

CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DE LA CUENCA CATATUMBO (COLOMBIA): UNA REVISIÓN A PARTIR DEL ANÁLISIS MICROTECTÓNICO DE NÚCLEOS DE POZOS

STRUCTURAL CHARACTERIZATION OF THE CATATUMBO BASIN (COLOMBIA): A REVIEW BASED ON MICROTECTONIC ANALYSIS OF WELL CORES

Eduardo A. ROSSELLO¹, Julianita AVENDAÑO², Oscar R. LÓPEZ-GAMUNDI³

¹IGEBA-CONICET, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1248.

Buenos Aires, Argentina. Email: ea_rossello@yahoo.com.ar

²Universidad de Santander. Carrera 11 # 34-52, Bucaramanga, Santander, (680006) Colombia. Email: juli.avendano29@gmail.com

³P1Consultants LLC, 1121 Banks Street, Houston, Texas 77006, USA. Email: olopez-gamundi@p1consultants.com

Introducción
Marco geológico
Estratigrafía
Descripción estructural y evolución de la cuenca
Metodología de trabajo
Resultados
Análisis microtectónico de núcleos
Análisis de imágenes FMI
Estadios de deformación
Vinculación de las microestructuras con el contexto regional
Discusión
Conclusión
Agradecimientos
Referencias

Resumen. A partir del análisis microtectónico de núcleos de perforación de pozos de campos petroleros de la Cuenca Catatumbo, complementada con datos de imágenes de pozos e interpretaciones regionales, se reconocen dos grandes episodios tectosedimentarios que influyen sobre la definición de su sistema petrolero: a) uno temprano extensional donde las secuencias exhiben evidencias progresivas de compactación por enterramiento asociado a la sedimentación mesozoica y paleógena que genera fracturas subverticales con rellenos carbonáticos provenientes de la disolución de las superficies estilolíticas por sobrecarga de las secuencias suprayacentes y b) otro tardío cenozoico asociado a las consecuencias de la convergencia Andina ENE-OSO que proporciona un contexto transpresivo submeriano que reactiva las venulaciones como discontinuidades mecánicas más frágiles en transpresión senestral. La historia evolutiva de la deformación expresada por los datos microtectónicos de los núcleos aporta información sobre la cronología del sistema petrolero cuyo primer estadio de compactación se asocia con la maduración y expulsión de fluidos y, el segundo, con la generación de la fracturación que incrementa la porosidad y permeabilidad secundaria de los campos. En el caso de realizarse reintervenciones y desarrollo de hidrocarburos no convencionales, los pozos deberán ser dirigidos en la dirección OSO-ENE y subhorizontalmente del esfuerzo principal mínimo (σ_3) para atravesar la mayor cantidad de fracturas subverticales potencialmente abiertas por metro lineal.

Palabras claves: Microtectónica. Compactación. Transpresión. Petrofísica. Catatumbo. Colombia.

Abstract. From the microtectonic analysis of drill cores from oil fields in the Catatumbo Basin, complemented with well image data and regional interpretations, two major tectosedimentary episodes are recognized that influence the definition of its petroleum system: a) an early extensional one where the sequences exhibit progressive evidence of compaction by burial associated with Mesozoic and Paleogene sedimentation that generates subvertical fractures with carbonate fillings originating from the dissolution of stylolitic surfaces by overloading of the overlying sequences and b) another late Cenozoic episode associated with the consequences of the ENE-WSW Andean convergence that provides a submeridian transpressive context that reactivates the venulations as more fragile mechanical discontinuities in senestral transpression. The evolutionary history of deformation expressed by microtectonic core data provides information on the chronology of the petroleum system, whose first stage of compaction is associated with the maturation and expulsion of fluids and the second stage with the generation of fracturing that increases the secondary porosity and permeability of the fields. In the case of reinterventions and development of unconventional hydrocarbons, wells should be directed in the WSW-ENE direction and subhorizontally of the minimum principal stress (σ_3) to traverse the greatest number of potentially open subvertical fractures per linear meter.

Keywords: Microtectonics. Compaction. Transpression. Petrophysics. Catatumbo. Colombia.

INTRODUÇÃO

La Cuenca Catatumbo se localiza sobre los confines nororientales de Colombia y continúa en Venezuela como Cuenca Maracaibo (Figura 1). Registra una dinámica historia de evolución durante el Mesozoico y Cenozoico, asociada a un

proceso de convergencia oblicua a lo largo de fallas de desplazamiento lateral entre el borde sur de la Placa Caribe y el extremo noroeste de la placa de Suramérica (Pedraza y Ramírez, 2011; Mann et al., 2006). Integra las principales características

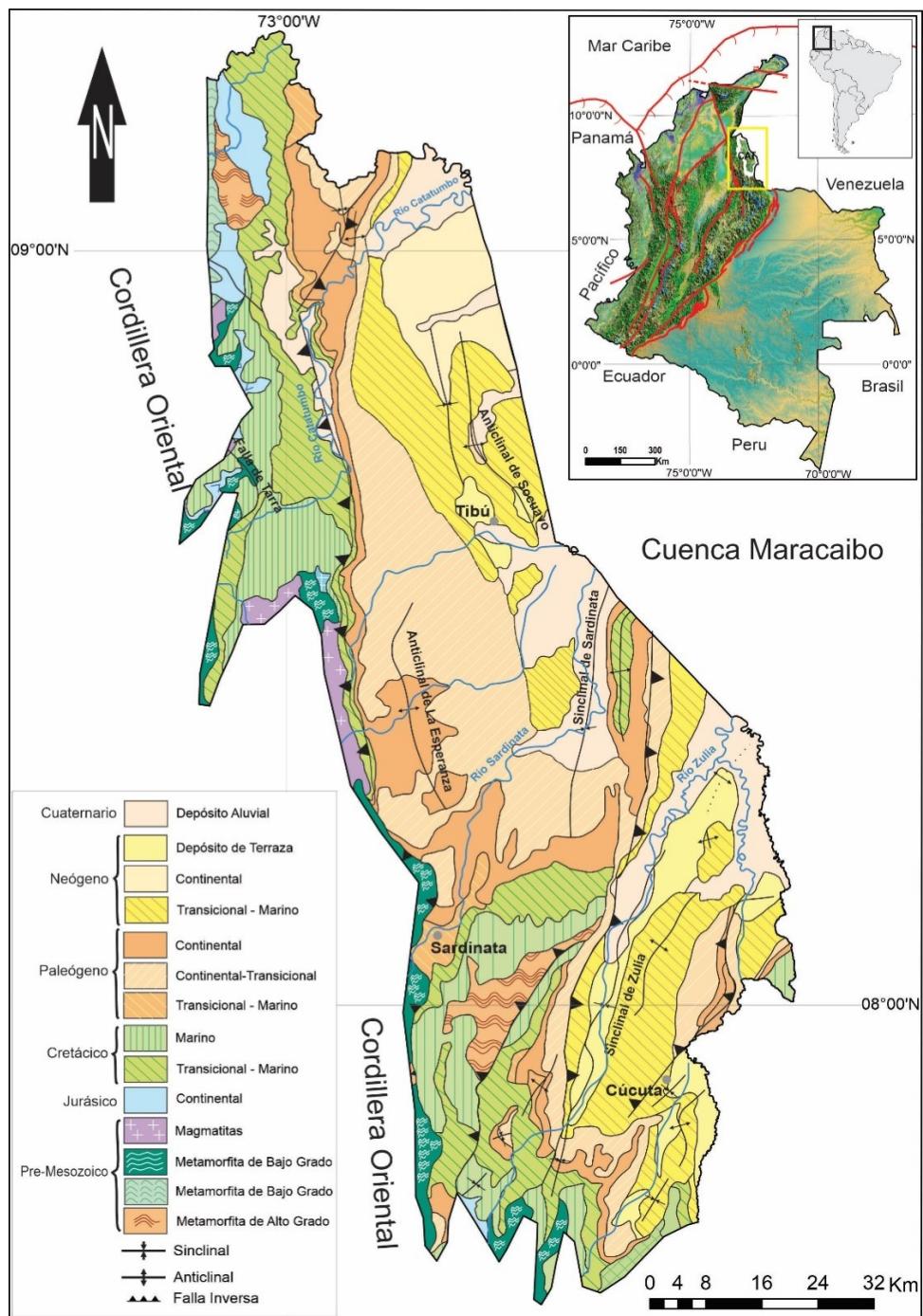


Figura 1 - Mapa geológico de la Cuenca Catatumbo (adaptado de Cediel y Cáceres, 2000; Gómez et al., 2023).

geológicas de las cuencas productoras de hidrocarburos del norte de Suramérica (Lugo y Mann, 1995; Parraud et al., 1995; Pindell et al., 1998; Villamil y Pindell, 1998; Barrero et al., 2007; ANH, 2018)

La Cuenca Catatumbo es, después de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena, la segunda más antigua área de producción de hidrocarburos en Colombia, donde se perforaron hasta principios del siglo XXI más de 800 pozos y adquiridos alrededor de 3,500 km de sísmica 2D. Sin embargo, se la considera una cuenca moderadamente explorada, por lo que es un objetivo de exploración muy atractivo.

