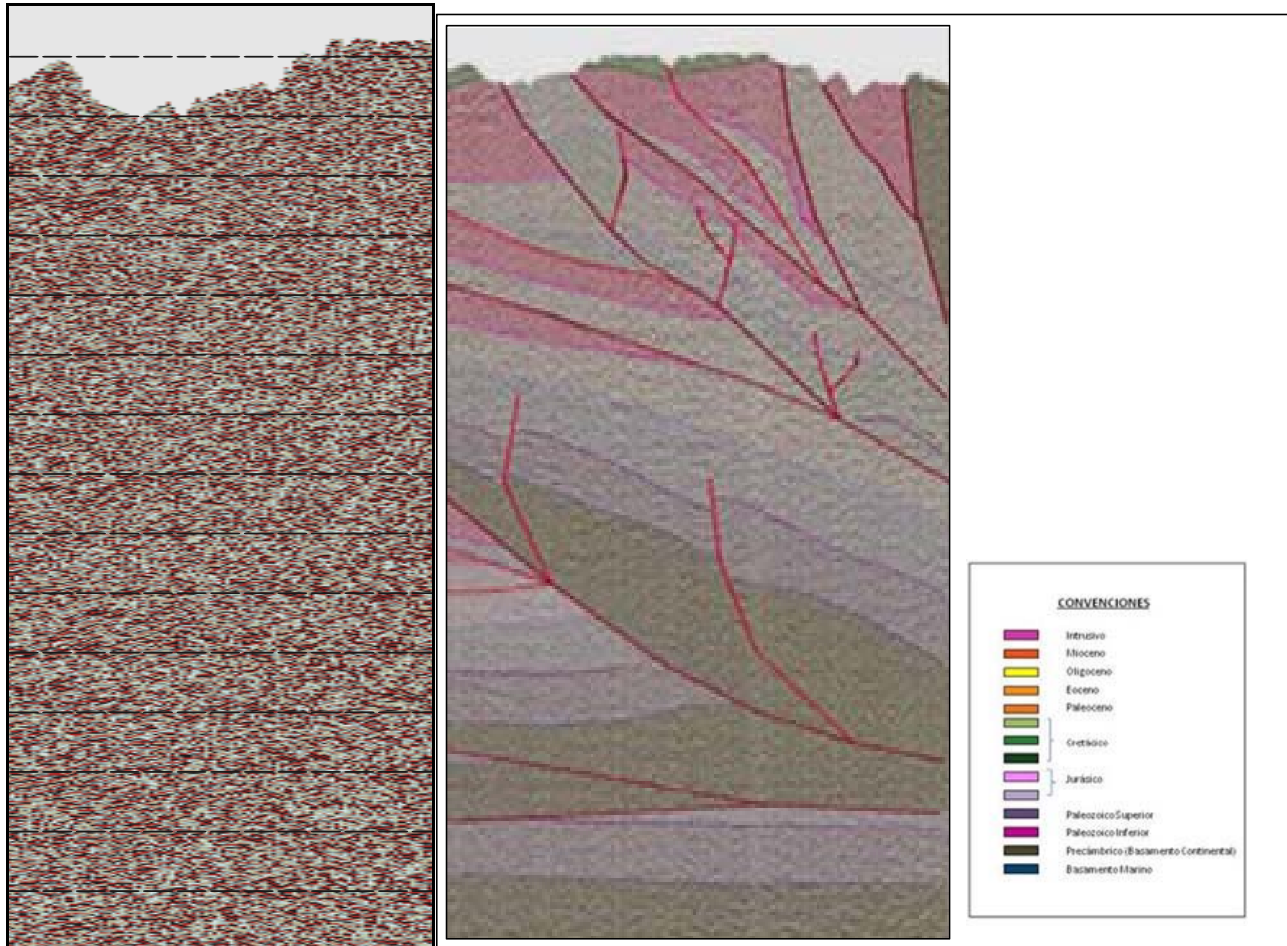


Fig. 32. Sísmica de la parte W del Macizo de Santander

CORRELACIONES LITO Y CRONO ESTRATIGRAFICAS

Con base en la continuidad estratigráfica observada en la sísmica y los registros de pozos se realizó la correlación Litoestratigráfica en la cuenca del VMM Fig. 33 y con base en información bibliográfica se elaboró la carta de correlación Cronoestratigráfica Fig. 34.

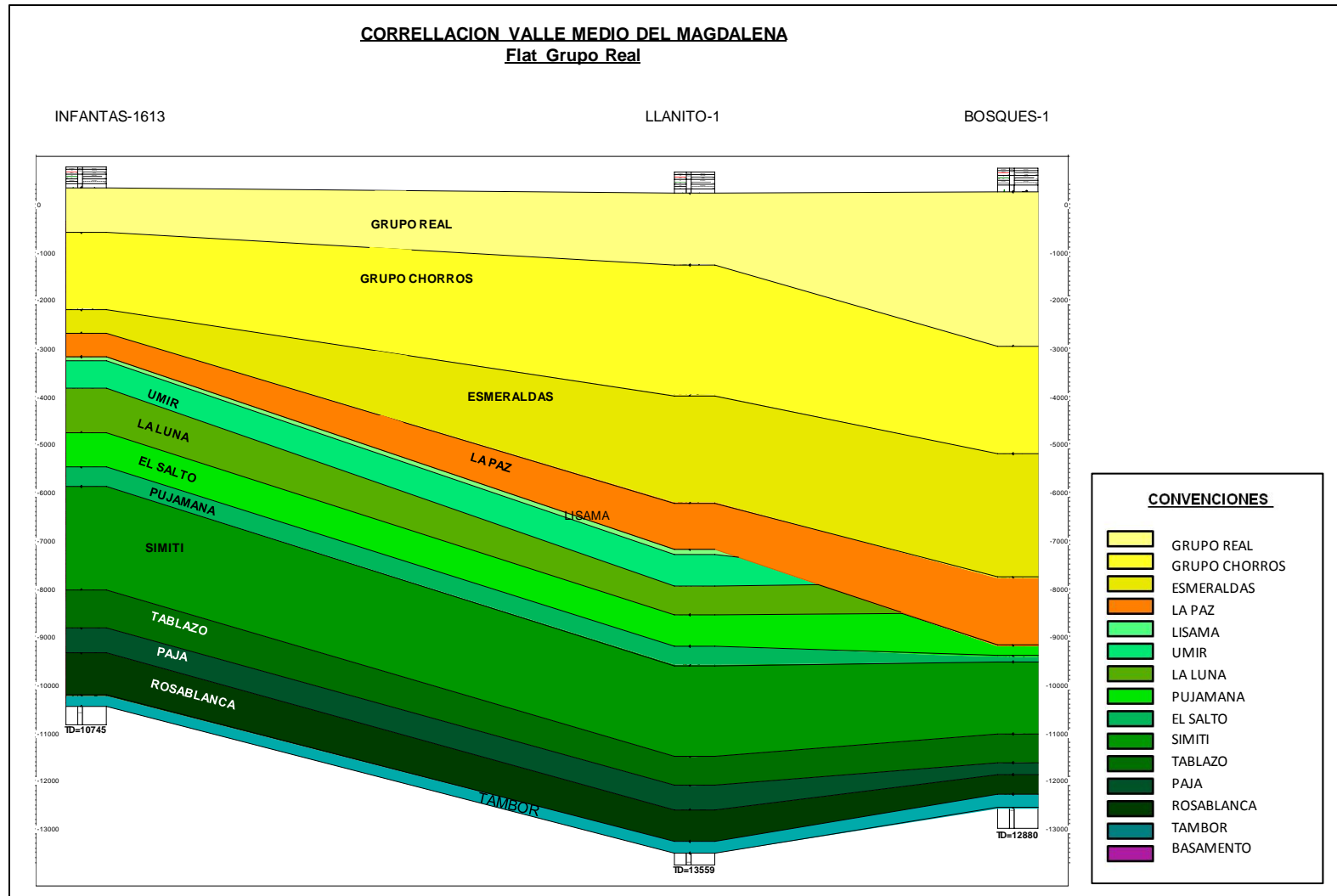


Fig. 33. Correlación Litoestratigráfica N-S del VMM

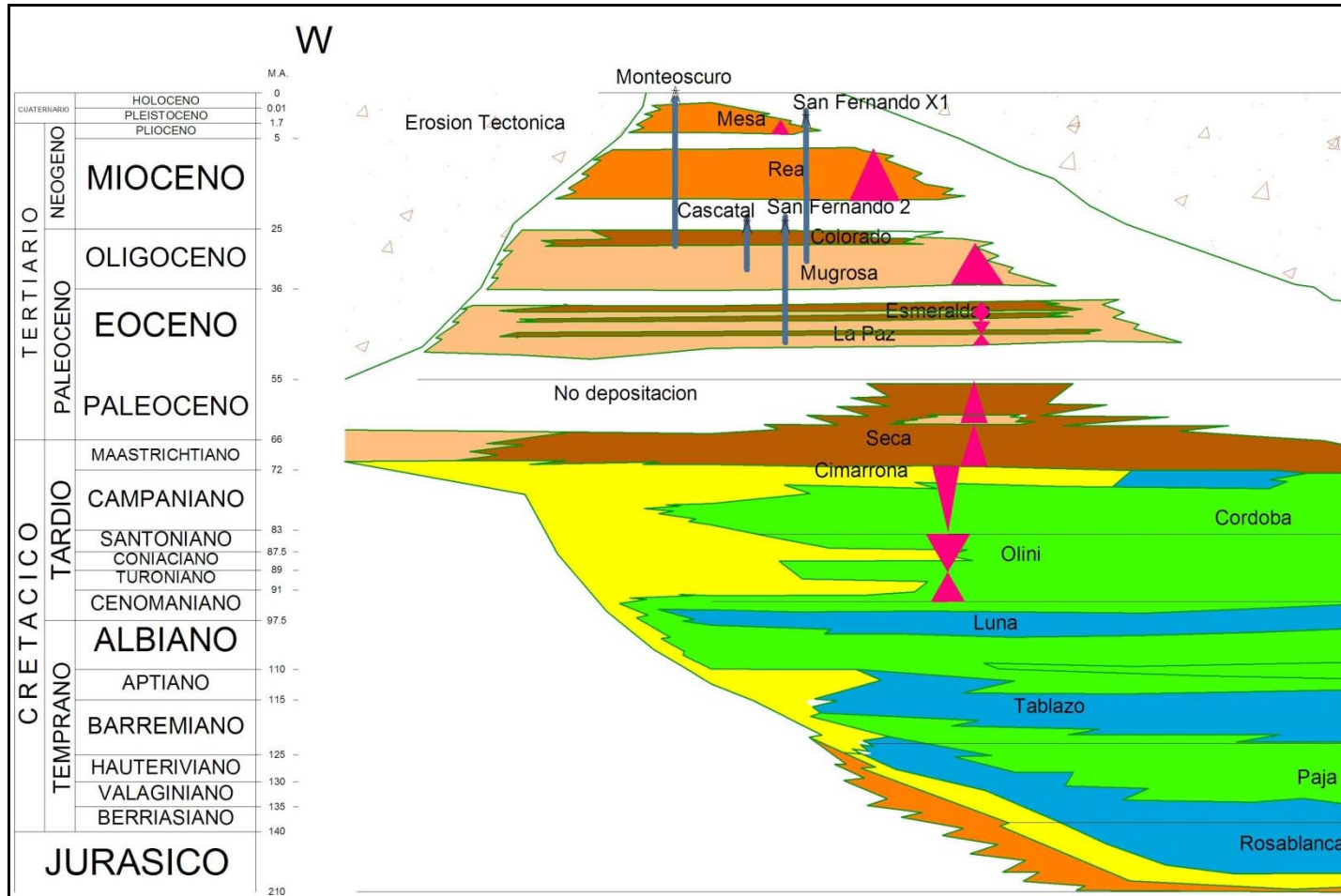


Fig. 34. Correlación Cronoestratigráfica EW de la región estudiada

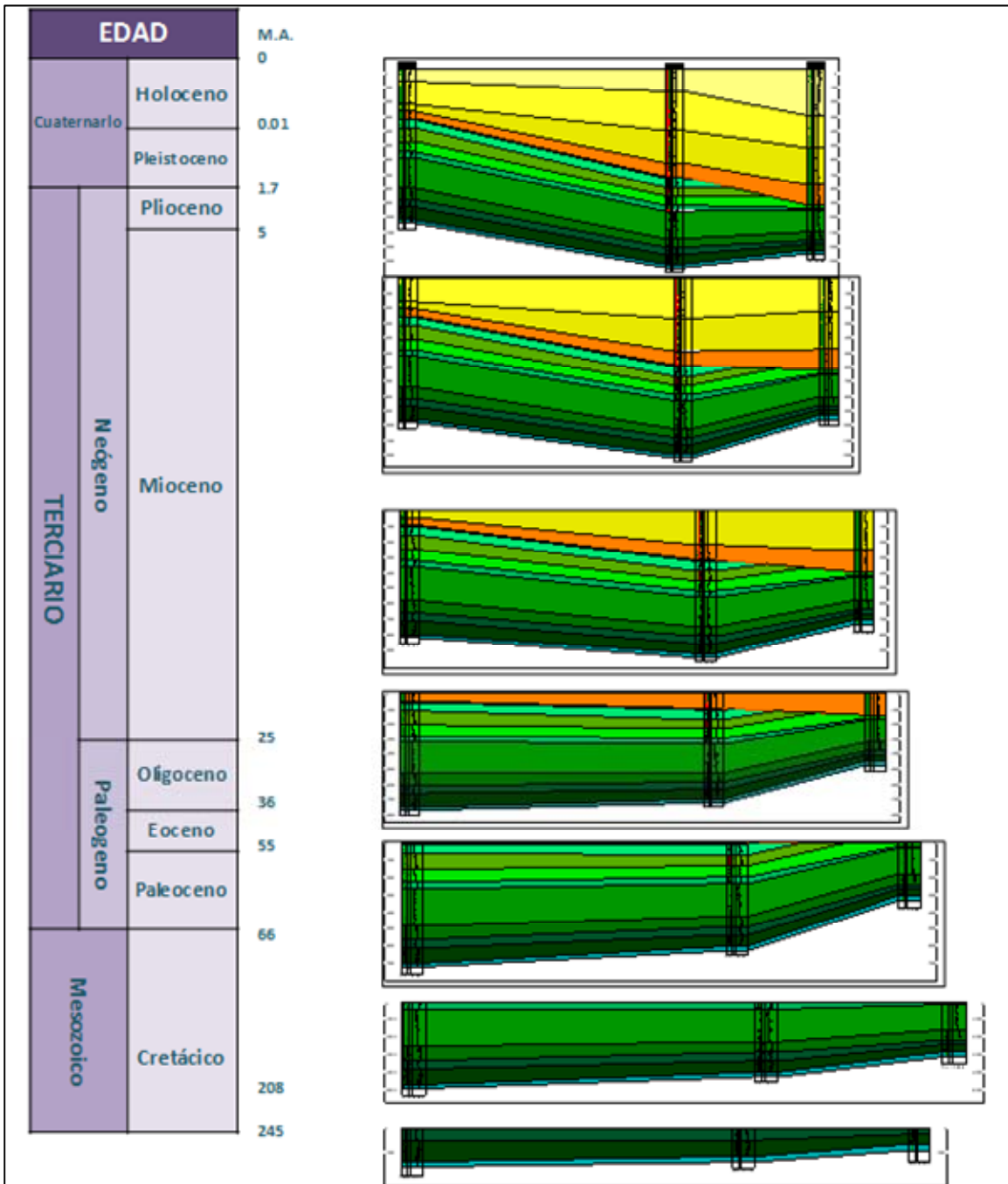


Fig. 35. Historia de evolución sedimentaria del VMM

La respuesta sísmica es en general de buena calidad con una alta relación señal/ruido, a excepción de las zonas de baja reflectividad asociadas a la presencia de rocas cristalinas. Generalizando se puede mencionar que se tiene información hasta 11 seg. El contenido de frecuencias es variable entre 20 y 50 ciclos por segundo. La Fig. 36 muestra la frecuencia instantánea característica de los eventos, la cual está relacionada principalmente a los espesores estratigráficos de las secuencias. Se observa una respuesta sísmica de más baja frecuencia entre 2500 ms. y 4500 ms. asociada a las rocas cretácicas que contrastan con los valores intermedios y de alta frecuencia de las rocas más jóvenes.