Contiene once campos de aceite y gas, con un acumulado de reservas producidas que sobrepasa los 550 MBPE (Alfonso y Mondragón, 2001) y que se distribuyen preferencialmente en altos estructurales dentro de un corredor dispuesto a lo largo de la frontera con Venezuela donde se localizan los campos Tarra y Los Manueles (Figura 1).

Aunque diversos informes han sido elaborados por las compañías que han adelantado trabajos exploratorios en el área, los más importantes debido a su cubrimiento regional son los realizados por Getty (1982) ICP (1991), Exxon (1993) y Alfonso y Mondragón (2001), entre muchos otros.

La Cuenca Catatumbo presenta múltiples estadios evolutivos, íntimamente ligados a la compleja y larga historia de evolución tectónica de la esquina noroccidental de Suramérica, que dio como resultado el desarrollo y superposición de diferentes estilos estructurales. Exxon (1993) y Hernández y Peña (1997), postularon que el desarrollo de las principales estructuras de la Cuenca Catatumbo se encuentra asociado un contexto tectosedimentario transpresivo evidenciado por estructuras en flor y pliegues por propagación y flexión de falla en arreglo geométrico *en échelon*.

En cambio, Alfonso y Mondragón (2001) no encuentran evidencias para afirmar que la tectónica transcurrente es dominante en la cuenca porque consideran que la geometría de las estructuras les sugiere una tectónica compresiva. No obstante, no descartan que, en áreas como la Flexión del Catatumbo, exista una tectónica transpresiva con alguna componente de desplazamiento lateral, posiblemente asociada a la deformación entre la placa Caribe con el sector norte de Suramérica.

Por su parte, el ICP (2000) y Hernández (2000), coinciden en señalar que el principal

mecanismo de deformación es el de inversión tectónica, evidenciado por bloques limitados por planos de falla muy inclinados, en los que se encuentra involucrado basamento y que han sido generados por compresión. Asociado a este tipo de deformación se encuentran fallas de bajo ángulo o cabalgamientos, cuya zona de despegue principal se encuentra localizada en los niveles arcillosos de las Formaciones Mito Juan y Colón.

El presente trabajo, incorpora información microtectónica que contribuye con la caracterización del modelo tectónico imperante en la Cuenca Catatumbo y que influye con la caracterización del sistema petrolero de sus campos productores.

Los nucleos estudiados aportan información petrofísica sobre la evolución tectosedimentaria que afecta a los niveles productores desde situaciones iniciales de compactación con estilolitización y venulaciones subverticales con perjuicio de la porosidad y permeabilidad primaria a un mejoramiento secundario por una fracturación asociada a la convergencia Andina con componentes transcurrentes senestrales.

MARCO GEOLÓGICO

Estratigrafía

El registro sedimentario de la Cuenca del Catatumbo que alcanza los 5.000 m de espesor (Figura 2) con producción de hidrocarburos en las formaciones Tibú, Mercedes, Aguardiente y Capacho del Cretácico, y en las formaciones Barco, Mirador y Carbonera del Cenozoico (Clavijo, 1997; Mondragón et al., 2002). El petróleo tiene una amplia gama de calidades, desde el verde esmeralda de 52°API en los yacimientos ubicados bajo la Formación Capacho, el ámbar en el campo Petróleo de la Formación Capacho, hasta el negro de 12°API en el campo Tibú de la Formación Carbonera (ECOPETROL, 2006).

La Formacion León, de edad oligo-miocena, forma el sello regional, mientras que las arcilitas intra-formacionales proporcionan sellos para los reservorios arenosos del Cenozoico. Las formaciones La Luna, Capacho, Tibú y Mercedes son las rocas generadoras de la Cuenca (Yurewicz et al., 1998; Pedraza y Ramírez, 2011). Particularmente, la Formación La Luna es reconocida como una roca generadora de clase mundial al haber generado más del 98% de los hidrocarburos de la Cuenca Maracaibo (Talukdar y Marcano, 1994; Mann et al., 2006; Escalona y Mann, 2006;

Escobar et al., 2022).

La evolución de la Cuenca Catatumbo puede subdividirse en tres estados: (1) estado de rift de retrocarco durante el Triásico y Jurásico, (2) un sag marginal durante el Cretácico y (3) estado de antepaís durante el Terciario. Las secuencias sedimentarias se disponen sobre un basamento de rocas ígneas representadas por granodioritas, dioritas y metamórficas, predominantemente de gneises y esquistos, equivalentes a las del Macizo de Santander, la Sierra de Perijá y los Andes de Mérida, cuyas edades oscilan entre el pre-Cámbrico y el Triásico (Richards, 1968).

Hacia el oriente de la cuenca, existe una progresiva profundización hacia la Cuenca Maracaibo. Allí, los estratos molásicos de edad cretácica y cenozoica de las formaciones Guayabo y Necesidad no presentan significativas perturbaciones estructurales y alcanzan sus mayores espesores. Varios pozos exploratorios y de desarrollo alcanzaron al basamento donde en el campo Río de Oro es productor (ECOPETROL, 2006). En el campo Tarra de Venezuela (Figura 1), un pozo alcanzó pizarras, filitas y esquistos sericíticos pertenecientes a la Fm. Mucuchachi, atribuida al Carbonífero (Molina, 1990).

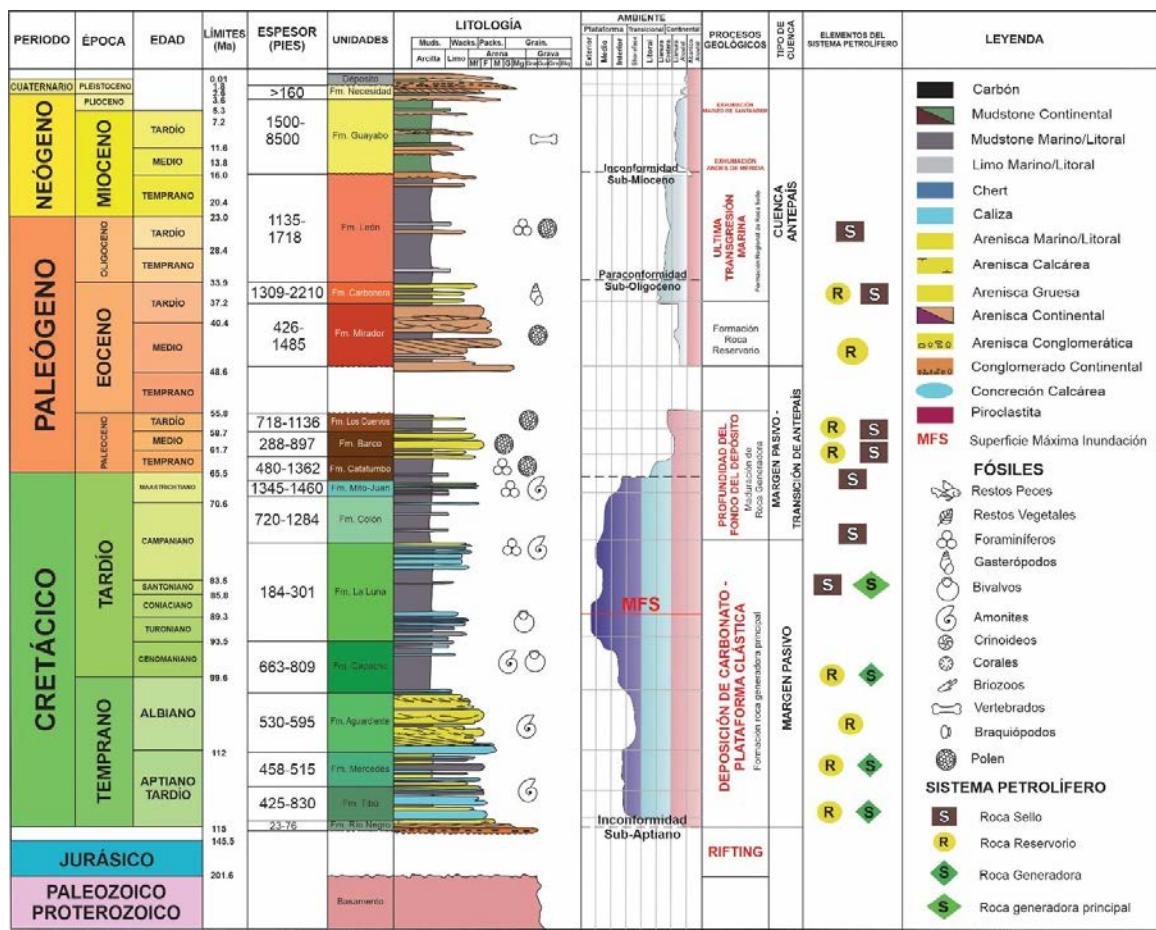


Figura 2 - Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca Catatumbo (modificado de Notestein et al., 1944; Mann et al., 2006; Mondragón et al., 2002).

Jurásico. Exxon (1993) sugiere la presencia de la Formación Girón conformada por conglomerados y areniscas rojas, lutitas y volcánicos que reposan discordantemente sobre rocas ígneos-metamórficas de edad pre-Triásica y restringidas a los grabens desarrollados durante el Triásico-Jurásico. El ICP (1991) describe rocas volcánicas alcalinas, equivalentes a la Formación La Quinta, asociadas a aglomerados, brechas volcánicas, tobas, ignimbritas, lapillis y lavas de variada composición (riolitas, riocacitas, traquitas y traquiandesitas).

Cretácico. La depositación se inicia en el Aptiano con una secuencia clástica de origen continental sobre rocas del basamento. Así, comienza la subsidencia de la cuenca que favorece la acumulación de sedimentos marinos de las formaciones Capacho y La Luna que alcanzan la mayor extensión areal en la cuenca durante el Turoniano-Coniaciano.

Grupo Uribante. Este término fue introducido como Formación Uribante por Sievers (1888, en Getty, 1982) para describir las rocas que afloran cerca al río homónimo en el estado Táchira en Venezuela. Notestein et al. (1944) lo redefinieron al subdividirlo en tres unidades

cartografiables como miembros Tibú, Mercedes y Aguardiente. Posteriormente, Sutton (1946) eleva el rango de Miembro Aguardiente a Formación, mientras que Renz (1959) hace lo correspondiente con los Miembros Tibú y Mercedes. Bouman y Gibson (1964) incluyen dentro de la Formación Tibú las facies clásticas incorporadas por Exxon (1993) e ICP (1998) en la Formación Río Negro. Alfonso y Mondragón (2001) agrupan bajo la denominación de Grupo Uribante a las formaciones Río Negro, Tibú, Mercedes y Aguardiente. El Grupo Uribante presenta un espesor promedio de 2000 m y está caracterizado por su baja permeabilidad y porosidad (5 % promedio), razón por la cual la producción en esta unidad depende exclusivamente del fracturamiento (Castillo y Ceballos, 1990).

Formación Río Negro (Aptiano?). Está constituida por intercalaciones de areniscas de grano fino a medio, lodosas grises a amarillas, de cuarzo y subarcosas en capas delgadas onduladas a plano paralelas con arenas de grano medio a grueso, localmente conglomeráticas, de cuarcíticas y subarcósicas, en capas delgadas a muy gruesas, con niveles delgados de lodoletas grises con laminación plano paralela (ICP, 1998). Se

encuentra en contacto discordante sobre el basamento ígneo en algunas áreas (Richards, 1968). El espesor varía considerablemente desde menos de 100 m hasta más de 1300 m en la sección tipo en la Sierra Perijá y cerca de 2400 m en la depresión de Uribante (Exxon, 1993).

Formación Tibú (Aptiano). Está conformada por lodoletas de color gris oscuro, negro y marrón con laminación plano paralela, fósiles, con abundantes restos de conchas y de peces. Se interdigita con delgados niveles de calizas con estratificación ondulosa y cuarzoarenitas grises, calcáreas, con abundantes fósiles, bioturbadas en bancos gruesos. Los espesores medidos oscilan entre de 83 y 13 m (ICP 1998). Se encuentra en contacto neto con la Formación Mercedes y es productora en el Campo Tibú (Getty, 1982).

Formación Mercedes (Albiano Inferior). Consiste en calizas arenosas y fosilíferas intercaladas con lodoletas grises a negras, dolomitas (*mudstones* y *grainstones*) y areniscas en capas delgadas, ricas en materia orgánica con abundantes foraminíferos plantónicos (Exxon, 1993). En el Campo Sardinata, se reconocen unos 45 m de calizas lumaquélidas grises oscuras, en capas onduladas no paralelas continuas de hasta de 1 m con concreciones, pellets, restos de peces, bivalvos, gasterópodos, nódulos de óxidos de hierro y fosfatos (ICP, 1998). Se encuentra en contacto transicional con la Formación Aguardiente y es productora en el Campo Tibú (Richards, 1968).

Formación Aguardiente (Albiano medio a superior). Consiste predominantemente en areniscas cuarcíticas de grano grueso con niveles de glauconita y fosfatos intercaladas con pelitas y calizas, en algunos niveles con alto contenido de materia orgánica (Exxon, 1993). En el sector sur, presenta intercalaciones arenosas de grano fino a grueso, grises claras, con estratificación ligeramente ondulosa no paralela y laminación de bajo ángulo, a veces lodosas e intensamente bioturbadas con restos carbonosos. El espesor oscila entre los 563 y 313 m (ICP, 1998). El contacto con la Formación Capacho es gradacional y produce principalmente por fracturamiento en el Campo Tibú (Getty, 1982).

Formación Capacho (Cenomaniano-Turoniano). Consiste en entre 100 y 349 m de espesor de lodoletas grises oscuras a negras, con laminación plano paralela a ondulosa, con impresiones de bivalvos y restos de peces; intercaladas con lodoletas arenosas grises a marrones, calcáreas, bioturbadas, calizas lumaquélidas (*wackestone* y

packstone con bivalvos) grises, onduladas y calizas micríticas (*mudstone*) en capas hasta de 70 cm (ICP, 1998). Según Getty (1982) y Richards (1968), la Formación Capacho infrayace en forma concordante a la Formación La Luna; sin embargo, para Robertson Research (1985) e ICP (1998), este contacto es discordante. La Formación Capacho es productora por fracturas en el campo Petrólea (Getty, 1982).

Formación La Luna (Coniaciano-Campaniano temprano). Consiste en calizas pelágicas bituminosas gris oscuras intercaladas con pelitas carbonosas y cherts. Hacia la parte inferior predominan los *mudstones* grises oscuros que ocasionalmente se presenta como lentes o concreciones intercalado con lodoletas calcáreas gris oscuras, laminadas, en capas con estratificación plano paralela a ondulosa, ricas en materia orgánica (Talukdar et al., 1986; ICP, 1998; Pedraza y Ramírez, 2011). Presenta un rango de espesor entre 55 y 90 m (Bouman y Gibson, 1964). Representa depósitos relacionados a eventos de surgencia (*upwelling*) sobre una plataforma más somera (Macellari, 1988; Villamil y Pindell, 1998; Villamil, 1999). Según Getty (1982), la Formación La Luna infrayace en forma concordante a la Formación Colón, sin embargo, Exxon (1993), determina un hiato estratigráfico por la ausencia del lapso Campaniano y la existencia de una superficie de erosión cerca al límite estratigráfico. Es la roca generadora por excelencia de hidrocarburos en las cuencas Catatumbo y Maracaibo con contenido orgánico promedio de 4,5 % y un máximo de 11,2 % y un kerógeno dominante tipo II. Es productor en las calizas fracturadas en los campos de Petrólea, Tibú, Cerro Gordo y Cerrito y en varios campos de la Cuenca Maracaibo (ICP, 1998; Escobar et al., 2022).

Formación Colón (Campaniano tardío a Maastrichtiano temprano). Está compuesta por lodoletas fósiles, grises a grises oscuras, ligeramente calcáreas. Hacia la base, presenta una arenisca glauconítica que contiene foraminíferos retrabajados y restos de peces (Miembro Tres Esquinas). Bouman y Gibson (1964) reportan espesores entre 213 y 226 m y consideran gradacional su contacto con la suprayacente Formación Mito Juan.

Formación Mito Juan (Maastrichtiano). Consiste principalmente de lodoletas fósiles gris-verdosas, lodoletas limolíticas, limolitas y calizas que llegan a ser más frecuentes hacia la parte

superior. Bouman y Gibson (1964), reportan un espesor promedio de 440 m. El contacto con la suprayacente Formación Catatumbo es gradacional debido a las similaridades litológicas (Getty, 1982). Existe producción de la Formación Mito Juan, en el campo Río de Oro, a partir de los horizontes calcáreos y limolíticos ubicados hacia la parte superior.