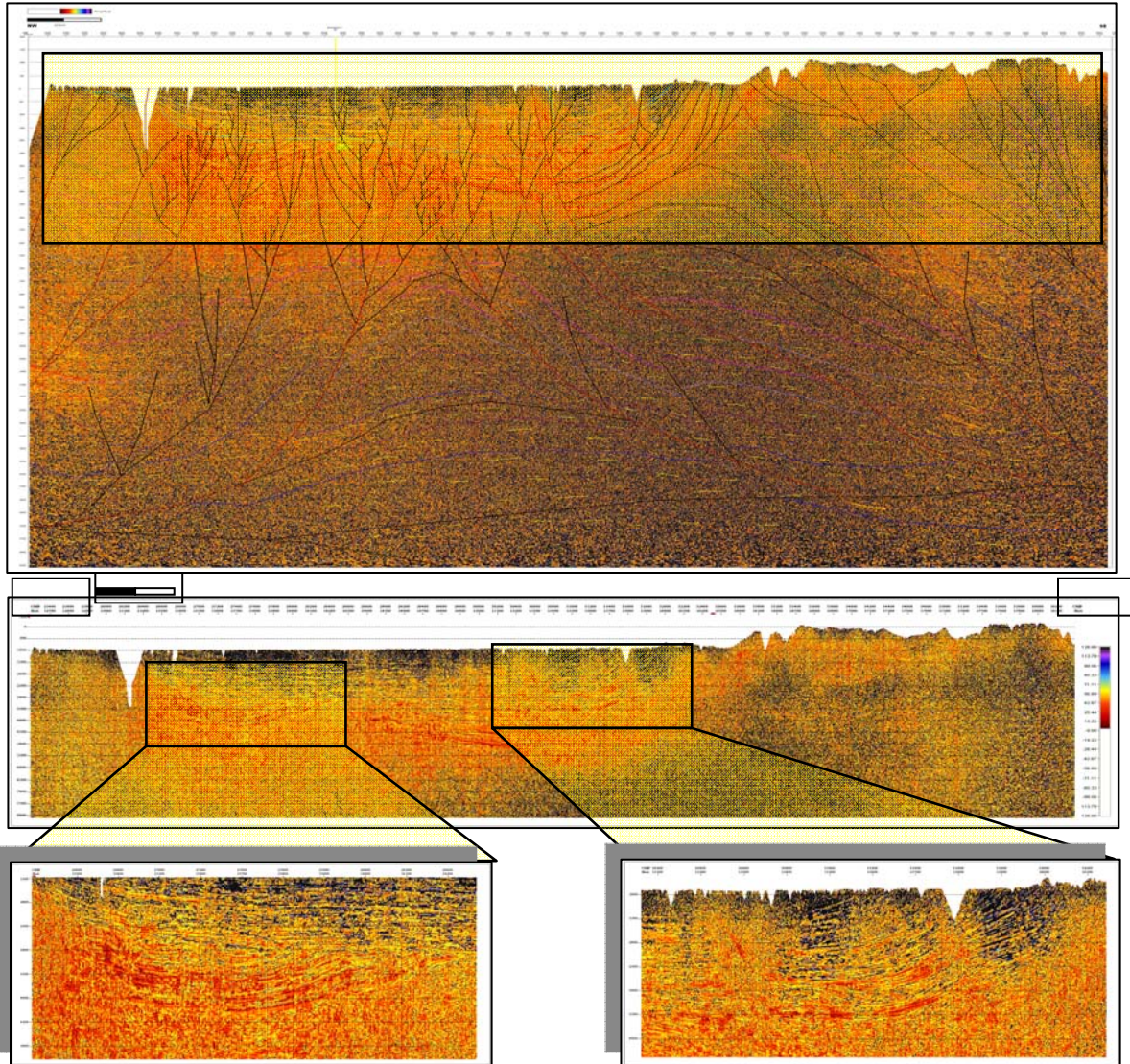


Fig. 36. Frecuencia Instantánea de las secuencias sísmicas del Valle Medio del Magdalena y la Cordillera Oriental. Se observa una respuesta sísmica de más baja frecuencia asociada a las rocas cretácicas que contrastan con los valores intermedios y de alta frecuencia de las rocas jóvenes.

Adicionalmente, en la Fig. 37 se presenta la Energía de reflexión o medida de reflectividad calculada para los datos de la sección sísmica, la cual está relacionada con los valores de amplitud de la onda sísmica. Este

atributo realza en la sección las variaciones laterales dentro de los eventos sísmicos, mostrando mayores valores hacia los reflectores del lado occidental de la cuenca. También se realzan las fallas y estructuras más sutiles, alcanzando mayores valores hacia los niveles que representan las discordancias significativas de la secuencia (Fig. 37).

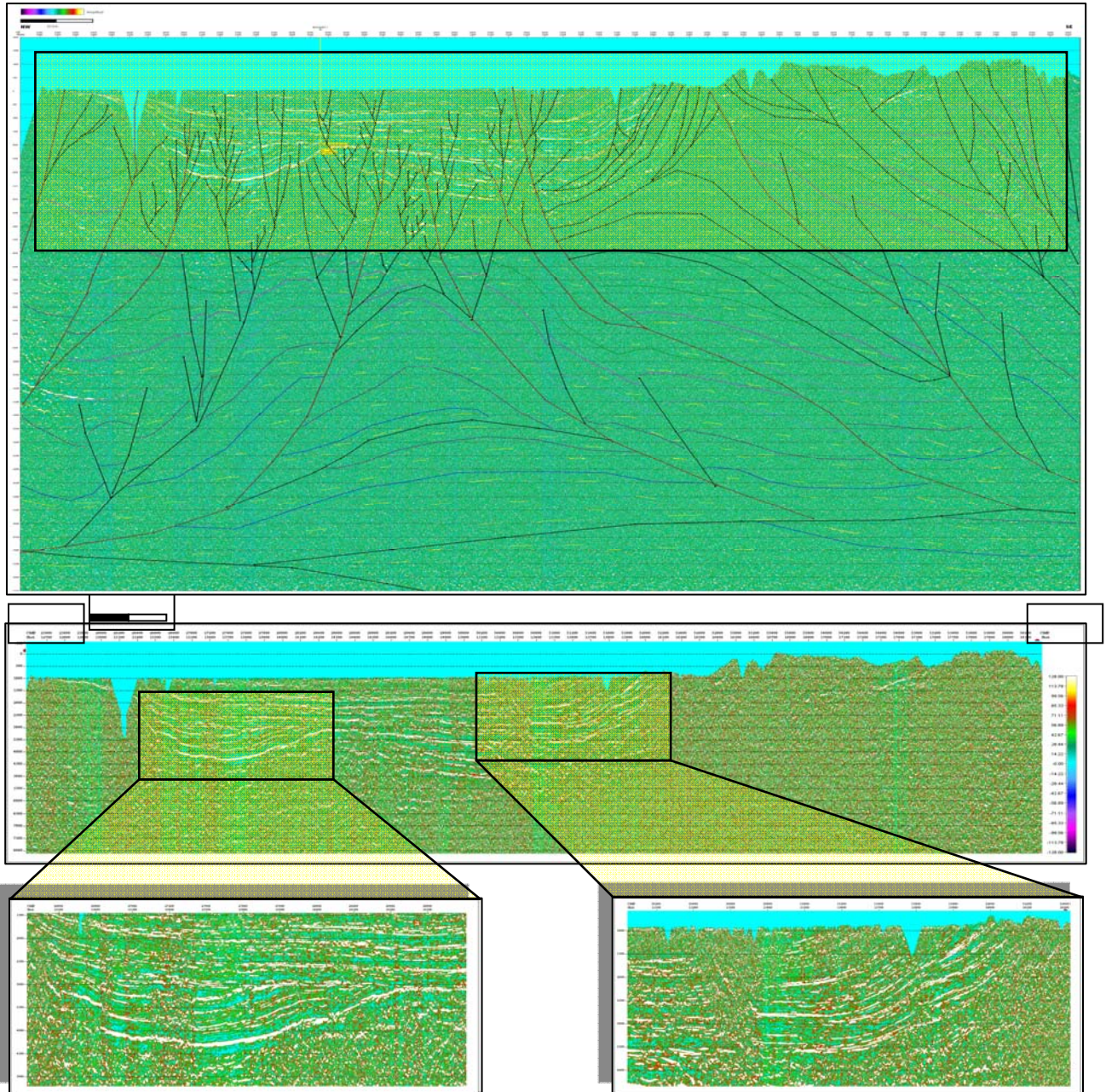


Fig. 37. Energía de reflexión de las secuencias sísmicas del Valle Medio del Magdalena y Cordillera Oriental. Obsérvese la mayor energía de las reflexiones en las discordancias.

Los rectángulos de la izquierda en las Figuras 36 y 37 muestran la fuerte discordancia angular del Eoceno inferior sobre los reflectores de alta energía de sedimentos cretácicos. A la izquierda se realiza el plegamiento y cabalgamiento con vergencia al Oeste de las secuencias sedimentarias.

En profundidad, el basamento de la cuenca del VMM y el flanco occidental de la Cordillera Oriental se caracteriza por tener un coeficiente de reflexión bajo, frecuencia intermedia, poca continuidad y energía de reflexión moderada. En algunos sectores se destaca la presencia de una serie de reflexiones internas de poca continuidad y de mayor frecuencia y amplitud, que se explican como la respuesta a las características estructurales dentro del basamento, y al carácter metasedimentario y metamórfico de las rocas paleozoicas y precámbricas (Fig. 38).

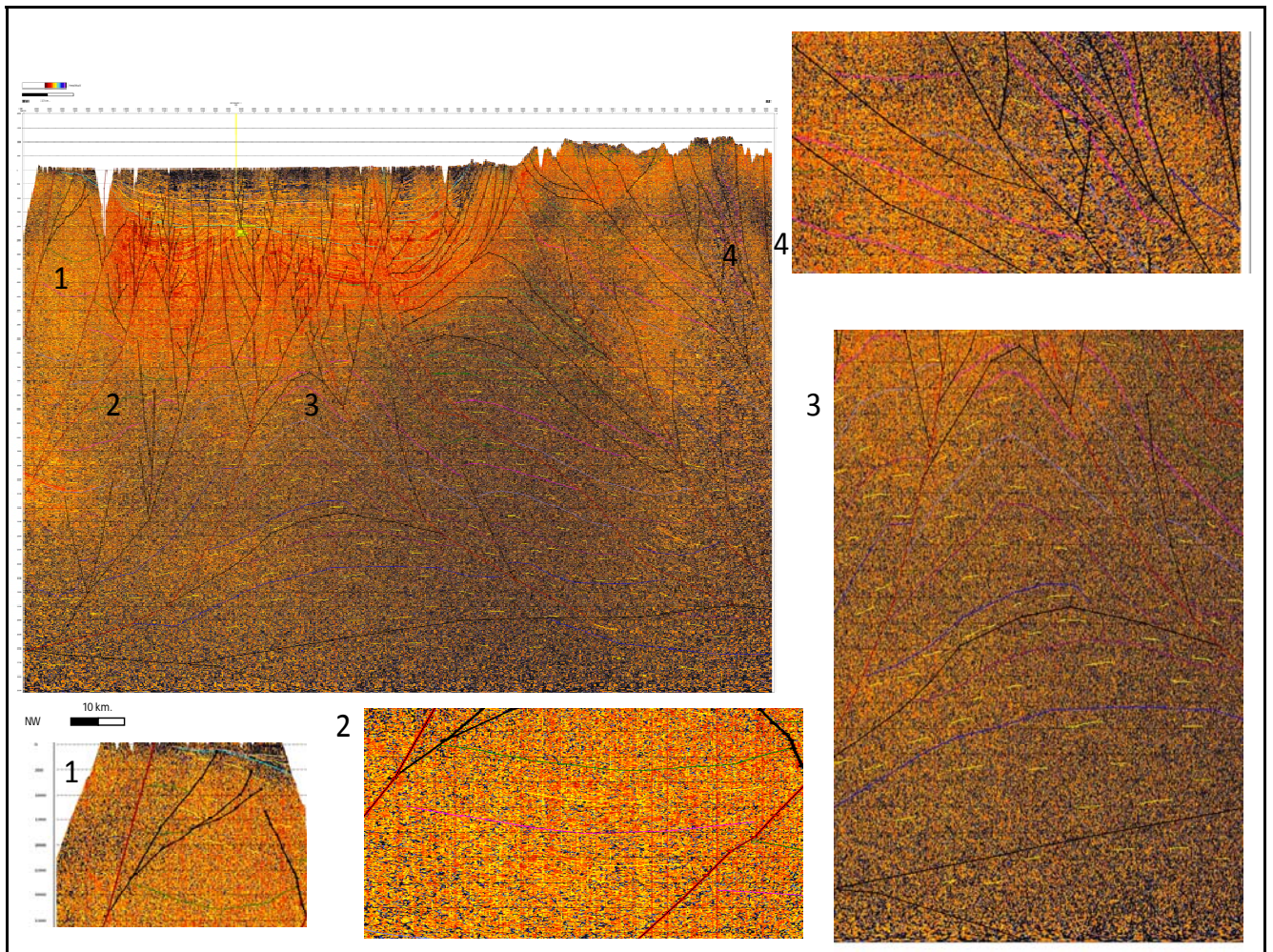


Fig. 38. Expresión sísmica del basamento en profundidad. 1. En la serranía de San Lucas no se observan reflexiones que indiquen sedimentos bajo el bloque de intrusivos. 2. Se observan reflexiones de poca continuidad en el pre-Cretácico. 3. Detalle de apilamiento estructural dentro del pre-Cretácico en la parte central del VMM. 4. En el basamento de la cordillera Oriental presenta reflexiones muy discontinuas debido a la alta deformación estructural de estas.

La diferencia de deformación en los bloques yacentes de la cordillera oriental 1 en el cual se desarrolla un duplex que involucra el Cretácico inferior y del sinclinal de Mundo Nuevo 2. En el que se genera una estructura en flor que involucra toda la secuencia esto producto de esfuerzos con diferente componente, se aprecian los reflectores continuos (Fig. 39)

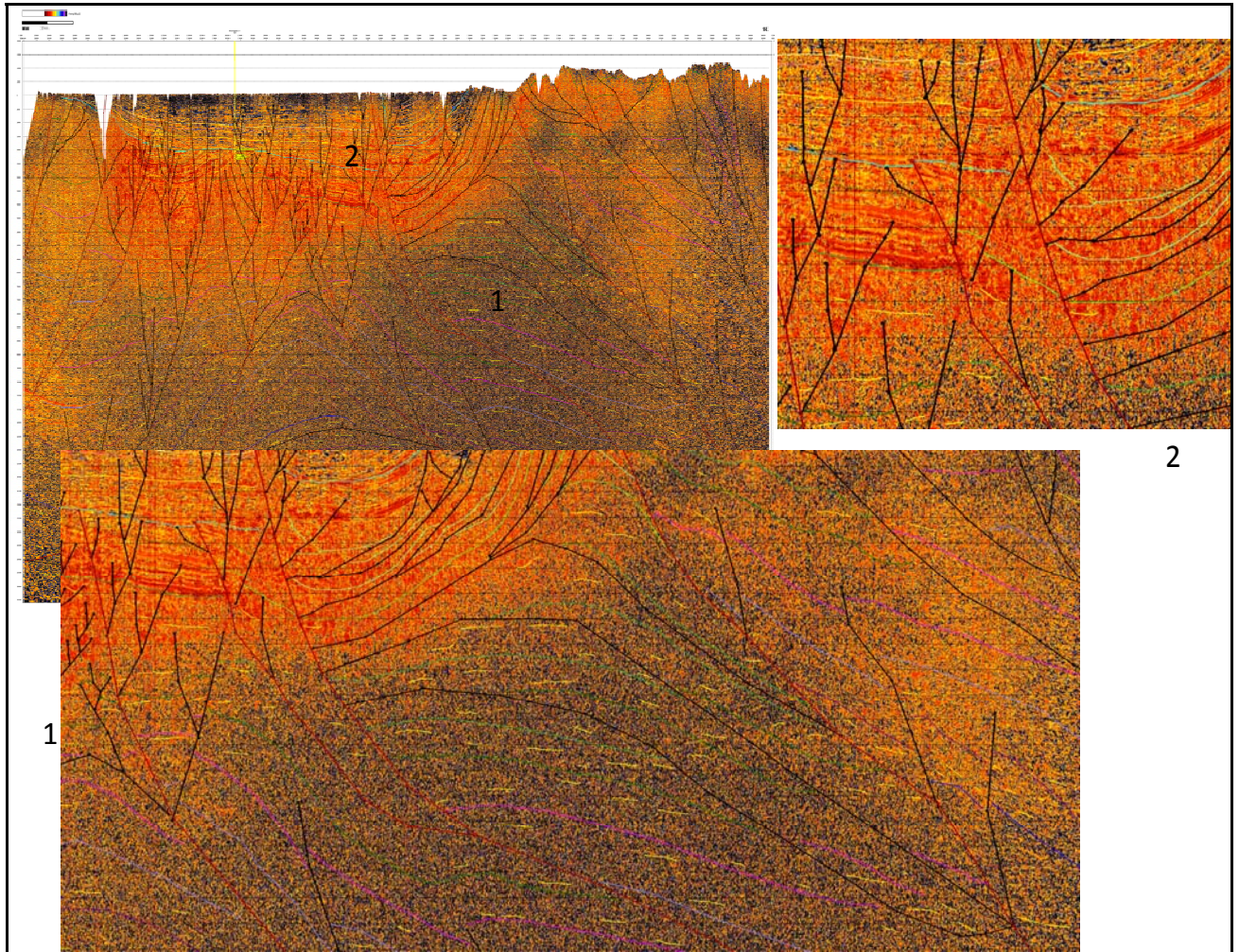


Fig. 39. Estructuración de bloque yacente en La Cordillera Oriental y VMM.