Paleógeno/Neógeno. Está representado por arcillolitas, areniscas y horizontes de carbón depositados en sistemas fluviales y deltaicos característico de una molasa que se dispone sobre un depocentro de antepaís (*foreland*) relacionada con el levantamiento de la Cordillera Oriental debido a la convergencia Andina.

Formación Catatumbo (Maastrichtiano tardío a Paleoceno temprano). Consiste en intercalaciones de lodoletas fósiles gris oscuras y arcillolitas carbonosas. Hacia la base y parte media de la sección son frecuentes las intercalaciones de areniscas micáceas de carácter lenticular. El espesor de esta unidad está comprendido entre 90 m hacia el noreste y 275 m hacia el suroeste en contacto concordante y gradacional con la suprayacente Formación Barco (Bouman y Gibson, 1964). Produce en los campos Río de Oro, Tibú-Socuavo y Sardinata y marginalmente en los campos Yuca y Orú (Alfonso y Mondragón, 2001).

Formación Barco (Paleoceno). Consiste de areniscas de grano fino a medio intercaladas con arcillolitas con algunos horizontes delgados de carbón principalmente hacia el tope. El espesor de la unidad varía entre los 150 m hacia el noreste a 213 m hacia el suroeste (Bouman y Gibson, 1964). El contacto con la suprayacente Formación Los Cuervos es gradacional (Getty, 1982; Bioestratigráfica, 1998) y es el reservorio dominante en los campos Río de Oro y Sardinata (Notestein et al., 1944) y en los campos de Petrólea y Tibú-Socuavo (Getty, 1982).

Formación Los Cuervos (Paleoceno tardío). Consiste en pelitas con capas de areniscas delgadas, limolitas y mantos de carbón con espesores que varían entre 180 m a 335 m hacia el occidente (Bouman y Gibson, 1964). Según Getty (1982 y Robertson Research, 1985), infrayace en forma concordante a la Formación Mirador y ICP (1998) lo define como neto. No obstante, Bouman y Gibson (1964) interpretan este contacto como una discordancia local y Bioestratigráfica (1998) lo considera discordante sobre la base de análisis palinológicos y en la

respuesta del registro Gamma Ray de superficie. Es roca almacenadora en el campo Río Zulia (Exxon, 1993) y en el campo Carbonera (Notestein et al., 1944).

Formación Mirador (Eoceno). Consiste de areniscas cuarcíticas de grano fino a medio, blancas, en capas hasta de 50 cm, con laminación inclinada tangencial de bajo ángulo o en artesa, bioturbadas hacia la parte superior. Presenta intercalaciones de grano fino a medio, grises, bioturbadas, localmente con intraclastos de lodoleta y ondulitas hacia el tope en algunos niveles. El espesor a escala regional varía entre los 600 m hacia el norte a 150 m hacia el sur (Bouman y Gibson, 1964). La parte inferior está constituida por areniscas de grano fino y moderadamente limpias. Hacia la parte media una capa de lodoleta de variable espesor separa las areniscas inferiores de las superiores, aunque este último se encuentra ausente o pobremente desarrollado en muchas localidades (Bouman y Gibson, 1964). El contacto con la suprayacente Formación Carbonera es concordante (Robertson Research, 1985).

Es el segundo reservorio en importancia en la cuenca, produce en el campo Río Zulia y en los campos venezolanos Los Manueles y Las Cruces (Getty, 1982).

Formación Carbonera (Eoceno tardío a Mioceno temprano). Consiste de una importante secuencia que varía entre los 400 m y los 550 m intercalaciones de arcillas, pelitas grises, limolitas, areniscas grano fino a grueso en delgadas capas y, en menor proporción, horizontes de carbón (Notestein et al., 1944). Hacia el tope y base se presentan capas delgadas de areniscas glauconíticas y calizas, las cuales registran incursiones marinas.

El contacto con la Formación León es concordante y gradacional (Robertson Research, 1985). Constituye el intervalo productor en el Campo Tibú (Exxon, 1993) y en los campos venezolanos de Los Manueles y Las Cruces (Getty, 1982).

Formación León (Mioceno temprano - Mioceno medio). Está constituida por pelitas grises con capas delgadas de limolitas y localmente lentes de arenisca con espesores que varían entre 365 m hacia el occidente a 425 m hacia el oriente. El contacto superior es concordante con la Formación Guayabo (Getty, 1982). No hay producción asociada a este intervalo y por sus características litológicas es considerado como un sello regional en la cuenca (Alfonso y Mondragón, 2001).

Formación Guayabo (Mioceno medio-Plioceno temprano). Consiste una secuencia de pelitas arenosas grises, limolitas con espesores que incrementan rápidamente de norte a sur y también de oeste a este, reportándose entre 460 m y 1430 m, incluso hasta 2600 m en las zonas aledañas a Cúcuta (Alfonso y Mondragón, 2001). Representan la deposición de sedimentos asociados a una planicie aluvial y un complejo deltaico de baja energía (Exxon, 1993).

Depósitos Recientes. Formación Necesidad

Esta formación está constituida por arenas, gravas y arcillas generados por depósitos fluviales y de abanicos aluviales dispuestos en discordancia angular sobre las anteriores.

Descripción estructural y evolución de la cuenca

La Cuenca Catatumbo y su continuación nororiental en la Cuenca de Maracaibo forman un mismo depocentro con similitudes estructurales y estratigráficas entre sí circundado por tres accidentes orográficos mayores (Figura 1): i) al Norte la Sierra de Perijá que lo separa del valle de Ranchería, ii) al suroeste las estribaciones más septentrionales de la Cordillera Oriental (Macizo de Santander) que lo separa del Valle Medio del Magdalena y iii) al Sudeste los Andes de Mérida con dirección NE/SO que lo separa de la zona estable de los Llanos sobre el escudo de la Guyana.

La Cuenca Catatumbo se localiza dentro de un bloque regional constituido por la Sierra Nevada de Santa Marta, limitada y sometida a la influencia deformativa de los sistemas transcurrentes senes-trales de Santa Marta-Bucaramanga, al oeste, y el dextral de Oca-Boconó al norte (Figura 1). El campo de esfuerzos que determina este contexto tectónico actual produce la conjugación de estas transcurrentias en una sintaxis tectónica que exhibe su compartimiento interno positivo (compresional) ocupado Sierra Nevada de Santa Marta (Rossello y Gallardo, 2022).

Las orientaciones de los fallamientos y plegamientos dispuestos a lo largo el eje principal de la Cuenca Catatumbo tienen un rumbo preferencial casi norte-sur, subparalelo al eje longitudinal del Macizo de Santander (Figura 3).

En el sureste, los patrones estructurales muestran mayor intensidad de deformación con una dirección general suroeste-noreste, que concuerda con el eje longitudinal de los Andes de Mérida. Yurewicz et al. (1998), proponen que dos estilos estructurales principales: i) uno dominado por fallas inversas que involucran el basa-

mento, junto con pliegues que ocurren al occidente de la Cuenca y ii) otro caracterizado por fallas inversas asociadas a desgarres y pliegues asociados a flexión (“flexura del Catatumbo”).

Como ambos estilos estructurales parecen extenderse casi hasta la superficie se los consideran con una edad Mioceno tardío-Plioceno (alrededor de 8 a 5 Ma) asociados con el levantamiento del Macizo de Santander, la Serranía de Perijá y los Andes de Mérida (Case et al., 1990; Coletta et al., 1990, Taboada et al., 2000; Sarmiento-Rojas, 2001, Cediel et al., 2003).

La Flexión del Catatumbo acumula hacia el sur su desplazamiento a través de pliegues cuya disposición se ajusta a una geometría en cola de caballo (*horse tail*) de vergencia oriental asociada a transcurriencia que involucran basamento (Exxon, 1993).

En el sector oriental se reconoce un sistema de transcurriencia dextral de rumbo que genera los pliegues por propagación de falla con vergencia occidental y fallas de cabalgamiento y fallas de inversión que involucran basamento de los campos Petrólea y Tibú ocurrida dentro de los últimos 4 Ma (Branquet et al., 2002).

Parnaud et al. (1995), reconocen seis estadios principales en la evolución tectosedimentaria del Mesozoico-Cenozoico del oeste de Venezuela que conforman la acumulación regional mayor de que se reconoce en la Cuenca Catatumbo. Estos eventos que incluyen una transgresión marina que se intensifica a comienzos del Cretácico y alcanza su máximo cubrimiento a comienzos del Turoniano seguida por una regresión regional que continua hasta el Cenozoico (Macellari, 1988; Villamil y Pindell, 1998; Mann, 2006). A continuación, se sintetizan estas fases principales:

1) Estadio Extensional (Triásico–Jurásico). Esta fase extensional generó un complejo mosaico de depocentros extensionales con volcanismo asociado y controlados por fallas normales (Bartok, 1993; Pindell et al., 1988).

El basamento precámbrico-paleozoico es deformado y suprayacido por capas rojas continentales de abanicos aluviales y sedimentos lacustres, localmente asociados a mantos ígneos calco alcalinos y félsicos máficos, diques basáltico y plutones granitoides mesozoicos. Los altos de basamento limitados por fallas normales controlaron el modelo de sedimentación responsable de la migración y entrampamiento de hidrocarburos a escala regional (Macellari, 1988; Villamil y Pindell, 1998; Pindell et al., 1998).

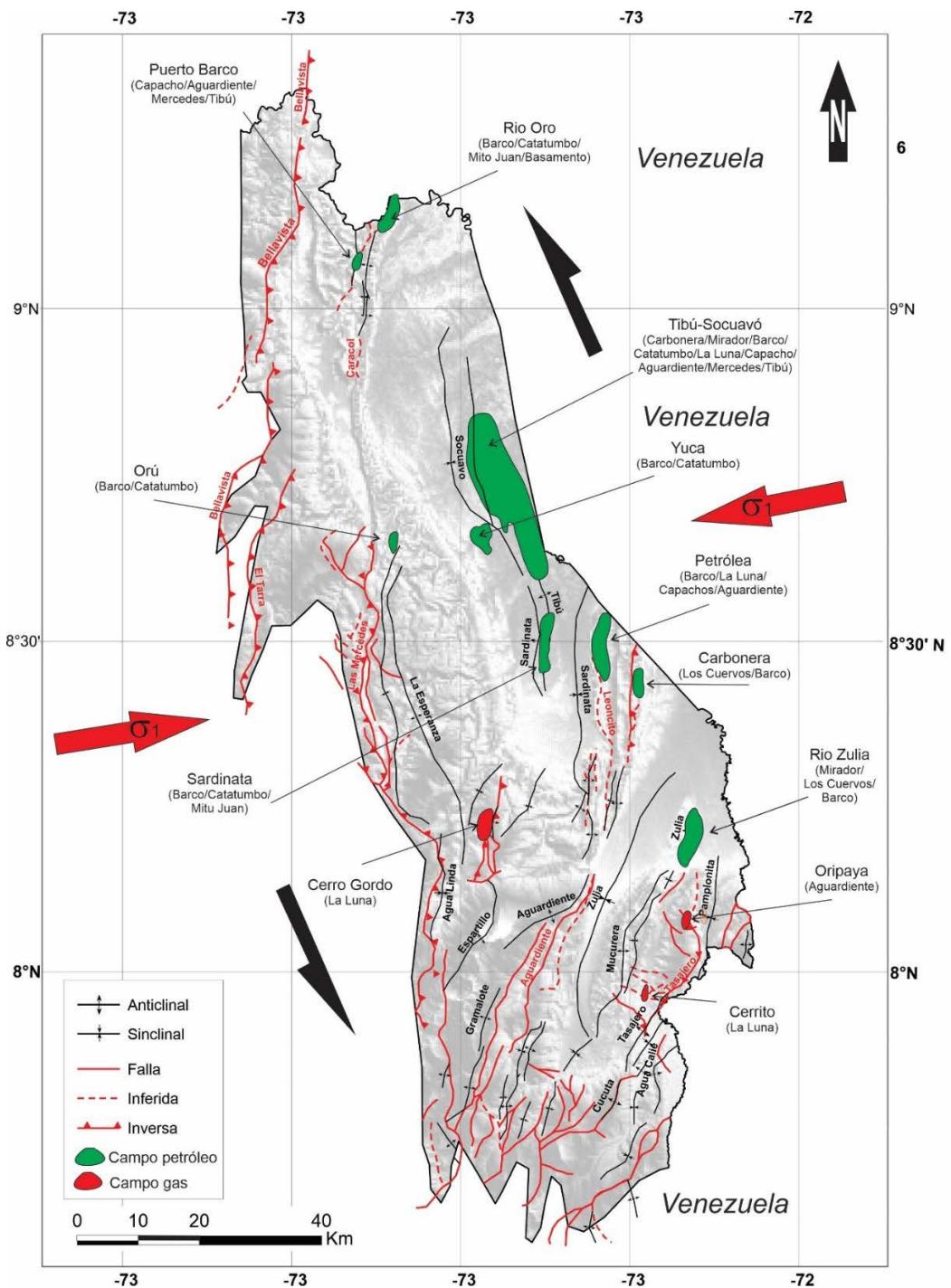


Figure 3 - Rasgos estructurales de la Cuenca Catatumbo con la localización de los campos hidrocarburíferos y sus principales niveles productores (modificada de Pedraza y Ramírez, 2011).

2) Estadio de Margen Pasivo Aptiano-Campaniano temprano. Luego de la expansión durante el Jurásico, el margen occidental de Suramérica fue cubierto por sucesivos avances marinos durante el Cretácico, cuya influencia es reconocida desde el oeste de Venezuela hasta el Perú expuestos a lo largo de los Andes (Macellari, 1988).

La secuencia cretácea está preservada en las cuencas subandinas coincidente con la distribución de los depocentros jurásicos constituida por una asociación heterogénea de varios ciclos deposicionales que incluyen intervalos generadores y,

occasionalmente, reservorios de las acumulaciones de hidrocarburos del margen oeste del continente.

Secuencia pre-Aptiano. Estos depósitos son ampliamente distribuidos en el norte de Suramérica representados por sedimentos continentales caracterizados por arenitas cuarcíticas y feldespáticas y conglomerados con menor proporción de loddolitas que representan facies continentales fluviales y aluviales. La Formación Río Negro, representa una unidad diacrónica transgresiva con grandes variaciones en su espesor debido al control tectónico sobre la sedimentación de la unidad.

Secuencia Aptiano. Representa el avance inicial de la transgresión marina cretácica marcado por el desarrollo de calizas y pelitas sobre una gran extensión en el norte de Suramérica representantes del máximo evento de inundación (Ciclo 2 de Macellari, 1988).

Este sistema transgresivo regional desarrolló un máximo evento de inundación (MFS) y un corto evento regresivo (HST) a finales del Aptiano (Villamil y Pindell, 1998). Parnaud et al. (1995) identifican varias secuencias transgresivas episódicas representadas casi en su totalidad por el Grupo Uribante consistente en los siguientes niveles: i) nivel basal transgresivo, representado por depósitos de plataforma interna de la Formación Tibú, la cual suprayace una sección delgada de depósitos clásticos interpretada como Formación Río Negro, ii) nivel intermedio de máxima inundación (111 Ma) representado en la Formación Mercedes y iii) nivel superior con estabilidad relativa del nivel mar representado por la sección inferior de la Formación Aguardiente.

Secuencia Albiano-Cenomaniano Inferior. Constituye un segundo mayor ciclo marino transgresivo que resultó en la inundación que cubrió por primera vez a varios de los paleoaltos del Macizo de Santander y Andes de Mérida que habían permanecido emergidos durante la primera porción del Cretácico.

Durante finales del Albiano una gran porción del margen continental fue cubierta por arenas cuarcíticas basales de la Formación Capacho provenientes del escudo de la Guyana

Secuencia Cenomaniano Superior-Campániano temprano. Este intervalo representado por las formaciones Capacho y La Luna constituye el mayor evento transgresivo del norte de Suramérica con superficies de máxima inundación asociadas con límites secuenciales de secciones condensadas (Villamil, 1999). Esta caída del nivel relativo del mar forzó durante finales del Cenomaniano la migración de sistemas de aguas someras sobre depósitos más distales, favoreciéndose el desarrollo de potenciales trampas estratigráficas entre las pelitas calcáreas de la Formación La Luna (Villamil y Pindell, 1998).

3. Estadio Transicional Margen Pasivo-Activo (Cretácico Superior-Paleoceno). La

convergencia de la placa pacífica y la margen occidental de la placa de Suramérica durante finales del Cretácico determina la Fase Peruana de la Tectónica Andina (Cobbold et al., 2007). Este evento, provocó progresivamente de oeste a este el cierre del margen pasivo que transformó la antigua margen pasiva en un activo cordón orogénico y generó un amplio antepaís asociado al alto periférico de Barinas (Parnaud et al., 1995; Pindell et al., 1998). Esta fase está representada por la progradación desde el sureste de las pelitas de la Formación Colón y la parte arenosa de la Formación Mito Juan. Hacia finales del Cretácico, la Formación Catatumbo representa un nuevo episodio de transgresión desde el norte que cubrió toda la plataforma hacia el sur, con características marinas en la secuencia inferior y deltaicas en la sección superior que incluye las Formaciones Barco y Los Cuervos en el sur y caracteriza la fase terminal del evento de transición.