INFORMACION DE VELOCIDADES

Con el fin de calibrar la información de los registros de los pozos se contó con registros de velocidad de los pozos BOSQUES-1 y LLANITO-1. Los datos de tiempo contra profundidad usados para amarrar los pozos a la sísmica se muestran en la Fig. 40

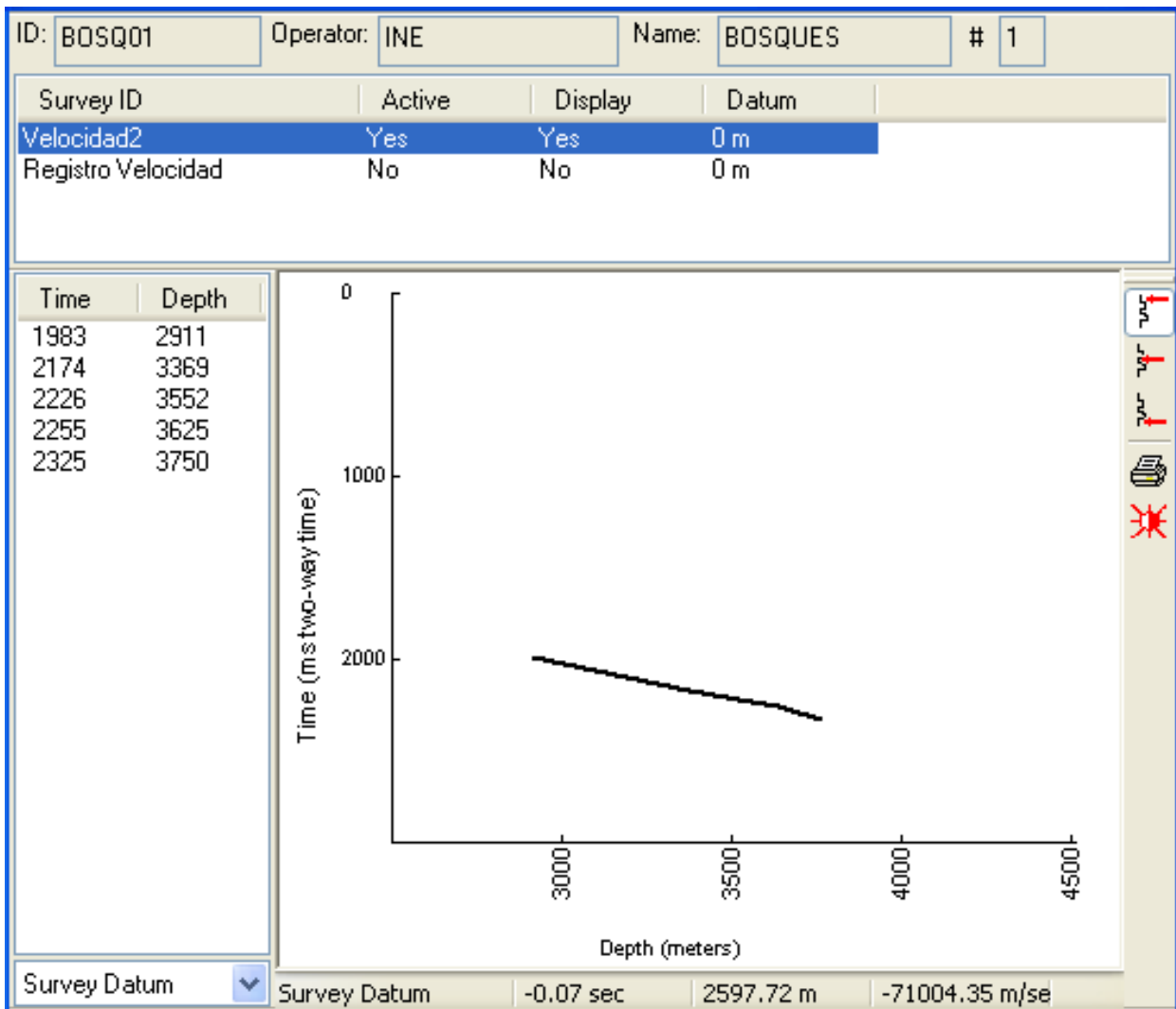


Fig. 40. Gráfica de tiempo contra profundidad usada para el pozo BOSQUES-1

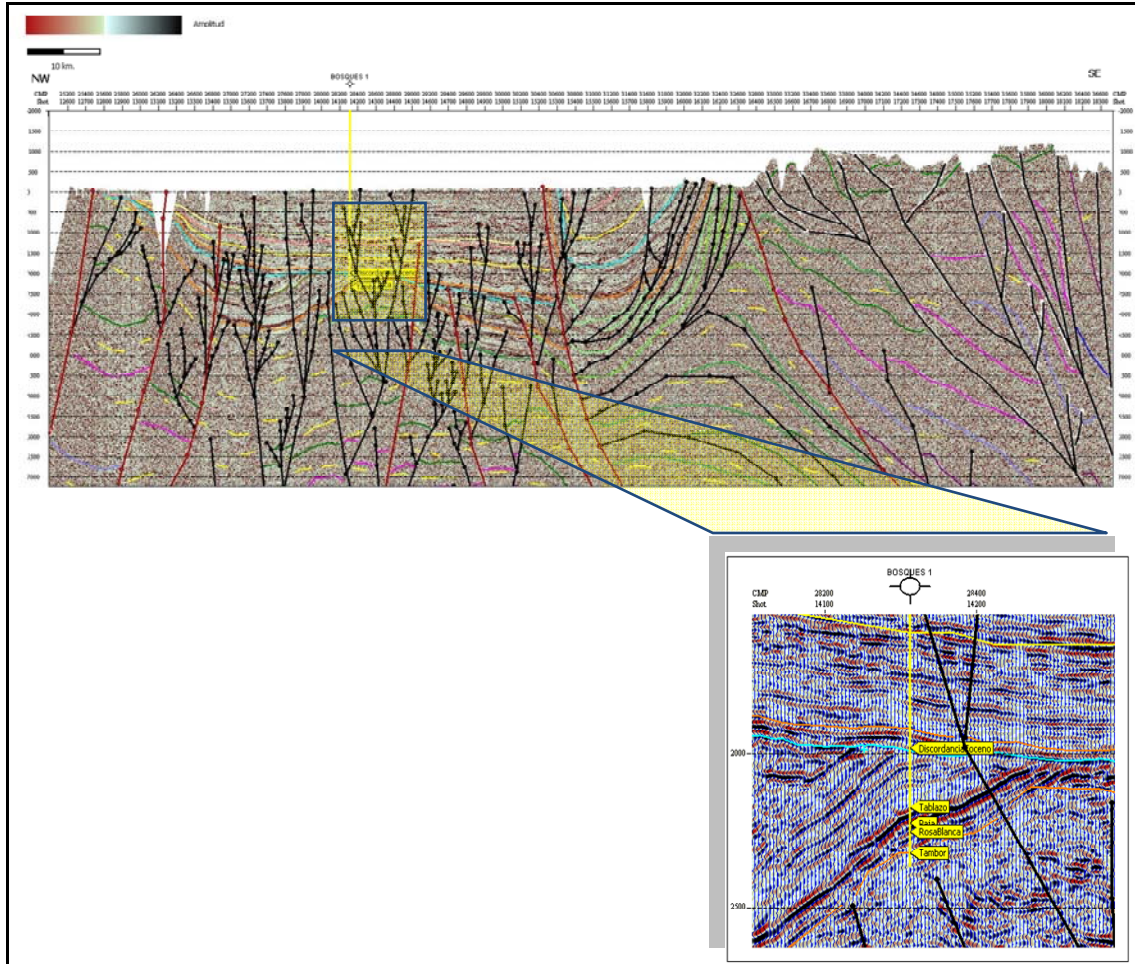


Fig. 41. Calibración entre el pozo BOSQUES-1 y la Sección Sísmica Trasandina ANH-TR-2006-4A en el sector del Valle Medio del Magdalena.

El datum de referencia sísmica utilizado en la interpretación es el nivel del mar, con una velocidad de reemplazamiento de 2800 m/s.

En las figuras se muestra la calibración entre el pozo BOSQUES-1 y la sección sísmica regional ANH-TR-2006-4A, y la calibración entre el pozo LLANITO-1 y la línea CS-1977-36 perpendicular a la línea trasandina

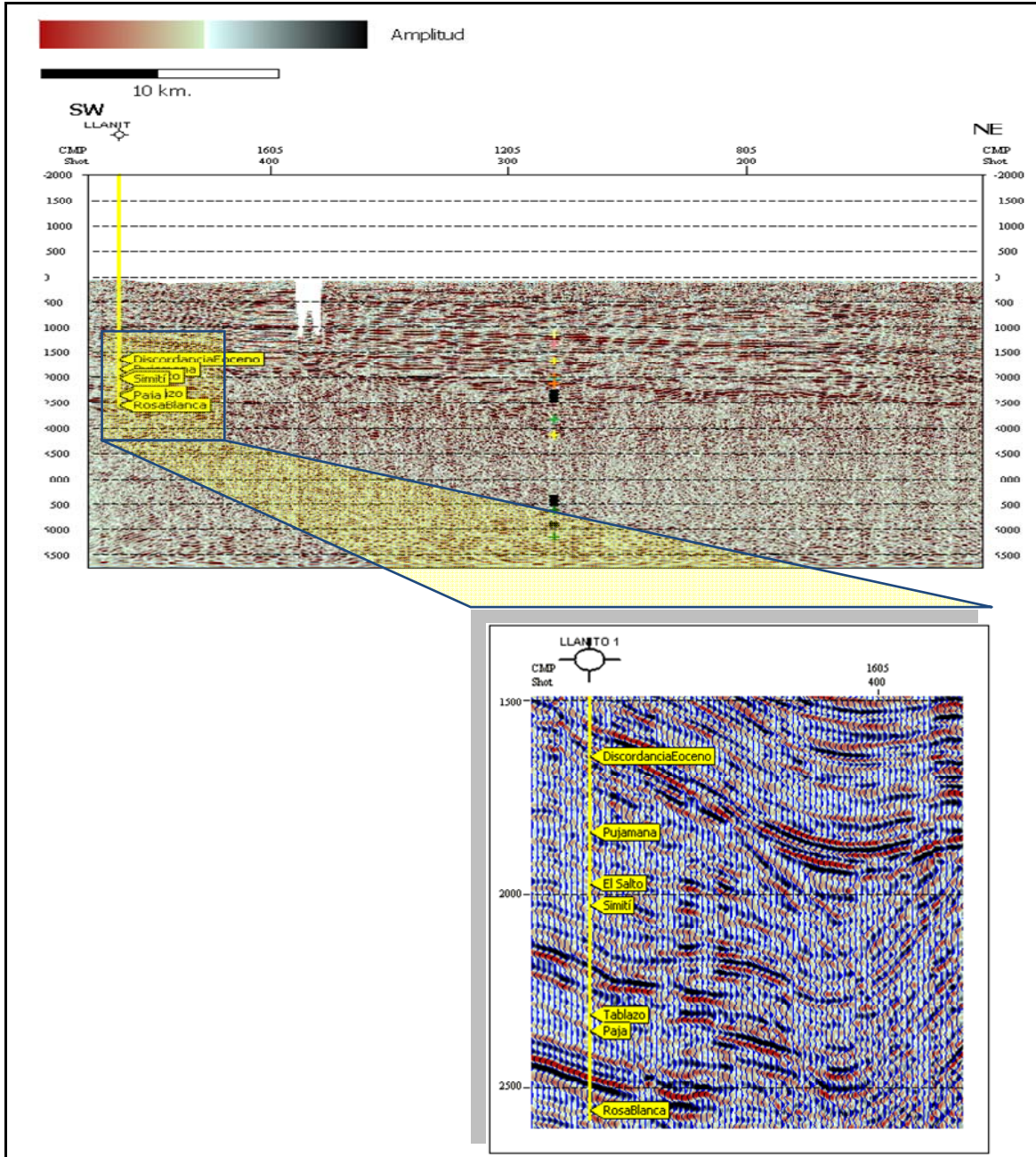


Fig. 42. Calibración entre el pozo LLANITO-1 y la sección sísmica CS-1977-36 perpendicular a la línea sísmica ANH-TR-2006-4A en el sector del Valle Medio del Magdalena.

SECUENCIAS ESTRATIGRAFICAS

CRETÁCICO–PALEOCENO

La megasecuencia Cretácico – Paleoceno representa el avance marino sobre el continente a comienzos del Cretácico, cuyo máximo nivel de transgresión se registra a finales del Cenomaniano – comienzos del Turoniano. A partir de ese momento se registran una progresiva retirada del mar, que culmina con el relleno de la cuenca durante el Terciario (Fig. 43)

Secuencia Jurásico Superior – Barremiano Inferior

Se inicia con un Lowstand Systems Track (LST) correspondiente a la Formación Girón, la cual registra la progradación de un sistema fluvial a finales del Jurásico – comienzos del Cretácico.

Posteriormente, durante el Hauteriviano, una transgresión – registrada en las rocas de la Formación Cumbre – constituye un Transgressive Systems Track (TST) que evidencia el ingreso del mar a la cuenca. Un progresivo establecimiento de las facies marinas, registra la acumulación de las rocas de la Formación Rosablanca, que indican un Highstand Systems Track (HST) establecido en el Barremiano.

Secuencia Barremiano – Aptiano Inferior.

En el Barremiano se observa una nueva secuencia estratigráfica, que solo en el borde oeste de la cuenca alcanzaría a registrar los depósitos de LST (que estaría representada en las areniscas inferiores – no aflorantes). En los afloramientos conocidos de esta edad en el VMM, se registran únicamente lodolitas de TST, de la Fm. Paja, las cuales se depositaron sobre fondos de plataforma, que en un nuevo evento regresivo darían lugar a un HST desarrollado durante el Aptiano inferior. (Rolon, 2003)

Secuencia Aptiano – Albiano

En esta secuencia (al igual que en la anterior) en las facies aflorantes únicamente se pueden identificar patrones de apilamiento retrogradacionales que constituyen un TST ocurrido en el Aptiano y representados por las rocas de la Fm. Tablazo.

Por su parte, la Fm. Simití registra un nuevo descenso relativo del mar ocurrido en el Albiano, que corresponde al HST de esta secuencia.

Secuencia Cenomaniano – Coniaciano Superior

Un nuevo evento transgresivo registra un TST que está representado en las rocas de la Fm. La Luna, las cuales fueron acumuladas sobre la plataforma externa. A finales del Cenomaniano – comienzos del Turoniano, se alcanza el nivel máximo de transgresión del Cretáceo, época a partir de la cual se observa una progresiva somerización de los fondos de depósito, que marcan un patrón de apilamiento agradacional –

progradacional, que representan un HST, que agrupa rocas acumuladas en la plataforma interna durante el Coniaciano.

Secuencia Santoniano – Campaniano Inferior

Una nueva transgresión se sucede a finales del Coniaciano – comienzos del Santoniano, la cual registra el TST de las facies hemipelágicas de la parte inferior del Grupo Olini.

El HST de esta secuencia está a su vez representado en las rocas de la Fm. Nivel de Lutitas, las cuales se acumularon durante el Campaniano inferior en fondos de plataforma progresivamente más someros.

Secuencia Campaniano Superior – Maastrichtiano Inferior

El mar a finales del Campaniano, registra un nuevo ascenso relativo, que generó el TST de la parte superior del Grupo Olini, la cual se acumuló en fondos de depósito de plataforma interna a media, que en un posterior descenso del mar depositó las rocas de las fms. Umir y/o Nivel de Lutitas y Arenas, en el Campaniano superior – Maastrichtiano inferior, las cuales representan el HST de esta secuencia.

Secuencia Maastrichtiano Inferior – Paleoceno

A principios del Maastrichtiano se inicia el retiro definitivo del mar de la cuenca del VMM, con los depósitos de braid delta de la fm. Cimarrona, los cuales registran la rápida progradación de facies clásticas gruesas sobre una plataforma lodosa (LST), y que a su vez, son suprayacidas por las rocas de la Fm. Lisama, que se acumularon en zonas pantanosas marginales y lagos durante el Paleoceno.

TERCIARIO - RECIENTE

Las rocas terciarias registran la colmatación de la cuenca del VMM; en donde el levantamiento de las cordilleras Central y Oriental ejercen un fuerte control tectónico sobre estos depósitos. Los diferentes pulsos orogénicos permiten identificar cuatro secuencias, cada una de las cuales presenta hacia la base un grueso paquete de arenitas Formaciones La Paz y Esmeralda que marca una discordancia.

Eoceno Medio – Eoceno Superior

Esta secuencia con gran control tectónico, está registrada en las facies clásticas gruesas de la Formación. La Paz, dentro de las cuales es posible apreciar el desarrollo de discordancias crecientes que muestran el desarrollo concomitante de las unidades durante el desarrollo de fuertes pulsos orogénicos.

Oligoceno Superior? – Mioceno Inferior

Una segunda discordancia se registra en la Formación Colorado, la cual registra el levantamiento de la cordillera Oriental.

Durante el Oligoceno tardío (?) - Mioceno temprano hasta el Mioceno medio se depositaron las formaciones Mugrosa y Colorado.

Mioceno Medio – Mioceno Superior

La base de las rocas de la Formación Real muestra una nueva discordancia fruto de pulsos posteriores de levantamiento de la cordillera Oriental, acumulando depósitos sinorogénicos intercalados con facies finas acumuladas durante épocas de quietud tectónica en ámbitos fluviales a lagunares

Plioceno – Reciente

Los pulsos finales del levantamiento de las Cordilleras Central y Oriental están representados en la acumulación de las rocas de la Formación Mesa.