4. Estadio de Cuenca Antepaís (Eoceno – Neógeno). La convergencia oblicua y deformación transcurrente de la placa Caribe y del Arco de Panamá a lo largo del margen pasivo del norte de Suramérica debidas a las Fases Incaica y Quechua de la Tectónica Andina (Cobbold et al., 2007, Rossello y Gallardo, 2022), generó varios eventos a escala regional, tales como: i) la reactivación transpresiva de antiguas estructuras, ii) el levantamiento con la correspondiente exhumación de las cordilleras Andinas, Serranía de Perijá, Macizo de Santander y Andes de Mérida (Reinoza et al., 2024), y iii) la separación de las cuencas Maracaibo - Catatumbo de Llanos-Barinas-Apure. El registro sedimentario fue dominado por subsidencia flexural y caracterizado por un conjunto de ciclos transgresivos y regresivos, limitados por mayores inconformidades, generalmente bien reflejados en sísmica. Las megasecuencias se caracterizan por una gruesa molasa continental hacia los márgenes de los orógenos con desarrollo de varios episodios depositacionales que incluyen depósitos marinos poco profundos, fluviales y lacustres, producto de la rápida erosión y sedimentación de las recientemente exhumadas cadenas montañosas Andinas (Cooper et al., 1995; Villamil, 1999; Guzmán y Fisher, 2006).

METODOLOGÍA DE TRABAJO

El análisis microtectónico (Friedman, 1967; Ramsay y Huber, 1983, 1987; Passchier y Trouw, 1996) desarrollado se basó esencialmente en el

estudio de la información provista por núcleos obtenidos de pozos de la Cuenca Catatumbo relacionados con una síntesis geológica regional

apoyada con relevamientos geofísicos tomada de la bibliografía (Alfonso y Mondragón, 2001; Mondragón, 2001; Pedraza y Ramírez, 2011). Por otro lado, para vincular los datos de los núcleos se esquematizó la evolución tectosedimentaria a partir de la interpretación y modelado estructural de una serie de secciones sísmicas compuestas, sistemáticamente distribuidas a través de la cuenca, las cuales fueron la base para la identificación y caracterización de los diferentes estilos estructurales.

Con la finalidad de estudiar la información microtectónica se tomó contacto directo con núcleos disponibles se accedió a una selección estratégica de los resguardados en la Litoteca de Bucaramanga (Rossello, 2013). Se eligieron núcleos adquiridos de unidades correspondientes al Cretácico obtenidas en los pozos Puerto Barco 4K, Tibú 108K, Sardinata 3K y Petrólea 224 que se

distribuyen representativamente a lo largo de la Cuenca Catatumbo (ANH 2018). Los núcleos exhiben 3 pulgadas de diámetro con tramos aserrados en mitades obtenidos de pozos subverticales, pero sin orientación espacial, de modo que el análisis microtectónico cuantitativo está limitado. Sin embargo, la existencia de tramos con buena recuperación y con apoyo de imágenes de pozos e información regional se pudieron realizar estudios microtectónicos semicualitativos. Para ello, se adoptó la técnica de relevar los datos estructurales y sedimentarios reconocibles en los contornos cilíndricos de los núcleos con sus disposiciones relativas al eje del pozo a partir del copiado sobre una película de celuloide transparente. La película fue adecuadamente enrollada y ajustada a las paredes de los corazones donde con marcadores indelebles se reprodujeron los datos por simple contacto (Figura 4).

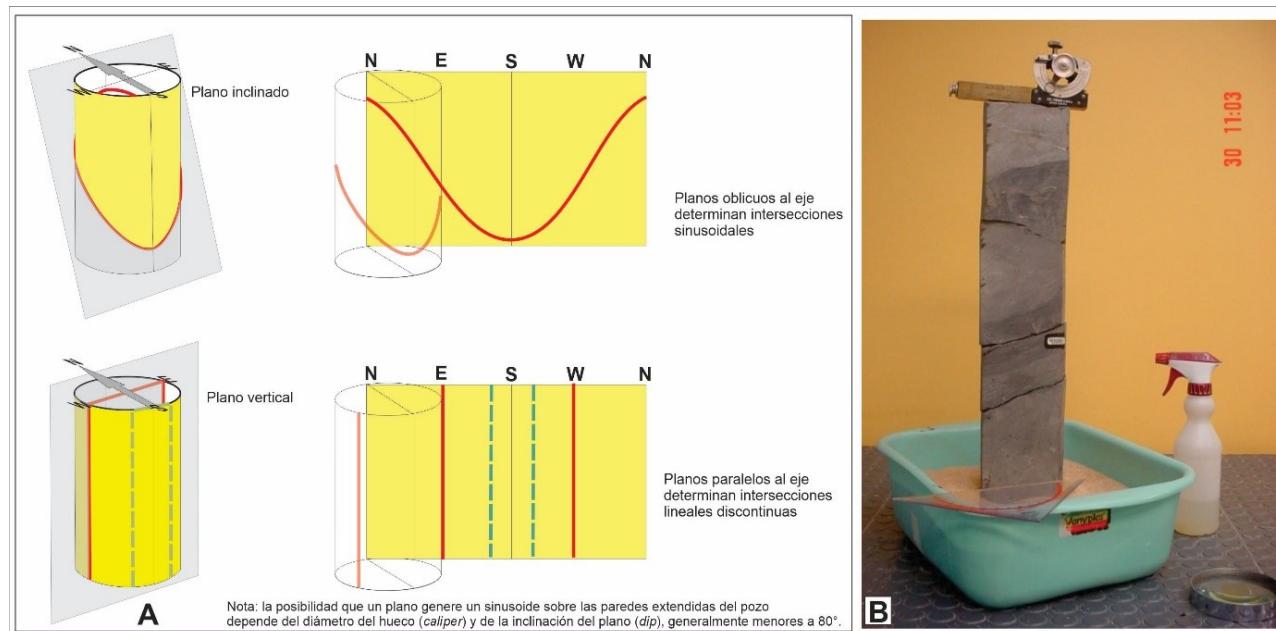


Figura 4 - Esquema del método de relevamiento microtectónico por el enrollado de una película de celuloide transparente que permitirá el estudio de las estructuras exhibidas en las paredes del cilindro del corazón (tomado de Rossello, 2013). **A:** Ejemplos de relevamientos completos con buena localización espacial de los corazones. **B:** Vista del armado en columna de fragmentos de corazones y su orientación dentro de una caja de arena y los principales materiales utilizados para la definición espacial de las estructuras (Nivel-goniómetro de Abney, transportador, lupa, ácido).

Luego, una vez desenrollada la película plástica con las trazas de la información relevada, se procede a su interpretación respetándose su ubicación espacial para correlacionarse con imágenes de pozos o bien realizarse cálculos estadísticos.

Se realizó una descripción morfológica y se tomaron fotografías de las microestructuras detectadas teniéndose en cuenta tamaños, rugosidades de superficies y disposición espacial. En el caso de fracturas se trató de identificarlas como fallas y diaclasas observando estrías de desplazamiento y sus posibles rellenos completos o

incompletos de carbonatos, material carbonoso, jaboncillos de falla y/o hidrocarburos. Como los núcleos no fueron obtenidos originalmente orientados están rotados desde su posición *in situ*. Por ello, se estimó su localización en planta en función del conocimiento de la inclinación de la estratificación/laminación a partir de información regional y/o sísmica. De este modo, se pudo determinar las inclinaciones de las fracturas dentro de un sistema de referencia geográfico para asociarlas a campos de deformación tangenciales o gravitatorios. Además, cuando se

dispuso de perfiles e imágenes de pozos se ajustaron con mayor aproximación

Para la correlación con los eventos tectosedimentarios regionales, se confeccionaron cuatro secciones estratégicas donde se esquematizaron a partir de paneles de secciones sísmicas 2D los progresivos estadios desde la deposición hasta el presente. No se consideró oportuno balancear la longitud de las secciones, pero se respetaron aproximadamente las potencias de las principales unidades y se estimaron las posiciones de los fallamientos mayores de acuerdo con las relaciones espaciales (ángulo α) que guardan con los campos de esfuerzos responsables.

A partir de experimentos análogos, se aprecia que las fallas normales con fuertes inclinaciones tienden a ser reactivadas en compresión más

fácilmente cuando la dirección de convergencia se hace más oblicua. Esto está de acuerdo con las observaciones obtenidas por análisis teóricos y experimentales de reactivación de fallas (Anderson, 1951; Williams et al., 1989; Sassi et al., 1993).

Brun y Nalpas (1996) ponen de manifiesto esta relación a partir de modelos analógicos en los cuales se varió la relación angular α entre la dirección de compresión con los ejes de los grábenes previamente generados.

De este modo, las fallas normales generadas tempranamente en un contexto extensional, por su inclinación mayor de 45° son reactivadas predominantemente en transpresión al producirse una convergencia horizontal (Rossello y Zolezzi, 2023).

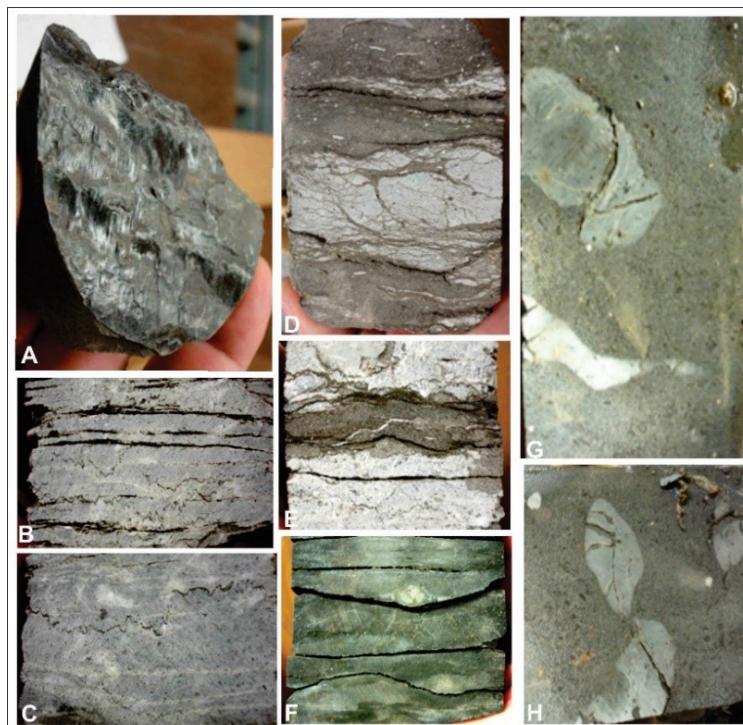


Figura 5 - Fotografías de núcleos del pozo Barco 4K en las formaciones Mercedes (6435' – 6924') y Tibú (6924' – 7754'). **A:** Superficies de fallamiento con fuerte inclinación y con estrías de patinamiento subparalelas a la estratificación. **B y C:** Detalle de tramos areniscosos finos con superficies de fisilidad lenticulares y estilolitas con concentración de minerales arcillosos negros sobre los planos estilolíticos. **D:** Detalle de niveles calcáreos margosos fosilíferos con intercalaciones de areniscas calcáreas y pelitas muy subordinadas con anastomosamientos limitados por superficies estilolíticas incipientes. **E:** Detalle de un nivel areníscoso fino-pelítico asociado con superficies estilolíticas intercalado en areniscas calcáreas grises claras mayor grado relativo de resistencia a la compactación por sobrecarga. **F:** Detalle de tramos pelíticos en fragmentos expandidos por descompactación con fisilidad lenticular por compactación diferencial a partir del aplastamiento de la matriz arcillosa en torno a bioturbaciones sub centimétricas más areniscosas. **G y H:** Detalle de niveles areniscosos con intraclastos calcáreos micríticos subredondeados centimétricos con fracturas internas subverticales muy irregulares por contraste mecánico con respecto a la matriz granular.

RESULTADOS

Análisis microtectónico de núcleos

A partir de las observaciones microtectónicas de núcleos disponibles de cuatro pozos característicos de la Cuenca Catatumbo se pudo obtener información de la historia de defor-

mación.

Litológicamente, son sedimentitas de niveles mayoritariamente pelíticos y arenosos finos grises oscuros con marcada laminación subparalela, actualmente aprovechada por fracturas de des-

compactación (*sheeting*) que le infiere un aspecto de clivaje pizarreño subhorizontal. También, se destacan rasgos de compactación en tramos de niveles carbonáticos fosilíferos.

Se reconocen numerosas fracturas microtectónicas: i) típicas de comportamiento dúctil con conspicuos espejos de patinamiento negros muy brillantes ornamentados con estrías y/o fibras subparalelas y estilolitización subparalela a la estratificación y ii) netamente frágiles y subverticales que en algunos casos en asociación con venillas escalonadas con rellenos carbonáticos.

Pozo Puerto Barco 4K. En niveles siliciclásticos finos de las formaciones Mercedes (6435' –

6924') y Tibú (6924' – 7754') se reconocen fracturas con inclinaciones del orden de los 60° con estrías de deslizamiento subparalelas a la mayor inclinación y discontinuidades controladas por la laminación. En niveles fosilíferos determinantes de diferencias de competencias mecánicas las superficies de laminación se anastomosan y empalman en torno a elementos más competentes (Figura 5).

Pozo Tibú 108K. Los núcleos tienen 3 pulgadas de diámetro y están aserrados. Según los registros del pozo, corresponden a niveles arenosos finos de la Formación Aguardiente (8575' y 9068') cuya estratificación es subhorizontal (Figura 6).

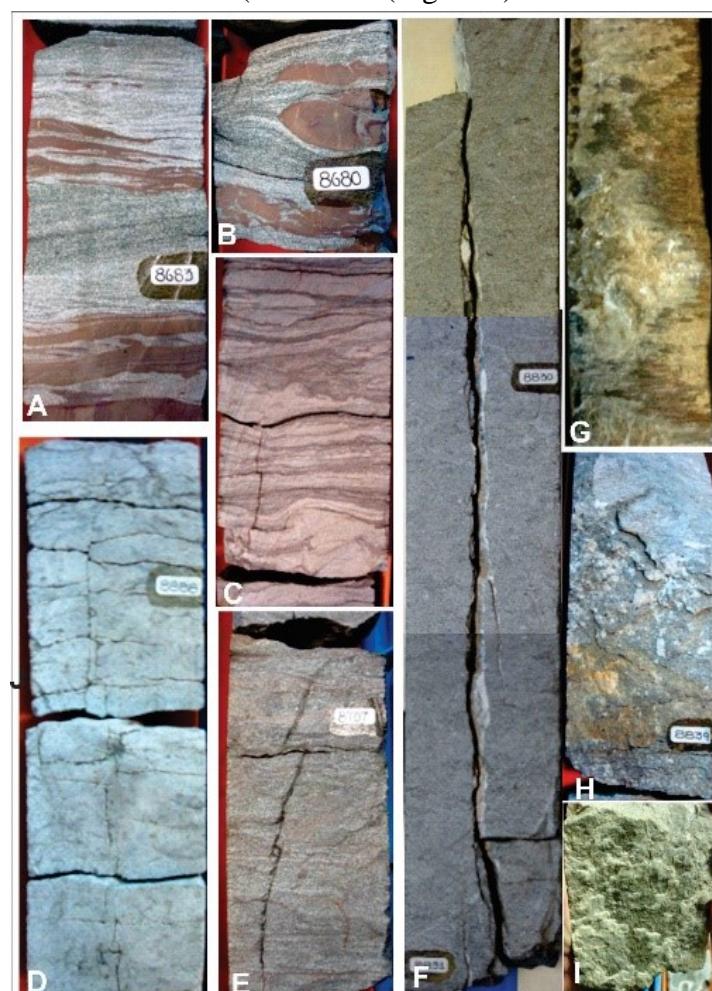


Figura 6 - Fotografías de núcleos del Pozo Tibú 108K tomados de la Fm. Aguardiente (8575' y 9068'). **A y B:** Detalle de la estratificación entrecruzada de niveles areniscosos glauconíticos con niveles y nódulos oblados ferruginosos castaños rojizos con evidencias de aplastamientos diferenciales del orden del 50% por el clivaje envolvente de la matriz arenosa fina. **C:** Detalle de una fractura vertical perpendicular a la estratificación limitada por cambio litológico y superficies estilolíticas subparalelas a la estratificación con bioturbaciones características de canales mareales. **D:** Detalle de una caliza fosilífera con desarrollos incipientes de compactación diferencial determinadas por sectores margosos con fracturas subverticales que determinan microlitos prismáticos. **E:** Fracturas verticales escalonadas interrumpidas por superficies de estratificación mecánicamente activas con arreglo escalonado izquierdo por desplazamiento de falla normal. **F:** Fractura vertical con planos irregulares con venas carbonáticas escalonadas de carbonato de calcio. **G:** Detalle de la anterior con fibras y estrías horizontales sobre parches de superficies calcáreas que indican criterios cinemáticos senestrales. **H:** Detalle de una falla vertical con criterios cinemáticos de desplazamiento preferencialmente senestral por arrastres y escalones de los parches con fibras calcáreas subhorizontales. **I:** Detalle de una falla subvertical donde se reconocen criterios normales determinados por escalonamiento de parches de fibras calcáreas.