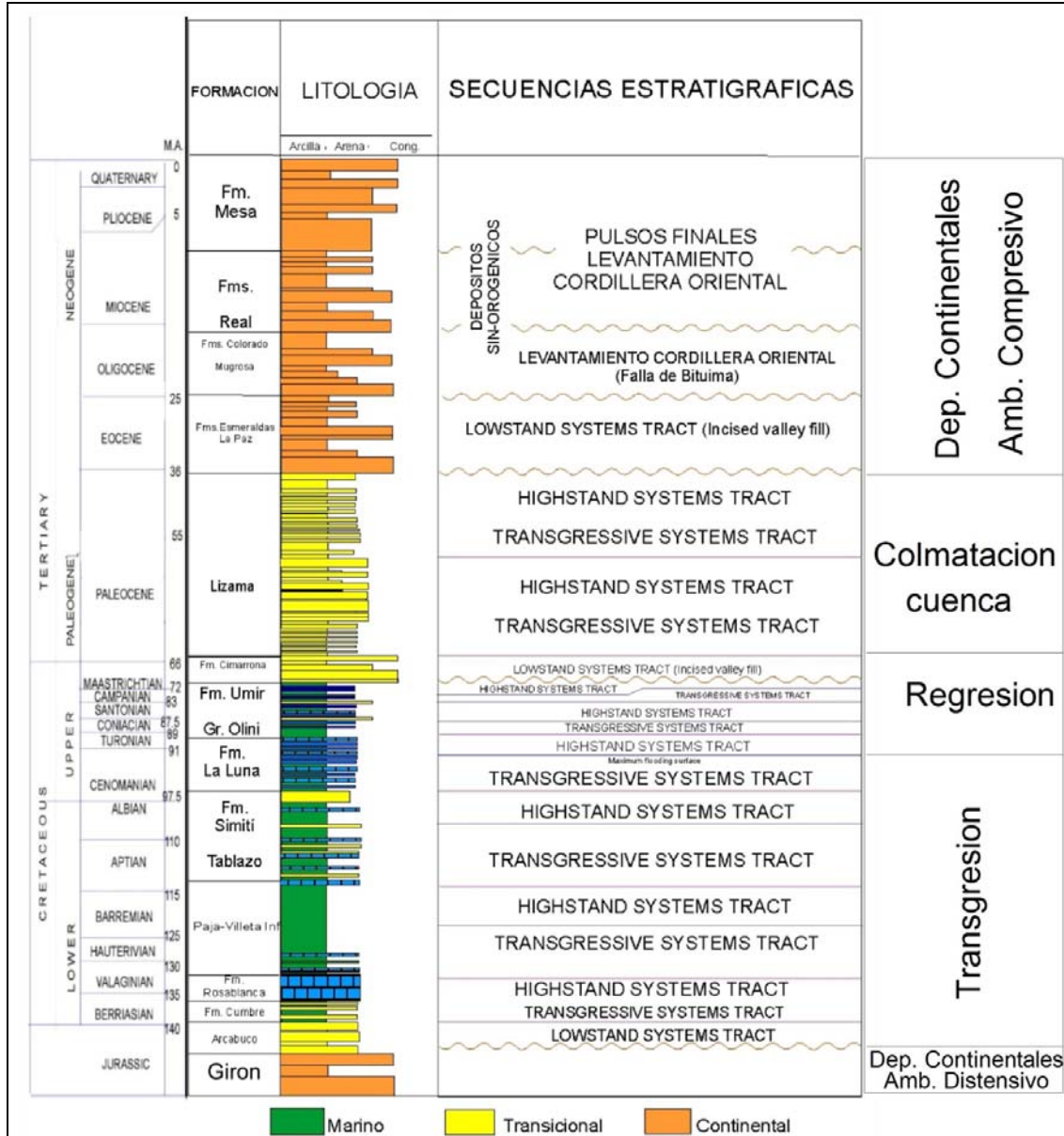


Fig. 43. Columna estratigráfica Generalizada del VMM con secuencias Estratigráficas

El VMM presenta evidencias de varios eventos tectono-sedimentarios y tectono-magmáticos. A continuación se describen de manera resumida los más importantes. Las edades empleadas en la elaboración de este modelo provienen de Ariana Ltda. Otras fueron compiladas de publicaciones como Etayo-Serna (1985), Cooper *et al* (1994), y algunas más fueron tomadas de varias tesis de la Universidad Nacional de Colombia

TECTONO ESTRATIGRAFIA

Las unidades litoestratigráficas de la cuenca y su relación espacio temporal actual corresponden a dos eventos principales: Uno distensivo que ocurre entre el Cretácico y el Maastrichtiano temprano; y otro compresivo que inicia posiblemente en el Maastrichtiano temprano y muestra su mayor influencia en el Eoceno inferior a medio, adicionalmente se presenta un pulso tectónico en el Mioceno inferior que se extiende hasta la actualidad dominado por transpresión a escala regional.

Durante estas fases ha habido ciclos tectono-estratigráficos de menor orden que se reflejan en los cambios de la secuencia de facies y de la deformación.

El tipo de cuenca (en principio extensional y posteriormente invertida) y la distribución de facies, están controladas por límites tectónicos (antiguas fallas) que se disponen en un armazón romboédrico.

En forma resumida la sucesión de eventos a través del tiempo es la siguiente:

MESOZOICO.

JURASICO SUPERIOR

La presencia de un cinturón de plutones de composición calcoalcalina (Alvarez, G., 1978) en la Cordillera Central y la ausencia de depósitos sedimentarios acumulados durante este periodo, sugiere un evento de levantamiento y erosión posiblemente relacionado con una zona de subducción situada al oeste de la falla de Romeral y el desarrollo de un arco magmático. En la línea regional los Plutones se interpretaron en la zona correspondiente a la Serranía de San Lucas en el bloque colgante de la falla de Mulatos y en efecto la respuesta sísmica no evidencia presencia alguna de secuencia sedimentaria en este mismo bloque.

CRETACICO INFERIOR

El registro sedimentario del Cretácico comienza con la Formación Los Santos en algunas localidades, con orientación NW y NNE dentro de un dominio de sedimentación de tipo extensional intracratónico.

La arquitectura de la cuenca delineada por las sedimentitas del Cretáceo inferior indica una cuenca de tipo extensional subsidente hacia el este, que puede corresponder a la reactivación del graben del Triásico-Jurásico. El área de aporte principal durante este periodo fue la protocordillera central, siendo el eje de la cuenca al E del Sinclinal de Nuevo Mundo.

En la línea trasandina se ha interpretado la presencia de esta unidad tomando como punto de control sus afloramientos y se postula su presencia dispuesta en dúplex en el subthrust de la falla La India. (Ver fig. 3 Línea interpretada.)

CRETACICO SUPERIOR

Durante el periodo comprendido entre el Cenomaniano - Coniaciano no hay indicios de un área de aporte al W. Las facies finas acumuladas en un fondo de plataforma media a externa, ricas en materia orgánica, sugieren que el nivel relativo del mar pudo subir lo suficiente para cubrir la protocordillera central.

En el Campaniano y Maastrichtiano inferior - Paleoceno la presencia de arenitas registra el inicio de la emersión de la Cordillera Central con el desarrollo de playas, Fan y Braid deltas asociados a un cinturón litoral en el Flanco W de la cuenca (Díaz, L., 1994; Gómez y Pedraza, 1994; Etayo-Serna, 1994, Morcote y Bermúdez 1997).

La distribución de estos abanicos estuvo controlada por la actividad de fallas subverticales, aparentemente de rumbo.

En la sección Trasandina ANH 2006-4A se interpretó su ocurrencia en el VMM, y en el Piedemonte de la Cordillera Oriental en relación angular con la discordancia del Eoceno inferior; directamente en la cordillera se interpreta que no está presente por erosión.

Posterior a la acumulación de las formaciones La Tabla y Cimarrona (Lowstand Systems Tract) se tiene el depósito de las arcillolitas de las formaciones Guaduala/Seca y Lisama en un ambiente de llanura costera litoral a supralitoral. La distribución de estas unidades es controlada por la discordancia del Paleoceno - Eoceno inferior, lo cual se aprecia en los cambios de espesor en sentido E-W que presenta la unidad.

EOCENO - OLIOGOCENO

Los depósitos que representan el Eoceno superior muestran como la primera orogenia en Colombia genera una serie de micro cuencas que en su fase inicial llegó a un acortamiento del 22%, y que el control tectónico sobre las zonas de aporte y las de depósito fue muy fuerte. Por ello los depósitos son concomitantes con la deformación. El marco regional es de un piggy back que evolucionó como una serie de cuencas independientes entre sí. Las separaciones entre las micro cuencas son altos estructurales delimitados por fallas, debidas a la reactivación de una serie de fallas antiguas que se invirtieron para esa época. La evolución de la cuenca no involucró todas estas fallas, lo que generó una fosilización de parte de las micro cuencas. (Díaz 2008)

Los esfuerzos generaron una serie de relevos en echelon, que determinaron que los depocentros se comportasen como "pull apart basins" coincidiendo esencialmente con las estructuras sinclinales hoy día productos de las orogenias posteriores. (Díaz 2008)

La actividad de las fallas es penecontemporánea con el depósito de las unidades, registrando claramente el desarrollo de una discordancia creciente, en pequeñas cuencas de Sag.

Las Formaciones La Paz y Esmeraldas, cuya acumulación implica un incremento importante en el espacio de acomodación debido principalmente a periodos de quietud tectónica.

MIOCENO INFERIOR

Registra un pulso tectónico activo registrado en una discordancia de carácter regional la cual en los frentes de actividad tectónica principal eroda los depósitos del Eoceno y Oligoceno.

MIOCENO MEDIO

Se depositó una secuencia sintectónica correspondiente a las formaciones Mugrosa, Colorado. Durante este intervalo de tiempo caracterizado por compresión tectónica se desarrollaron sistemas de Cabalgamiento en la parte frontal de la Cordillera Oriental.

Los sistemas de cabalgamiento se interpretan en la línea Trasandina en el extremo oriental de la línea en donde se puede observar cabalgamientos con vergencia NW.

Las sedimentitas del Terciario superior (Grupo Honda y Real) están restringidas a los sectores del Bloque yacente de las Fallas activas durante este pulso tectónico. Estas unidades se encuentran discordantes sobre rocas Cretácicas y precretácicas. Esta distribución areal implica que para ese tiempo hubo subsidencia en estos sectores, mientras que los bloques adyacentes sufrieron un levantamiento relativo. Así mismo, implica también una reactivación de algunas fallas. (Díaz, 2008)

La depositación del Terciario superior registra un nuevo pulso tectónico compresivo. La presencia de capas de cenizas volcánicas y sedimentos piroclásticos en el grupo Honda indica el comienzo de la actividad volcánica, desarrollados en una cuenca típica de Retroarco que comenzó su desarrollo a partir del Mioceno tardío.

PLIOCENO - RECIENTE

El registro sedimentario más importante de este periodo son los abanicos provenientes de la Cordillera central, los cuales son el producto del depósito de flujos de escombros de origen fluvio-glacial y volcánico asociado posiblemente a los nevados y a la actividad volcánica de la Cordillera Central. Estos abanicos reflejan el control sobre la sedimentación durante este periodo, ejercido por las fallas subverticales, transversales al rumbo principal de las estructuras.

El grupo Mesa y sus equivalentes constituyen un registro sedimentario típico de una cuenca de retroarco. La actividad volcánica del arco magmático de la Cordillera Central comenzó durante el Plioceno temprano y se extiende hasta el presente.

Las fallas subverticales con orientación N30°E y N60°E presentan evidencias de reactivación durante este periodo. Las fallas cortan los cabalgamientos principales con desplazamiento sintético dextral. Debido a la inversión tectónica, el estilo estructural de la región ha pasado de ser compresivo a transpresivo

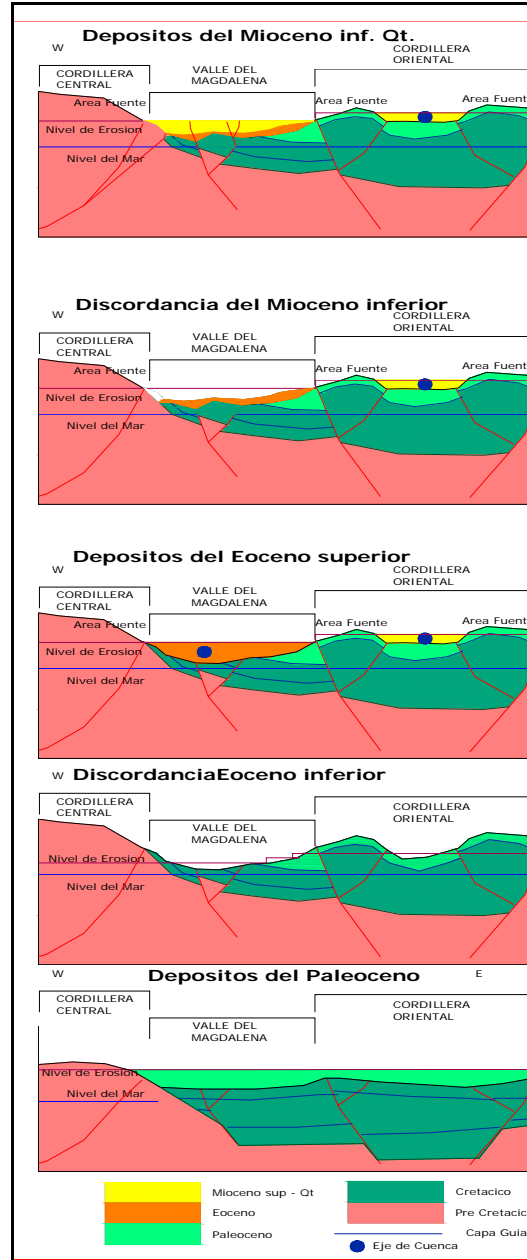


Fig. 44. Evolución estratigráfica general del área de la línea

ESTRUCTURAL

En la Línea Trasadina ANH – TR-2006-4A se puede observar: al W fallas verticales a sub verticales con clara componente de rumbo dextral y en el E del VMM fallas de cabalgamiento con vergencia y dirección de

transporte hacia el W; los ángulos y el salto estratigráfico de estas fallas aumentan hacia el este; de forma similar estas fallas emplean como despegues horizontes que ocupan posiciones estratigráficas cada vez más antiguas hacia el este. Por estas razones cada una de estas fallas de cabalgamiento define un sector, que corresponde a su bloque colgante, con expresión morfoestructural y contenido estratigráfico diferente.

La actividad tectónica de las fallas es concomitante con la depositación de las unidades del Terciario, las cuales registran cambios faciales y discordancias intraformacionales (ver Fig. 50). Esta actividad también controló la ubicación de las áreas fuente de los depósitos a través de la historia geológica del área. (Diaz,2008)

Las fallas de cabalgamiento mencionadas arriba tienen continuidad en sentido N-S y están desplazadas por rampas laterales, principalmente dextrales. (Fig. 9)

Por la geometría de su trazo y de acuerdo con la presencia de cambios locales de facies y de espesores asociados, se estima que corresponden a antiguas fallas que han sido reactivadas durante varios episodios de la historia geológica de esta región (Fig. 9)

La Cordillera Oriental es una cuenca invertida con un estilo estructural de cabalgamientos de escama gruesa con vergencia W y E, donde los frentes de inversión convergen hacia el núcleo de la cuenca Cretácica. Estos cabalgamientos se encuentran limitados por fallas rumbo - deslizantes predominantemente de carácter dextral, y trazo aproximado NE-SW, funcionando a menudo como rampas laterales superpuestas:

Estilo estructural compresivo con fallas inversas y de cabalgamiento, se observan en la línea regional en la parte oriental de la línea, en ella se han interpretado, fallas con vergencia al Occidente, en el dominio de la Cordillera Oriental Fig. 50. Estilo estructural con componente de rumbo importante. La combinación de estos dos estilos estructurales genera un dominio de esfuerzos transcurrentes dando como resultado estructuras transpresivas, como el sinclinal de Mundo Nuevo ver Fig. 50 (Gomez, 2001)

ESTILO ESTRUCTURAL TRANSPRESIVO

Este estilo se manifiesta en principio por la presencia de fallas de alto ángulo con una importante componente de rumbo y la dirección de estas fallas presenta una diferencia muy importante según se localicen:

Las del sector W del VMM presentan una dirección aproximada N20°-40° E.(ver Fig. 9)

Las del sector E del VMM presentan una dirección aproximada N70E.(ver Fig. 9)

Las primeras fallas se comportan como sintéticas entre sí con una componente predominante dextral y controlan la geometría de la cuenca, las segundas se comportan como rampas laterales y/o límites de bloques estructurales. , se observan entre los Punto de Disparo 12630 y 15310(Fig. 9 y Fig. 50).

ESTILO ESTRUCTURAL COMPRESIVO

Este estilo se manifiesta en principio por la presencia de cabalgamientos y sus pliegues asociados. Se observan dos sistemas de cabalgamientos con vergencia al W. conforman los frentes del sinclinal de Nuevo Mundo y el del anticlinal de los Cobardes ver Fig. 50

DOMINIOS ESTRUCTURALES

El área de trabajo se dividió en dominios estructurales atendiendo a sus características deformativas, al igual que a los grupos de unidades estratigráficas que involucran en superficie. A continuación se hace una descripción de W - E. (ver fig. 3)

DOMINIO PIEDEMONTA CORDILLERA CENTRAL

Situado en la parte más occidental del área del VMM, se encuentra limitado al Este por el Sistema de Fallas de Mulatos, estas fallas con vergencia Este y transporte tectónico al Este, en su bloque colgante, transportan unidades ígneas del Jurásico, sobre unidades más jóvenes del dominio estructural adyacente. Se caracteriza por su estilo de deformación de escama gruesa. El dominio es afectado por las fallas de rumbo, en forma de relevos en *echelon* hacia el E, a lo largo de fallas. (fig. 4)

DOMINIO ESTRUCTURAL ESTRUCTURAS TIPO DELTA VMM

En el sector Central en el bloque yacente de los dos frentes convergentes cordillera Central y cordillera Oriental se desarrolla el VMM que puede representar una especie de estructura tipo delta. Este dominio se caracteriza por la presencia de un monoclinal de bloque yacente, basculado al E y por lo general, cabeceando al N, exponiendo en superficie unidades Terciarias desarrolladas en un sistema de discordancias crecientes o progresivas.(Fig. 50). El Cuaternario se encuentra de forma discordante sobre la Formación Mesa la cual suprayace discordantemente toda la secuencia Terciaria (ver Fig. 9 y Fig. 50)

En la interpretación de la sísmica, al igual que en el modelamiento geométrico de los cortes, se aprecia que la estructura sub thrust es una rampa que genera un sello estructural en las unidades de interés. También se aprecia que la discordancia del Eoceno inferior eroda en algunos sectores unidades estratigráficas cada vez más antiguas. Con base en todo lo anterior estas estructuras son de gran interés económico como puede observarse en la línea sísmica Trasandina entre los puntos de disparo. 1330 – 1510

Por similitud a lo observado en otras áreas y con base en lo interpretado en la sísmica y observaciones de campo, se plantea que no obstante el nivel de erosión, la secuencia Cretácica está conservada en el núcleo de estas estructuras, lo que abre una serie de expectativas de interés económico en el sector de este dominio.

En el sector central del VMM, está conformado por los bloques levantados como “Pop Up” fosilizado por depósitos del post Oligoceno, en los núcleos de estas estructuras se presentan una superposición de discordancias debido a que estos levantamientos son sindeposicionales.

DOMINIO ESTRUCTURAL DEL CINTURÓN DE CABALGAMIENTOS CON VERGENCIA W

Este dominio estructural se encuentra en el sector E del VMM y flanco W de la Cordillera Oriental está conformado por los cabalgamientos de las fallas con vergencia W. El transporte tectónico principal es hacia el NW.

Este dominio tiene vergencia y transporte tectónico al W, caracterizándose por su estilo de deformación de escama delgada en superficie. El dominio es afectado por las fallas de rumbo (que funcionan como rampas laterales), desplazando el frente de cabalgamiento hacia el E, en forma de relevos en "echelon" en el cual las "tear fault" son perpendiculares a los frentes de cabalgamiento; localmente son paralelos. Fig. 9

Presenta una serie de apilamientos estructurales en forma de dúplex antiformes que varían su geometría debido al comportamiento de las fallas en profundidad. El nivel estratigráfico de despegue se localiza en el Grupo Villeta (ver Fig. 50)

Dichos apilamientos están expuestos en el área entre el sinclinal de Nuevo Mundo y el anticlinal de los Cobardes; expresándose como anticlinales estrechos y sinclinales amplios. En los sinclinales se observa la Formación Esmeraldas La Paz en forma de discordancia creciente. (Fig. 50)

DOMINIO ESTRUCTURAL DE FALLAS DE RUMBO VERGENCIA W (FALLA DE BUCARAMANGA)

Este dominio estructural se encuentran en el sector más oriental de la línea trasandina, está conformado por los bloques levantados en los cuales se exponen unidades Precámbricas y Paleozoicas; son fallas de alto ángulo y antitéticas a las del VMM con un trazo muy recto sin relevo en echelon y con rumbo N40°W.

LINEA SISMICA INTERPRETADA

En la interpretación sísmica se siguió la siguiente metodología:

Se identificaron todos los reflectores que se consideraron señal. La sección sísmica regional tiene reflectores hasta 11 seg. que corresponde a una profundidad estimada de 25 Km. Entre 11 seg y 20 seg la relación señal-ruido es muy baja lo que impide la identificación de eventos coherentes de extensión regional; pero se observan eventos locales de corta extensión los que también fueron resaltados, en este intervalo se interpretó a través de un modelo conceptual.

Se integró la información de geología de superficie sobre la sísmica, para correlacionar con los eventos en el subsuelo.

La gravimetría se utilizó como indicador de cambios mayores a nivel de basamento.

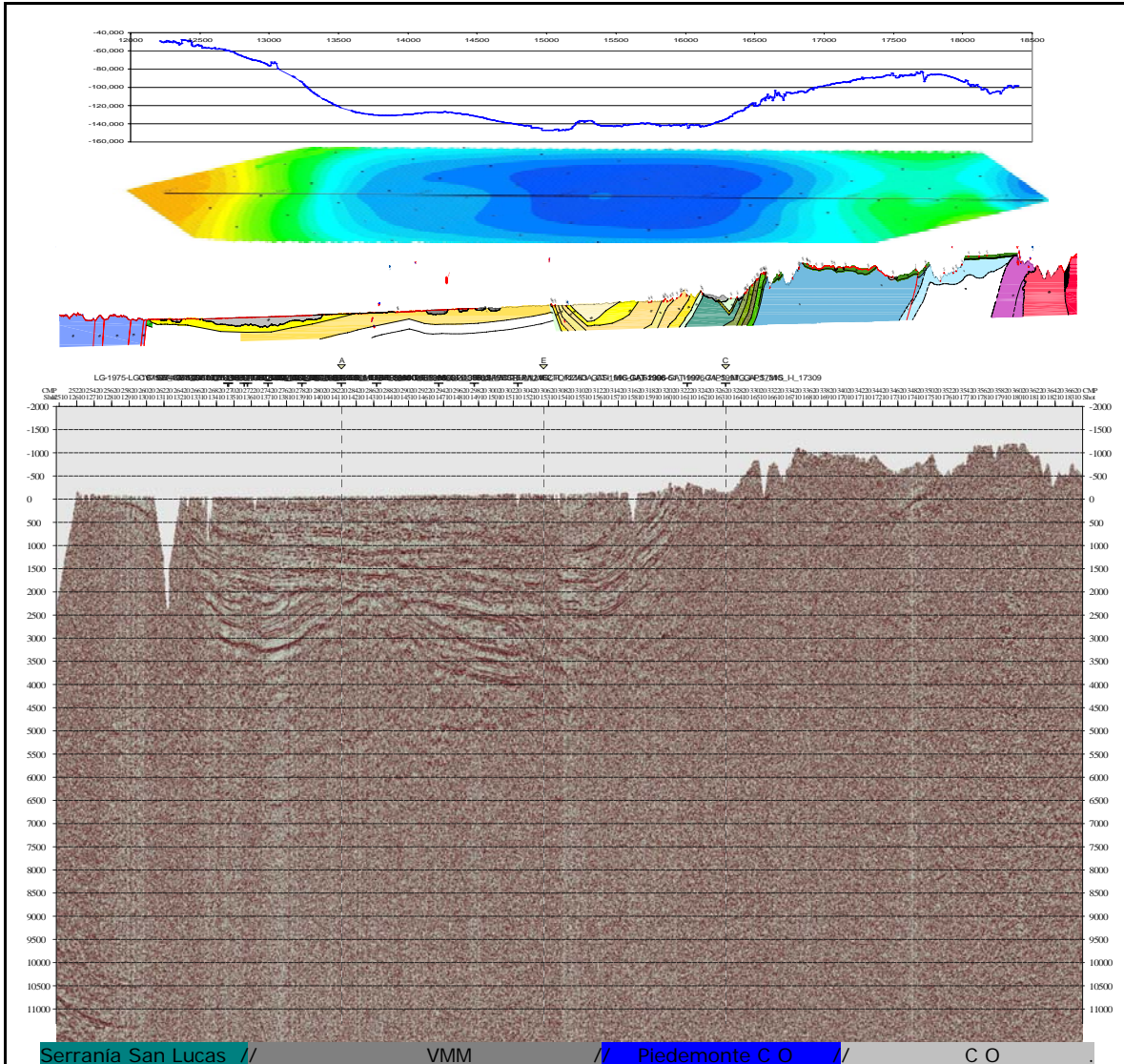


Fig. 45 Información adquirida gravimetría perfil (a) planta de gravimetría (b) geología de superficie (c) y línea sísmica regional (d).

En el sector W del VMM, Bloque colgante de la falla de Mulatos hay fallas con una orientación $N20^{\circ}E$ y componente de rumbo dextral sintética al sistema de Palestina combinadas fallas con una orientación $N50^{\circ}E$ que generan bloques orientados en dirección $N30^{\circ}E$. (Fig. 50, PD 12630 -12830).

El ángulo entre las componentes de compresión $N30^{\circ}E$ con un ángulo mayor a los 65° con los Sistemas con dirección $N50^{\circ}E$, generaron un sistema de esfuerzos transpresivos el cual reactivó una serie de anisotropías en el basamento a lo largo de las cuales se invirtió la cuenca. (Montes y Restrepo 2005)

El comportamiento de los diferentes bloques invertidos está íntimamente relacionado con la forma y la posición de los bloques entre sí y respecto al sistema de esfuerzos regionales, para el sector Oriental:

1. En el bloque colgante del Sistema La India se generan fallas inversas de ángulo alto a medio, dando como resultado apilamientos estructurales de escama gruesa con vergencia W. Fig. 50
2. En el bloque yacente de La India se genera un sistema de cabalgamientos de escama delgada con vergencia W (por ejemplo La Tigra), ya que el nivel de despegue regional asciende a la Formación Villeta.
3. En el bloque colgante del Sistema La Tigra, se genera una serie de fallas de cabalgamiento de escama delgada con vergencia al E, cuyo despegue se generó a partir del roof thrust dentro de la formación Villeta, con transporte tectónico contrario al detachment generando así un "dúplex imbricate fan".
4. El sistema La India se presenta como un sistema de cabalgamientos de escama gruesa con vergencia W, esta estructura de thrust se sustenta en:
 - a. La Falla La India es un frente de inversión en este sector que presentaba una forma de "listric Planar Flat" lo que explica los cambios tan fuertes de espesores de las unidades Cretácicas.
 - b. fallas en un contexto de inversión Half graben de tipo rampa, en el cual el espesor de la secuencia invertida es mucho mayor, por lo que generó un efecto de Sag en el bloque yacente el cual involucraba la falla de La Tigra, por ello la incluyó en el bloque yacente del sistema de La India.
- 5- En la parte central del VMM se genera estructuras en flor a partir de los esfuerzos transpresivos en el Eoceno superior generando microcuencas en las zonas no levantadas, también se generan fallas sintéticas y antitéticas con pliegues asociados que posteriormente presentan importancia en la prospección de trampas estructurales. Fig. 46

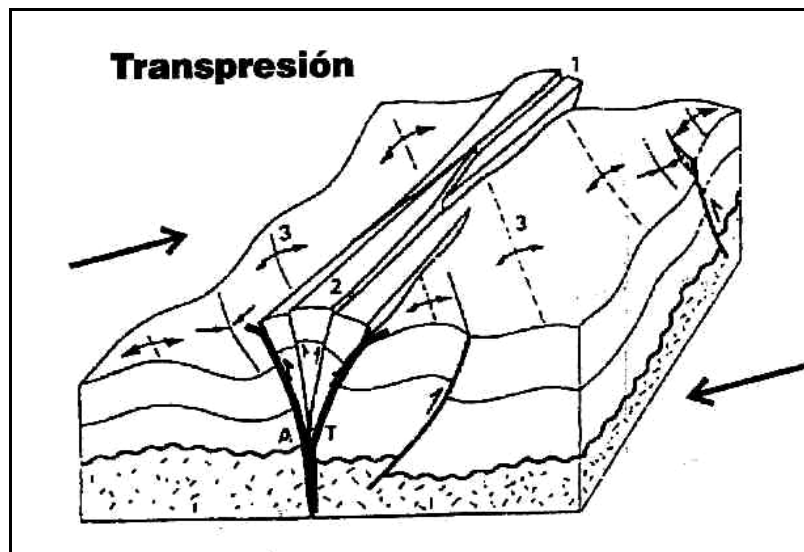


Fig. 46. Modelo de formación de los bloques en la parte central del VMM que generaron las estructuras en flor por transpresión.

En la interacción entre los frentes de inversión el bloque de la Cordillera Central al W y el Macizo de Santander al E se comportaron como "rigid backstop" con respecto al VMM, generando una inversión de estos bloques siendo el activo la cordillera central y el pasivo el Macizo de Santander, esto da como resultado una cuenca, cuyos depósitos fosilizan la tectónica previa (Eoceno, Oligoceno) con un espesor muy importante de sedimentos Miocenos Fig. 47

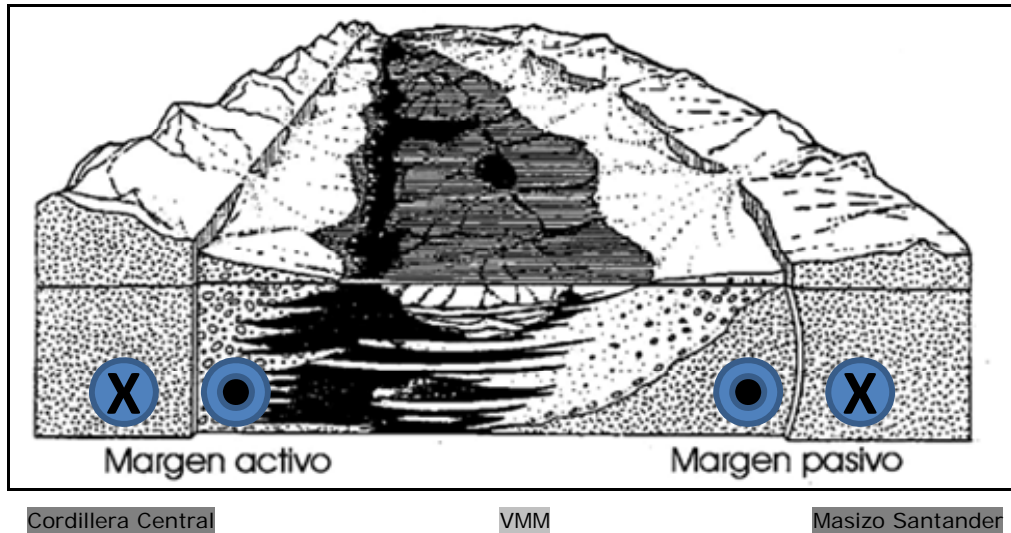


Fig. 47. Vista Hacia el Norte de la configuración de la cuenca del Mioceno superior.

Entre la Falla La Tigra y el Roof Thrust del Villeta, Infrayaciendo el sinclinal de Mundo Nuevo, se producen dúplex que involucran el Cretácico inferior. Los cuales constituyen una opción importante para la prospección de hidrocarburos. Fig. 50

La orientación de las fallas transcurrentes son más paralelas a la dirección de compresión y con componente de desplazamiento dextral NE.

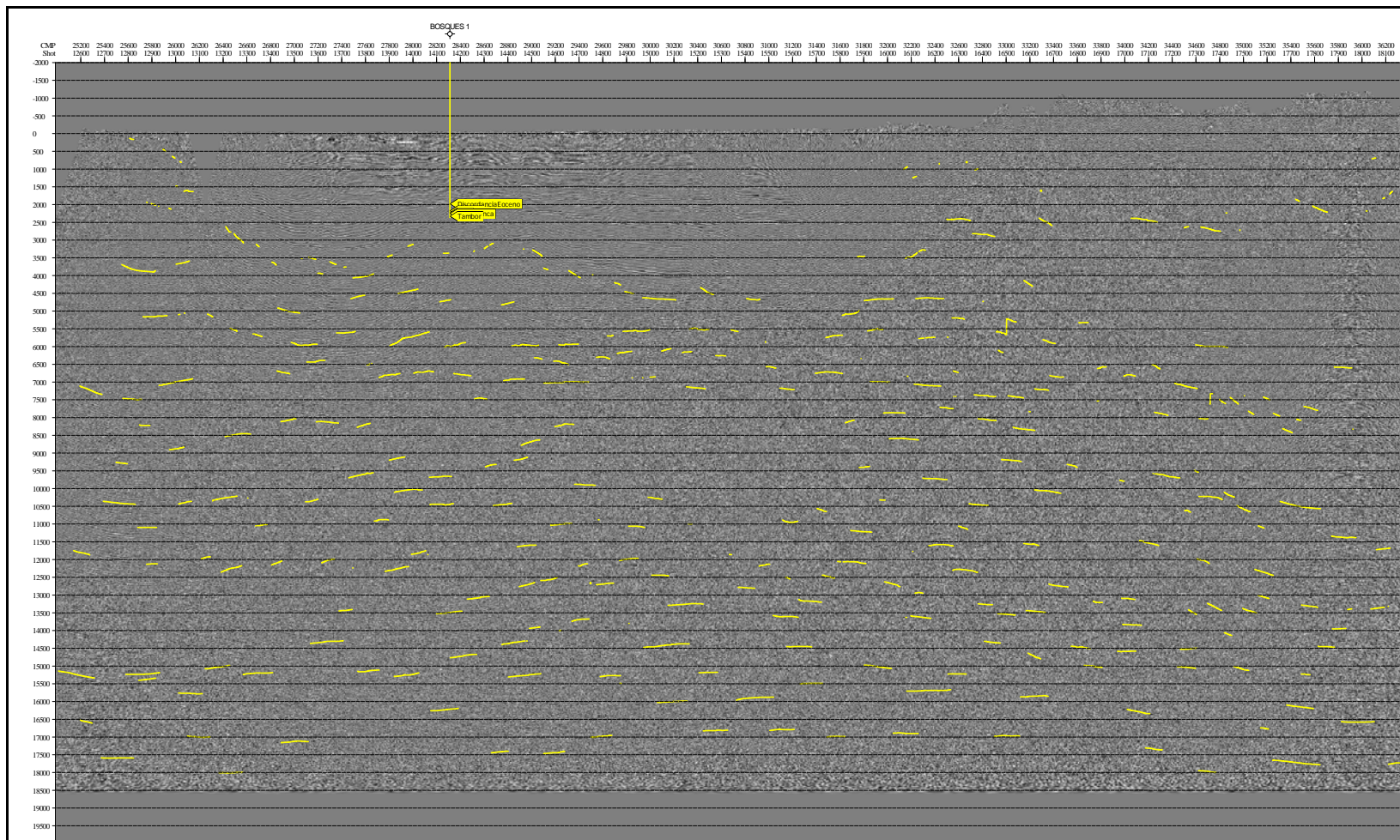


Fig. 48. Línea trasandina resaltando las reflexiones de baja continuidad con el fin de establecer un modelo profundo.

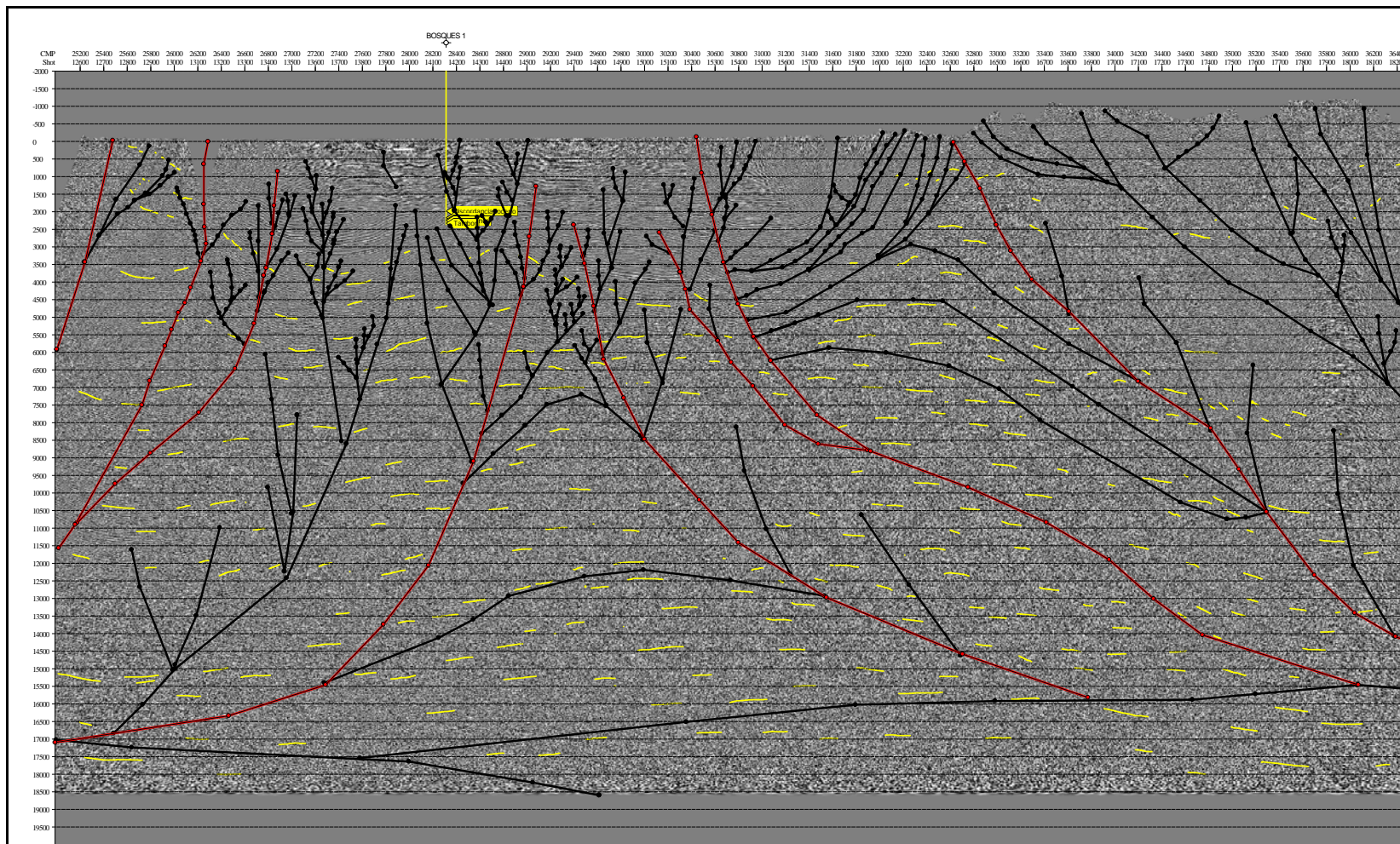


Fig. 49. Línea trasandina con modelo de fallas con el fin de establecer la coherencia con las reflexiones profundas e baja continuidad.

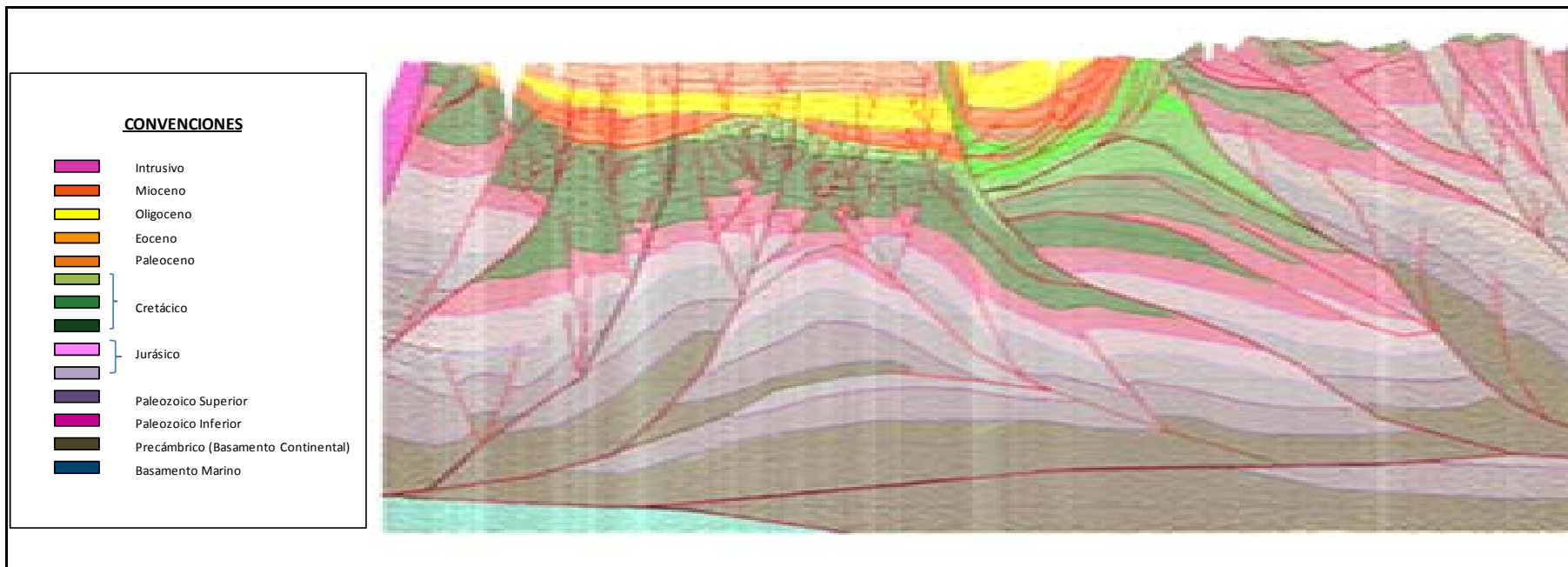


Fig. 50. Línea Sísmica ANH-TR-2006-4A interpretada

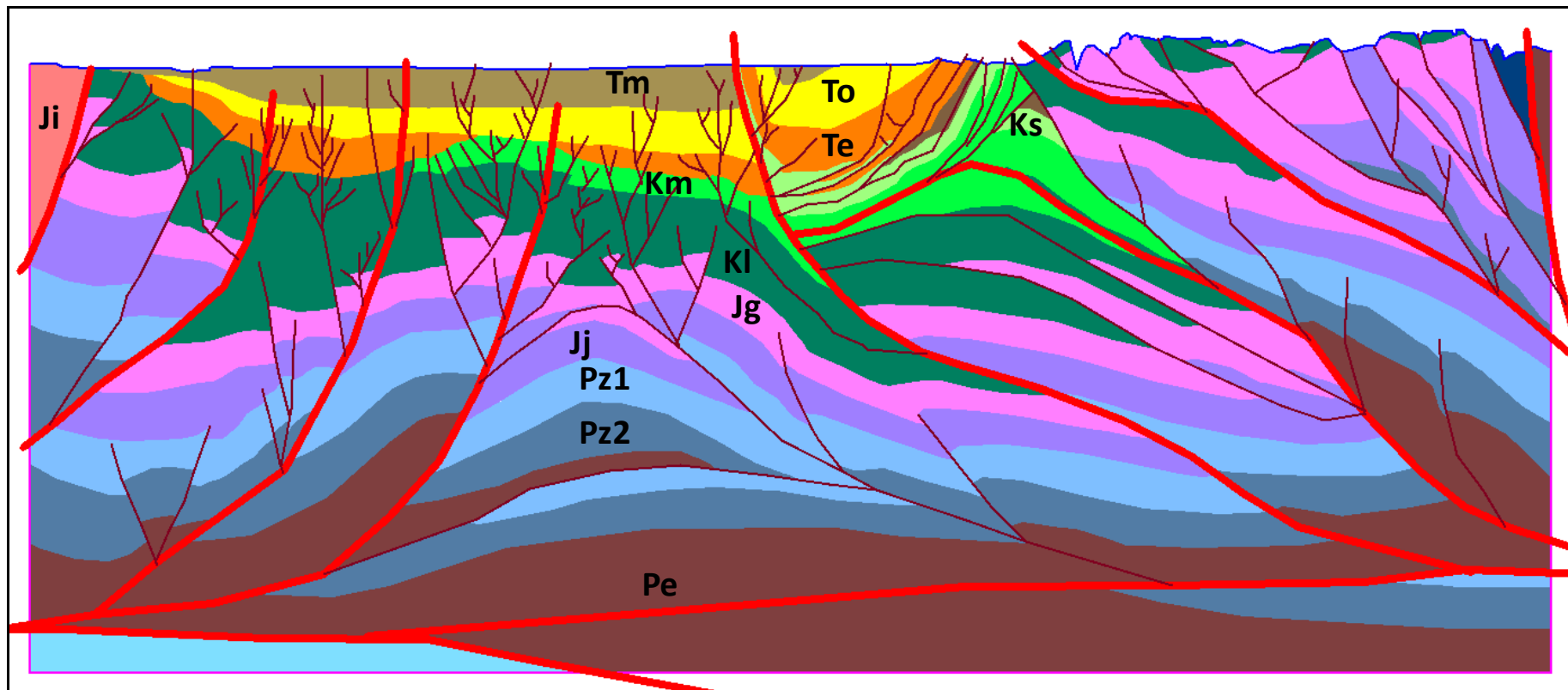


Fig. 51. Modelo interpretado a partir de la línea sísmica ANH-TR-2006-4A

Con base en la interpretación del modelo que involucra la geología de superficie, la gravimetría, la magnetometría se integro todo al mapa regional con el fin de buscar la continuidad del la estructuración regional.

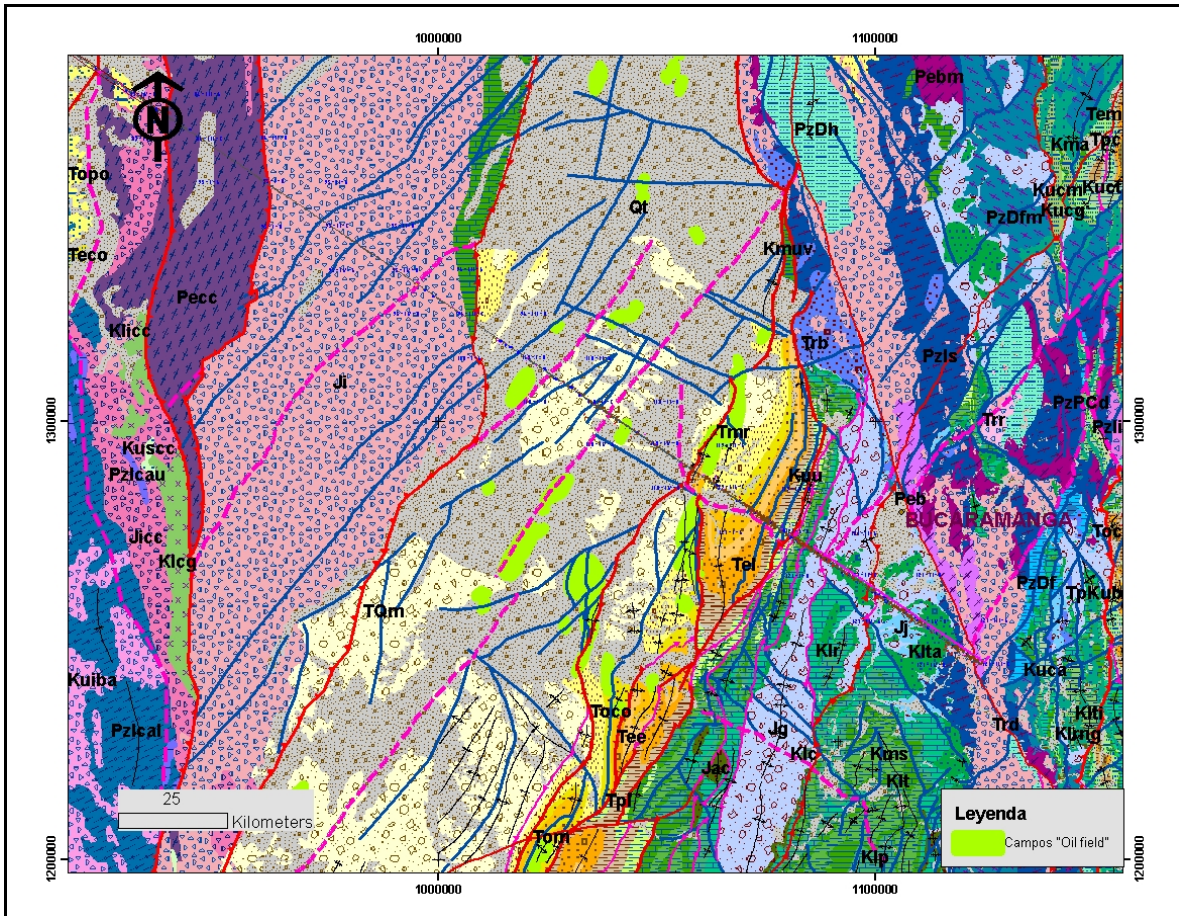


Fig. 52. Mapa Geológico regional con integración de información.

SECCION EN PROFUNDIDAD

Con base en el modelo geológico expuesto en los párrafos anteriores se migro la línea en profundidad con las velocidades obtenidas en procesamiento, en esta sección se puede observar una distribución de profundidades entre 0 y 60 Km.

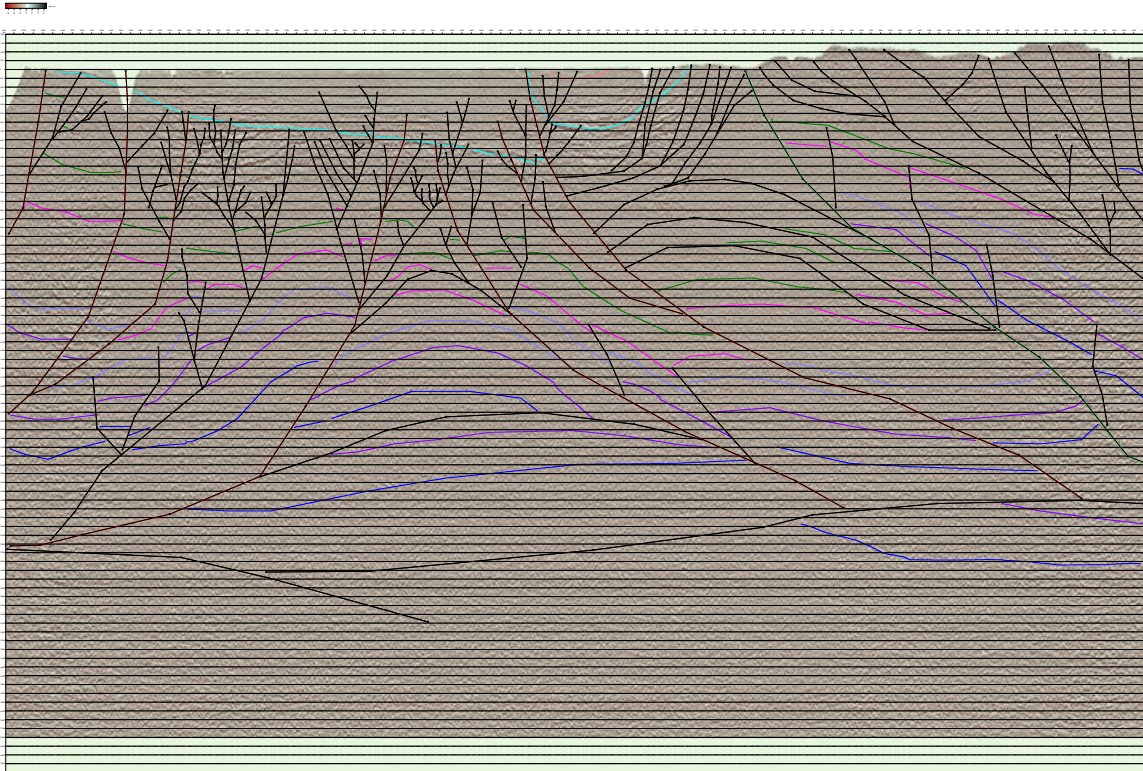


Fig. 53. Línea Sísmica en profundidad

La cuenca del VMM es la más prolífica del país, a pesar que la exploración se ha dirigido a investigar principalmente las rocas de edad Terciario y como consecuencia de esto las rocas de edad Cretácica no se han explorado ampliamente. En la línea trasandina entre las estacas 16420 y 17420 se postula la presencia de un dúplex que involucra rocas del Cretáceo inferior a una profundidad de 4 seg. (Aprox. 16.000 pies). En relación con la roca almacenadora, se considera que están presentes al menos las formaciones Rosa Blanca, Paja y Tablazo, cuya capacidad almacenadora está en función del grado de fracturamiento natural de las rocas; este último requerimiento esta favorecido por la ubicación del dúplex entre las fallas de La Tigra y la India. El riesgo de esta oportunidad es la migración de los hidrocarburos desde el W, debido a la presencia de la falla La Tigra que podría impedir la migración de hidrocarburos dirección E. Se recomienda para esta oportunidad definir un proyecto que incluya la interpretación de la información sísmica de años anteriores y los pozos relacionados con el área para definir la extensión areal del dúplex postulado Fig. 54

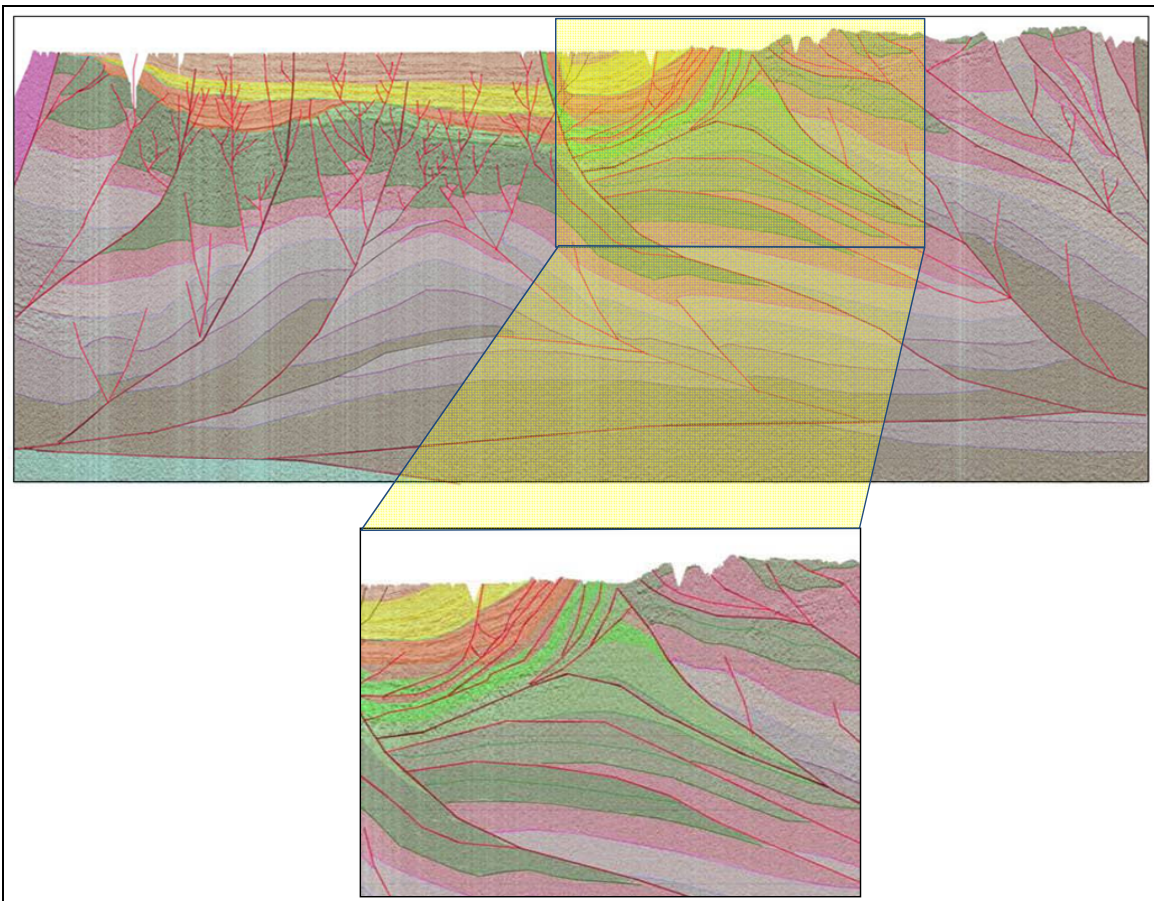


Fig. 54. Oportunidad de prospección en la Estructura Dúplex

Oportunidades adicionales que se puedan prospectar están relacionadas con:

- La Formación Lisama en trampas tanto estructurales como estratigráficas relacionadas con la discordancia del Eoceno Inferior, en áreas localizadas en el flanco oriental del alto de Sogamoso (ver Fig. 55 Fig. 56).

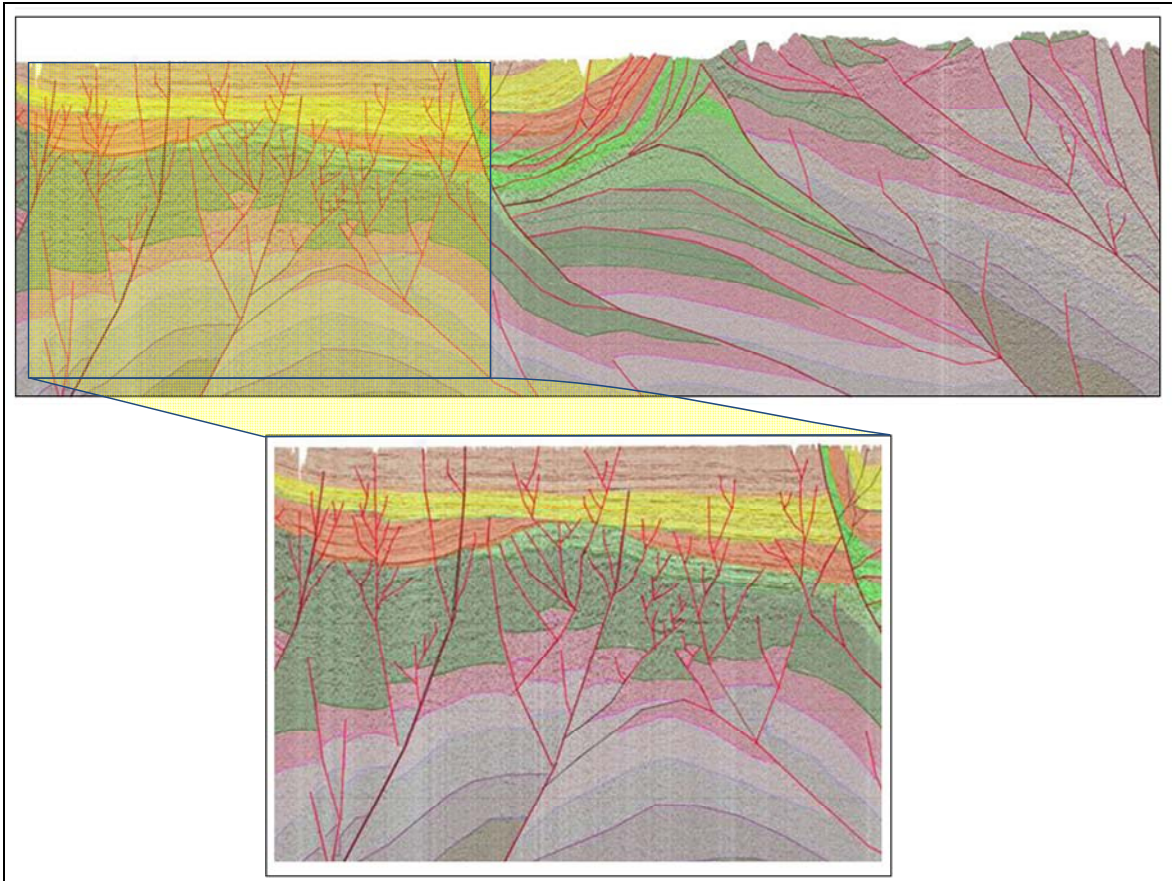


Fig. 55. Oportunidad de prospección de la formación Lisama, relacionada con la discordancia del Eoceno Inferior. Obsérvese la secuencia de color Zanahoria (Fm. Lisama)

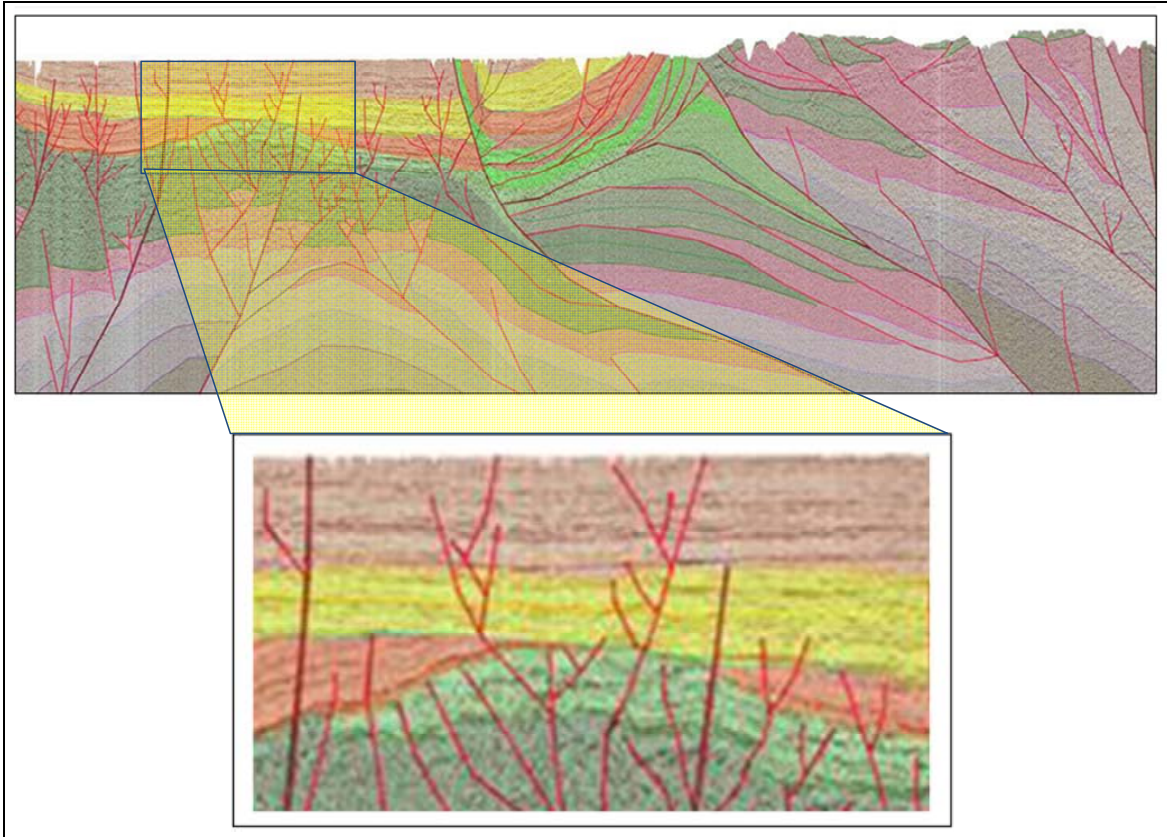


Fig. 56. Anticlinales desarrollados en los dos bloques de las fallas en flor. Trampas estratigráficas en sedimentos del Terciario.

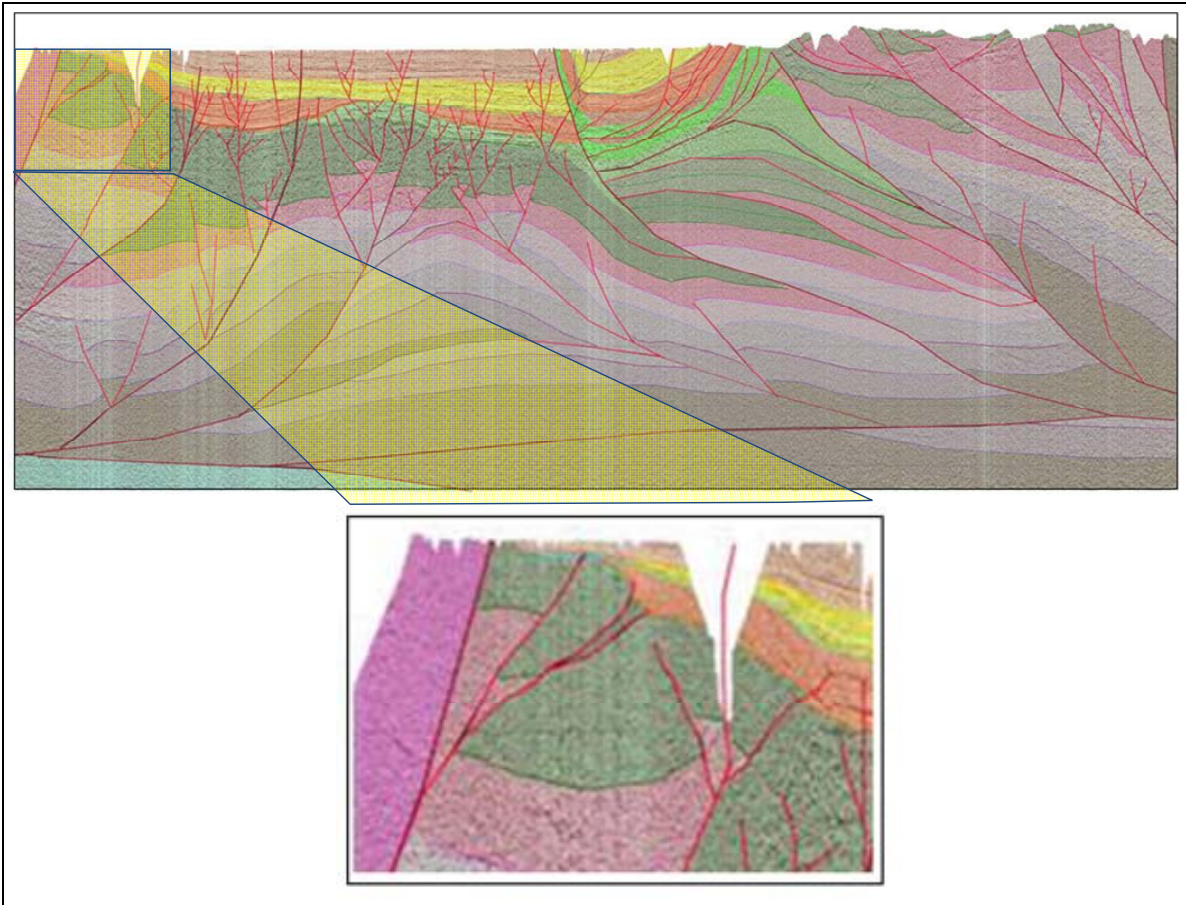


Fig. 57. Yacimientos fracturados de sedimentos Cretácicos y Rocas Ígneas localizadas en el área mas occidental de la línea

BIBLIOGRAFÍA

- ACOSTA, J. Structure, tectonics and 3D models of the western foothills of the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. London, 2002, 213p. Trabajo de grado (Doctor en Geología Estructural). University of London.
- Aguiar, Y. & Reyes, J.P. 1982 Estudio estratigráfico del Grupo Chorro en el Sinclinal de Nuevo Mundo e interpretación del programa sísmico Nuevo Mundo - 80. Pags. 62, Figs. 17, Maps. 1, Map N° 13-14-15. U.N. Bogotá. Tesis N° 6262117 Fots. 39 Bogotá.
- Alfonso, C.A. 1985 Los episodios evaporíticos de la Formación Rosablanca. Pag. 1-19, Figs. 5, Lams. 3, Map N° 5 Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N° 16, Proy. Cretácico. Capt. XVI1 - 195 Lams. 3 Bogotá.
- Aya, L.E. 1988 Análisis paleoambiental de la Formación Guaduas en el flanco oeste del Sinclinal Checua - Lenguaque. U.N. Bogotá. Tesis N° 18575111 Fots. 10 Bogotá.
- Balaguera, P. & Villalobos, R. 1979 Geología del Grupo Guadalupe en la región del Siachoque, Boyacá - Ramiriquí - Ciénaga. Universidad Nacional de Colombia. 7026 Bogotá.
- Ballesteros, C.I. 1989 A petrographic study of the Lower Cretaceous, Arcabuco, Cumbre and Rosablanca Formations in the Sabanagrande - El Peñon - Hoya de Panamá area, Departamento de Santander, Colombia. Earth Sciences and Resources Institute. University of South Carolina. U.S.A. Thesis. 951412 Fots. 3 U.S.A.
- Ballesteros, C.I. & Nivia, J.A. 1985 La Formación Ritoque: Registro sedimentario de una albufera de comienzos del Cretácico. Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N° 16, Proy. Cretácico. Capt. XIV1 - 175 Lams. 2 Bogotá.
- Ballesteros, R. & Mahecha, B. 1986 Modelo sedimentario para el Terciario Superior en el área del norte de Puerto Boyacá - Valle Medio del Magdalena. U.N. Bogotá. Tesis N° 15240127 Bogotá.
- Barbosa, G. & Manrique, J.A. 1987 Análisis facial de la Formación Mesa para su redefinición estratigráfica en los alrededores de Honda. Universidad Nacional de Colombia. 120120 Fots. 22 Bogotá.
- Bayer, K., Arjona, H.E. & Leal, J. 1973 Estratigrafía, tectónica y tectosedimentología del extremo norte del Macizo de Santander. U.N. Bogotá. Tesis N° 11121921 Fots. 19 Bogotá.
- Benedetto, J. 1982 Las unidades tectonoestratigráficas Paleozoicas del norte de Sur América, Apalaches del Sur y noroeste de Africa. Comparación y discusión. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología. Bogotá, J. & Aluja, J. 1981 Geología de la Serranía de San Lucas. Soc. Col. de Geol. Bogotá. Geología Norandina N° 4.49 - 551 Bogotá.
- Boinet, Th. 1985 La frontiere meridionale de la Plaque Caribe. Aux Confins Colombo - Venezuelens (Norte de Santander - Colombie). L'Universite Pierre et Marie Currie. These. 20412102 Paris.
- Bruckner, W.D. 1954 Note on some fossils from the Giron Group in the río Lebrija Valley. Department of Santander, Colombia. Journal of Paleontology. Vol. 28 N° 1112 - 1136 U.S.A.
- Burgl, H. 1956 Catálogo de las Amonitas de Colombia, parte I, Pulchelliidae. Ingeominas. Bogotá. Bol. Geol. Vol. IV N° 111928 Bogotá.
- Burgl, H. & Dumit, Y. 1954 El Cretáceo Superior en la región de Girardot. Instituto Geológico Nacional. Bol. Geol. Vol. II, N° 123 - 488 Fots. 12 Bogotá.
- Butterlin, J. 1966 Macroforaminíferos de L'Eocène de Colombie. Bull. Soc. Geol. Vol. VIII N° 5627 - 62911 Paris. France.
- C. A. Barrio y D. Q. Coffield 0 Late Cretaceous stratigraphy of the Upper Magdalena Basin, Colombia 0

- Cáceres, C. & Etayo, F. 1969 Bosquejo geológico de la región del Tequendama. U.N. Bogotá. Primer Congreso Col. de Geol. Opúsculo Guía, para la exc. pre-congr. 1 - 2216 Bogotá.
- Campbell, C.J. 1962 A section through the Cordillera Oriental of Colombia, between Bogotá and Villavicencio. Col. Soc. of Petr. Geol. and Geoph. Bogotá. Geological Field Trips Colombia 1959-1978. IV - Field Trip. 89 - 118 Bogotá.
- Campbell, J. & Burgl, H. 1965 Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. Geol. Soc. of Amer. Bull. New York. Vol. 76567 - 59017 New York.
- Cardozo, E.A. 1989 Structural style of the central western flank of the Cordillera Oriental west of Bogotá, Colombia. Earth Sciences and Resources Institute. University of South Carolina. U.S.A. Thesis. 146191 U.S.A.
- Cardozo, E.A. & Ramírez, C.J. 1985 Ambientes de depósito de la Formación Rosablanca: área de Villa de Leiva. Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N° 16, Proy. Cretácico. Capt. XIII 1 - 134 Lams. 2 Bogotá.
- Cediel, F. 1968 El Grupo Girón, una molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. Servicio Geológico Nacional. Bol. Geol. Vol. 16 (1 - 3). 5 - 96418 Bogotá.
- Cediel, F. 1972 Movimientos tectónicos en el intervalo Paleozoico - Mesozoico en Colombia y su influencia en reconstrucciones Paleogeográficas. Am. Acad. Brasil. Cienc. Suplemento N° 4487 - 933
- Cediel, F. 1976 Geología del Macizo de Floresta. U.N. Bogotá. Primer Congreso Col. de Geol. Memorias. 17 - 2711 Bogotá.
- Cediel, F., Macía, C. & Mojica, J. 1981 Las Formaciones Luisa, Payandé y Saldaña; sus columnas estratigráficas características. Soc. Col. de Geol. Geología Norandina N° 311 - 197 Bogotá.
- COOPER, M. A., et al. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. Vol. 79, No 10 (Oct, 1995); p. 1421-1443.
- Chacón, M. 1981 Estratigrafía y análisis paleoambiental de la Formación Girón, en los alrededores de Chima y Contratación (Santander). Universidad Nacional de Colombia. 6312 Bogotá.
- Díaz, L. 1991 Análisis comparativo de indicadores de paleocorrientes en algunas arenitas del Cretáceo Superior cuspidal de Colombia. Universidad Nacional de Colombia. Tesis. Bogotá.
- Díaz, L., 1994a. Distribución de las facies siliciclásticas correspondientes a la formación arenisca Tierna y equivalentes en el valle superior del Magdalena. In: f. Etayo serna (ed.), estudios Geológicos del valle superior del Magdalena. Chapter iv, univ. Nacional de Colombia, Ecopetrol, Bogotá, 15 p.
- Díaz, L., 1994b. Reconstrucción de la cuenca del valle superior del Magdalena, a finales del Cretácico. In: f. Etayo serna (ed.), estudios geológicos del valle superior del Magdalena. Chapter xi, Univ. Nacional de Colombia, Ecopetrol, Bogotá, 13 p.
- Díaz, R., Díaz, L., y Figeredo, J., 2004 Perfiles Regionales de Colombia con compensación gravimétrica, Revista de Geofísica, Maestría de Geofísica Universidad Nacional de Colombia. No. 5. Pg 25.
- Díaz, L., y Ramos, B., 2008. Mapa Geológico de Colombia, Sur América. Ariana Limitada, ed Especial
- Díaz, L., 2008. Evolución sedimentaria y estructural Del Eoceno superior de La Cordillera Oriental de Colombia, Sur America. Tesis doctoral Universidad de Barcelona 225p
- DEPARTAMENTO NACIONAL DE PLANEACIÓN. Información básica departamental, Santander: República de Colombia, 2002. 85p.

- DUQUE-CARO, H. El bloque del Choco en el noroccidente suramericano: Implicaciones estructurales, tectono-estratigráficas y paleogeográficas. Boletín Geológico INGEOMINAS. Vol. 31, No 1 (1990); p.49-71.
- Etayo - Serna, F.1989Campanian to Maastrichtian fossils in the Northeastern Western Cordillera Colombia.Soc. Col. de Geol. Geología Norandina, N° 1123 - 314Lams. 2, Fots. 4Bogotá.
- Etayo - Serna, F.1990Localidades fosilíferas del Cretácico Inédito, Comunicación personal.Bogotá.
- Etayo-Serna, F.1964Posición de la fauna en los depósitos Cretácicos Colombianos y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos.U.N. Bucaramanga. Bol. de Geología Nos. 16-171418Bucaramanga.
- Etayo-Serna, F.1968El sistema Cretácico en la región de Villa de Leiva y zonas próximas.U.N. Bogotá. Geología Colombiana N° 55 - 74118Bogotá.
- Etayo-Serna, F.1968Sinopsis estratigráfica de la región de Villa de Leiva y zonas próximas.U.I.S. Bucaramanga. Bol. Geol. N° 2119 - 3212Bucaramanga.
- Etayo-Serna, F.1979La Fauna de Moluscos del Paleoceno de Colombia.Universidad Industrial de Santander. Bol. Geol. Vol. N°Bucaramanga.
- Etayo-Serna, F.1979Zonation of the Cretaceous of Central Colombia by Ammonites.Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp., N° 218617Lams. 15Bogotá.
- Etayo-Serna, F.1985Documentación paleontológica del InfraCretácico de San Félix y Valle Alto, Cordillera Central.Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N° 16, Proy. Cretácico, Capt. XXV.1 - 72Bogotá.
- Etayo-Serna, F.1985Paleontología estratigráfica del Sistema Cretácico en la Sierra Nevada del Cocuy.Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N° 16, Proy. Cretácico. Capt. XXIV1 - 477Lams. 7Bogotá.
- Etayo-Serna, F. & Rodriguez, G.1985Edad de la Formación Los Santos.Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N° 16, Proy. Cretácico. Capt. XXVI134Lams. 3Bogotá.
- FREYMULLER, J.; KELLOGG, J. and VEGA, V. Plate Motion in the North Andean Region. Journal of Geophysical Research. Vol. 98. No. B12 (Dec, 1993); p.21, 853-21, 863.
- Forero, A.1972El Paleozoico Superior del flanco oriental de la cordillera Central.Universidad Nacional de Colombia. Geología Colombiana N° 7139Bogotá.
- Forero, A.1990The basement of the Eastern Cordillera of Colombia: An allochthonous terrane in northwestern South AmericaJour. South American Geol.3914
- Galvis, J.N. & Rubiano, J.L.1985Redefinición estratigráfica de la Formación Arcabuco, con base en el análisis facial.Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N° 16, Proy. Cretácico. Capit. VII169Bogotá.
- García, D.1983Estratigrafía de la unidad basal de la Serie Cretácico Inferior en la región de Villeta.U.N. Bogotá. Tesis N° 96405Bogotá.
- Geyer, O.F.1974La fauna de Amonitas del perfil típico de la Formación Morrocoyal. (Triásico Inferior)Universidad Nacional de Colombia. Primer Congreso Colombiano de Geología. Memorias.111 - 13369Lams. 2Bogotá.
- Geyer, O.F.1982Comparaciones estratigráficas y faciales en el Triásico Norandino.Soc. Col. de Geol. Geología Norandina N° 527 - 311Bogotá.
- Goldsmith, R. et.al.1971Radiometric age in the Santander Massif Eastern Cordillera, Colombian Andes.Geological Survey Research. U.S.D-44 - D-4922
- Grosse, E.1931 Acerca de la geología del sur de Colombia.Ingeominas.713129Bogotá.

- Grosser, J. & Prossl, K.1990 First evidence of Silurian in Colombia. Palynostratigraphical data for the Metamorphic Grupo Quetame, Cordillera Oriental.
- Guerrero, A. & Morales, C.J.1989 Estudio estratigráfico de dos columnas levantadas en El Boquerón de Tausa (Cundinamarca) y El Boquerón (Tolima) del Grupo Guadalupe.U.N. Bogotá. Tesis N° 200 A14945Fots. 24Bogotá.
- Gutierrez, E. & Vargas,O.1989 Análisis y efecto de la Falla de La Palestina en el nacimiento del Río Azufrado (Cráter Arenas - El Rosario) y en los alrededores del Municipio de Herveo (Tolima).U.N. Bogotá. Tesis N° 236115313Fots. 19Bogotá.
- GUTSCHER, M.; et al. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin.Tectonics. Vol. 19, No.5 (Oct, 2000); p.814-833.
- Guzman, G.1985 Los Grifeidos InfraCretácicos Aetostreon Couloni y Ceratostreon Boussingaulti, de la Formación Rosablanca, como indicadores de oscilaciones marinas.Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp., N° 16. Proy. Cretácico, Capt. XII169Lams. 2Bogotá.
- Hubach, E.1957Contribución a las Unidades Estratigráficas de Colombia.Ingeominas. Bogotá. Informe N° 1212 (Inédito).1661212Bogotá.
- INGEOMINAS. Atlas geológico de Colombia, Escala 1:500.000, Mapa y memoria técnica. Bogotá: INGEOMINAS, 2007.
- Irving, E.1971La evolución estructural de los Andes mas Septentrionales de Colombia.Ingeominas. Bol. Geol. (9/2)1 - 913Bogotá.
- Julivert, M.1968Lexique Stratigraphique International. Amerique Latine. Colombie.Centre National de la Recherche Scientifique - Paris (France). Vol. V Fascicule 4a.260Paris.
- KELLOGG, J. N. and VEGA, V. Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System Geodetic Studies and gravity. Journal Geological Society of America Special Paper 295 (1995); p.75-90. (Dewey,1992).
- Kroonenberg, S.B.1981El borde occidental del Escudo de Guayana en Colombia.Symposium Amazónico. Pto. Ayacucho, Venezuela. Vol. Resúmenes. Memoria: Bol. Geol. Publ. Esp., Publ. CIAF41Caracas.
- Laverde, F.1985La Formación Los Santos: Un depósito continental anterior al ingreso marino del Cretácico.Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N° 16, Proy. Cretácico. Capt. XX24111Lams. 2Bogotá.
- Laverde, F. & Clavijo, J.1985Análisis facial de la Formación Los Santos, según el corte de Tu y Yo (Zapatoca).Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N° 16, Proy. Cretácico. Capt.VI95Bogotá.
- Mendoza, H.1985La Formación Cumbre - Modelo de transgresión marina rítmica de comienzos del Cretácico.Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N°16, Proy. Cretácico. Capt. IX1 - 1710Bogotá.
- Mojica, J.1983An Outline on the Jurassic in Colombia.2nd. Field Meeting IGCP, Proyect 171. Mendoza Neuquen.52Argentina.
- MOJICA, J. and FRANCO, R. Estructura y evolución tectónica del Valle Medio y Superior del Magdalena. En: Geología colombiana. Vol. 17 (1990); p. 41-64.
- Mojica, D. & Saenz, E.1990Reconocimiento estratigráfico de la secuencia sedimentaria aflorante en las Lomas de San Pablo límites entre los Departamentos de Norte de Santander y Cesar (Colombia).U.N. Bogotá. Tesis N° 25456127Bogotá.

- Mojica, J. & Villaroel, C. 1988 Nota sobre la distribución y facies del Paleozoico Inferior Sedimentario del extremo NW de Sur América. Departamento de Geología y Geofísica - Universidad de Chile. IV Congreso Geológico Chileno. 142
- Mojica, J., et al. 1988 floramientos del Paleozoico Superior en el Macizo de Garzón (Cordillera Oriental) y el Valle Superior del Magdalena, Colombia. Universidad Nacional de Colombia. Geología Colombiana N° 1699 - 1041 Bogotá.
- Montaña, J.F. & Rodríguez, M.A. 1988 Estratigrafía y facies de la Formación San Antonio (Grupo Honda), al este de la Falla de Honda, entre La Dorada y Cambao. U.N. Bogotá. Tesis N° 21119761112 Fots. 35 Bogotá.
- Morales, L.G. et al. 1958 General geology and oil occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia. Am. Assoc. Petr. Geol. Symposium. Habitat of Oil. 641 - 695 29 Tulsa.
- Moreno, J.M. 1989 Petrography and stratigraphy of the Lower Cretaceous Rosablanca and Cumbre Formations, Utica Sandstone and Murca Sandstone (Murca Formation), Cordillera Oriental, Colombia. Earth Sciences and Resources Institute. University of South Carolina. U.S.A. Thesis. 1112336 U.S.A.
- Navarrete, R.E. 1988 Análisis facial y características de reservorio de la Formación Tambor en los alrededores de Zapatoca y San Gil (Santander), Cordillera Oriental de Colombia. U.N. Bogotá. Tesis N° 19126261863 Bogotá.
- Nelson, H.N. 1962 Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia. Sección entre Ibagué y Armenia. Ingeominas. Bogotá. Bol. Geol. 10(1-3). 168 - 183 Bogotá.
- Patiño, J.C. & Rauchwerger, O. 1990 Estratigrafía de un área entre las ciudades de Honda (Tolima) y Dorada (Caldas) al sur del Valle Medio del Magdalena. Universidad Nacional de Colombia. 1106414 Bogotá.
- Petters, V. 1955 Development of Upper Cretaceous Foraminiferal Faunas in Colombia. Journal of Paleontology. Vol. 29, N° 2212 - 2257 Tulsa.
- Petz All, C., Bellizzia., Gonzalez, C. Stainforth, R.M., et al. 1978 Lexique Stratigraphique International. Centre National de la Recherche Scientifique. Volume V. Amerique Latine - Venezuela. (2ª edic.). Fascicule 1 - 175 Paris.
- Porta, J. de 1965 La estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario en el extremo sur del Valle Medio del Magdalena. Universidad Industrial de Santander. Bol. Geol. N° 195 - 3013 Bucaramanga.
- Porta, J. de & Solé de Porta, N. 1962 Discusión sobre las edades de las Formaciones Hoyon - Gualanday y La Cira, en la región de Honda - San Juan de Río Seco, Valle del Magdalena. Universidad Industrial de Santander. Revista N° 969 - 851 Lam. 1 Bucaramanga.
- Porta, J. de, Cáceres, C., Etayo-Serna, F. et al. 1974 Lexique Stratigraphie, Colombie. Commission de Stratigraphie. Union Internationale des Sciences Geologiques. Vol. V, 4 b. 693
- RAMOS, V. A. Plate Tectonic Setting of the Andean Cordillera. En: Episodes. Vol. 22, No. 3 (Sep, 1999); 8p.
- Renzoni, G. 1968 Geología del Macizo de Quetame. Universidad Nacional de Colombia. Geología Colombiana N° 575 - 1271 25 Bogotá.
- Renzoni, G. 1985 Paleoambientes de la Formación Tambor en la Quebrada Pujamanes. Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N° 16, Proy. Cretácico. Capt. III 1 - 1816 Bogotá.
- Renzoni, G. 1985 Paleoambientes en las Formaciones Arcabuco y Cumbre de la Cordillera de Los Cobardes. Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N° 16, Proy. Cretácico. Capt. X 145 Bogotá.

- Rojas, M.G.1985Estratigrafía y petrografía de la Formación La Paz en el área comprendida entre el Río Sogamoso y el Río Sucio en la Cordillera La Paz Valle Medio del Magdalena, Departamento de Santander.U.N. Bogotá. Tesis N° 132165Fots. 24Bogotá.
- Rosset, R.A.1955Eastern Cordillera stratigraphy (Cundinamarca - Boyacá - South Santander).Conseccionaria de Petróleo Shell-Condor. Bogotá. Geological Report N° 22021725Fots. 35Bogotá.
- Royo y Gómez, J.1945Algunos Moluscos del Terciario continental.Servicio Geológico Nacional.15501 RG9Bogotá.
- Rubiano, J.L.1989Petrography and stratigraphy of the Villeta Group, Cordillera Oriental, Colombia, South America.Earth Sciences and Resources Institute. University of South Carolina. U.S.A. Thesis.96284U.S.A.
- TABOADA, A; et al. Geodynamics of the Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). Tectonics. Vol.19, No. 5 (2000) p.787-813.
- Tellez, A. & Navas, C.1962Interferencia de direcciones en los pliegues entre Coello y Gualanday.Universidad Industrial de Santander. Revista N° 945 -673Bucaramanga.
- TORO-RAMIREZ, A. M. Determinación de los tensores de esfuerzos actuales para diferentes regiones del territorio colombiano calculado a partir de mecanismos focales de sismos mayores. Manizales, 2002, 73p. Trabajo de grado (Geólogo). Universidad de Caldas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - INGEOMINAS.
- Trumpy, D.1943Pre - Cretaceous of Colombia.Geol. Soc. of Amer. Bull. New York. Vol. 54 N° 91281 - 130416New York.
- Van Der Hammen, Th.1956Descripción de algunos géneros y especies de Polen y Esporas fósiles.Ingeominas. Bol. Geol. Vol. 4 N° 2-3103 - 109Lams. 2Bogotá.
- Van Der Hammen, Th.1957Estratigrafía Palinológica de la Sabana de Bogotá. (Cordillera Oriental de Colombia).Ingeominas.187 - 3033Bogotá.
- Van Der Hammen, Th.1958Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos.Ingeominas. Bol. Geol. Vol. 6, N° 1-367 - 1287Bogotá.
- Vargas, R. et.al.1985Corte estratigráfico panorámico de la Formación Los Santos. Carretera Quebrada del Medio - El Boquerón (Santander).Ingeominas. Bogotá. Publ. Geol. Esp. N° 16, Proy. Cretácico. Capt. V1 - 122Bogotá.
- Vergara, H.1988Rasgos neotectónicos en el noreste del Departamento del Tolima.Ingeominas. Ibagué. Informe N° 2089ª 3052089a.Fots. 4Ibagué.
- Villarroel, C. & Mojica, J.1987El Paleozoico Superior (Carbonífero - Pérmico) Sedimentario de Colombia. Afloramientos conocidos y características generales.Universidad Nacional de Colombia. Geología Colombiana N° 681 - 874Bogotá.
- Ward, E.D., Cruz, J., Goldsmith, R. & Restrepo, H.1970Recursos minerales de parte de los Departamentos de Norte de Santander y Santander.Ingeominas. Bogotá. Bol. Geol. Vol. XVIII N° 3140217Bogotá.
- Zambrano, F., García, J. & Mier, R.1980Estudio geológico, prospección geoquímica y radiometría para Uranio del flanco este de la Serranía de Los Cobardes.Universidad Nacional de Colombia.86Bogotá.