Pozo Sardinata 3K (también Sardinata N2). Los núcleos tienen 3 pulgadas de ancho. Según los registros del pozo, la Formación Aguardiente fue identificada entre 8129' y 8975', para luego atravesar la Formación Mercedes entre 8975' y 9288', para finalmente alcanzar la Formación Tibú, a partir de los 9288'. Las litologías son preferencialmente calizas fosilíferas grises claras con fragmentos de macrofósiles blancos con

inclinaciones que rondan desde las subhorizontales hasta 20°. En algunos casos, estas estructuras no son coaxiales con el eje del núcleo; se puede interpretar que han sido basculados posteriormente. Las superficies subparalelas a la estratificación de algunos niveles margosos y/o calcáreos fosilíferos presentan venas muy pequeñas subverticales interrumpidas por estilolitas subparalelas a la estratificación (Figura 7).



Figura 7 - Fotografías de núcleos del Pozo Sardinata 3K tomados de las formaciones Aguardiente (8129' y 8975'), Mercedes (8975' y 9288') y Tibú (a partir de 9288'). **A** y **B**: Vista de tramos calcáreos macrofosilíferos (algunos articulados) de la Fm. Aguardiente muy competentes con presencia de fracturas irregulares subverticales. **C**: Niveles areniscosos finos y pelíticos negros de la Fm. Mercedes con aplastamientos que desarrollan fisilidad pizarreña exagerada por la descompactación y venillas discretas subverticales interrumpidas por estratificación. **D**: Detalle de estilolitas subhorizontales con picos centimétricos y anastomosamientos de superficies discontinuas muy irregulares a veces discordantes con la estratificación. **E**: Vista de las relaciones ortogonales entre venas carbonáticas y las estilolitas de generación contemporánea. **F**: Fracturas con uniones triples en niveles margosos por descompresión de la sobrecarga. **G**: Fracturas subverticales a 70° con rellenos incompletos de carbonatos milimétricas dispuestas sub-ortogonalmente con respecto a superficies estilolíticas remarcadas por concentraciones de fracciones pelíticas. **H**: Niveles areniscosos glauconíticos finos de la Fm. Aguardiente con superficies de anastomosadas por compactación. **I**: Vista de superficies estilolíticas subparalelas a la estratificación dispuestas con inclinaciones del orden de los 20°. **J**: Vista perpendicular al eje del núcleo con superficies subparalelas a la estratificación con venas subverticales. **K**: Vista de una falla normal subvertical con arreglo escalonado de segmentos.

Pozo Petrólea 224. Se dispuso de varios tramos de núcleos de 2,5 pulgadas de niveles pelíticos y arenosos finos aserrados correspondientes a la Formación Aguardiente (Figura 8).

Debido a su almacenamiento dentro de camisas de duraluminio, el análisis microtectónico cuantitativo está muy limitado para estimar su orientación en el espacio. Las inclinaciones de la estratificación son subhorizontales.

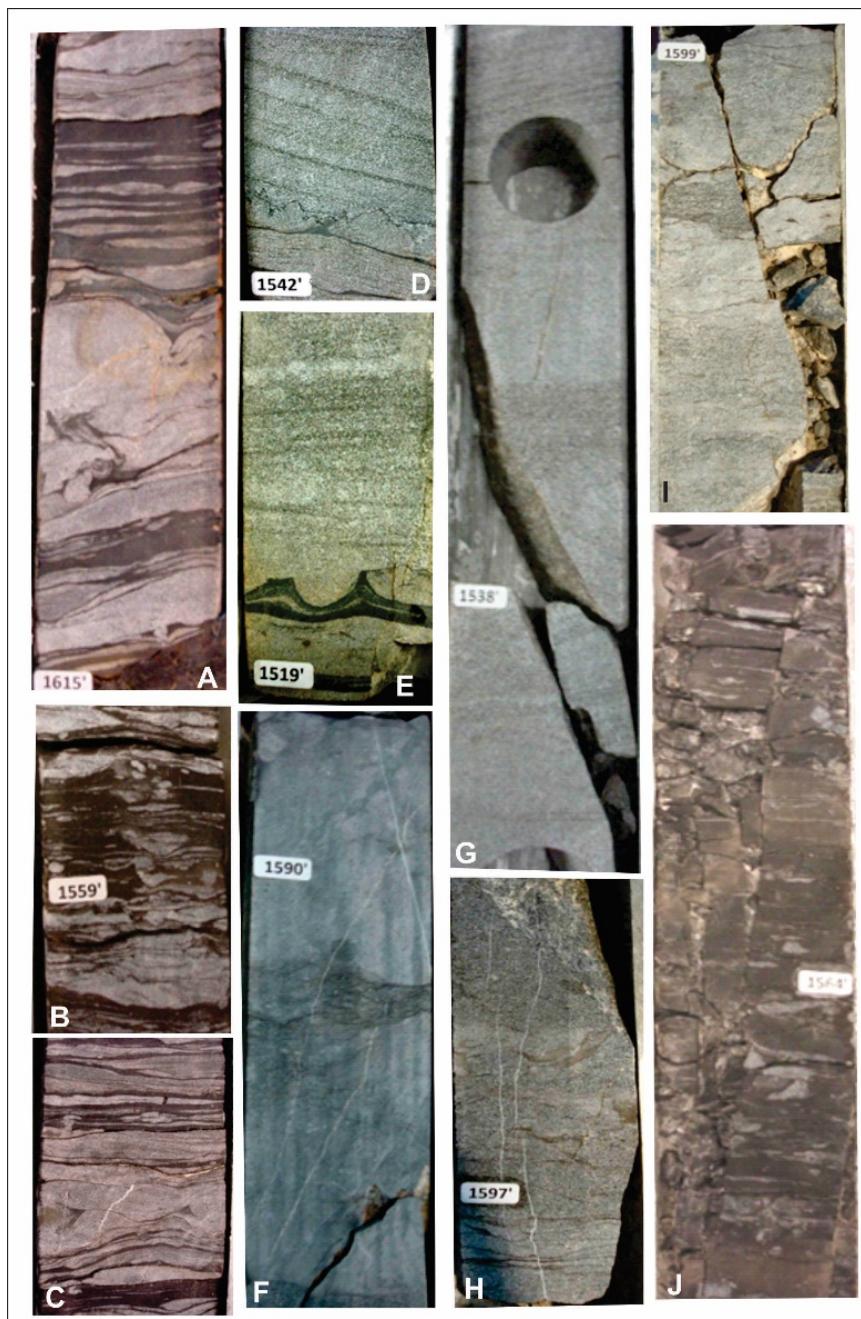


Figura 8 - Fotografías de núcleos del Pozo Petrólea 224 tomados de la Fm. Aguardiente (1470' y 1625'). **A y B:** Detalle de niveles areniscosos bioturbados más competentes con estratificación convoluta intercalados entre niveles pelíticos discretos con compactación diferencial con respecto a la matriz pelítica. **C:** Detalles de venas muy discretas corrugadas de calcita subperpendiculares a la estratificación interrumpidas en superficies estiolíticas. **D:** Detalles de superficies estiolíticas en niveles areniscosos subparalelas a la estratificación. **E:** Detalle de estructuras de carga (*load cast*) que indican polaridad (base y techo) y fracturas subverticales incipientes. **F:** Detalles de venas subverticales de calcita dispuestas ortogonalmente con respecto a la estratificación. Algunas de ellas están actualmente controlando fracturas expresadas por manipulación. **G:** Vistas de tramos de con niveles areniscosos con fracturas con inclinaciones fuertes (orden de 70°) donde ha sido obtenido un cilindro lateral para definir los parámetros de porosidad y/o permeabilidad. Nótese que los datos proporcionados por estas muestras no son representativos de los tramos adyacentes ni de las fracturas y/o estiolitas. **H:** Detalles de venas subverticales de calcita dispuestas ortogonalmente con respecto a la estratificación que controlan fracturas expresadas por manipulación. **I y J:** Detalles de fracturas subverticales relacionadas con fracturas controladas por la estratificación variablemente manchadas por lodo de perforación.

Análisis de imágenes FMI

Algunos tramos de imágenes FMI (*Formation Micro-Imaging*) disponibles de los pozos estudiados exhiben el desarrollo mayoritario de fracturas subverticales con desarrollos submétricos y potencialmente abiertas que afectan superficies de

estratificación y/o laminación subhorizontales.

En niveles donde la litología muestra contrastes mecánicos, se aprecian evidencias de aplastamientos por una sobrecarga previa al fracturamiento a partir del combamiento de las superficies estratigráficas en torno a objetos más competentes (Figura 9).

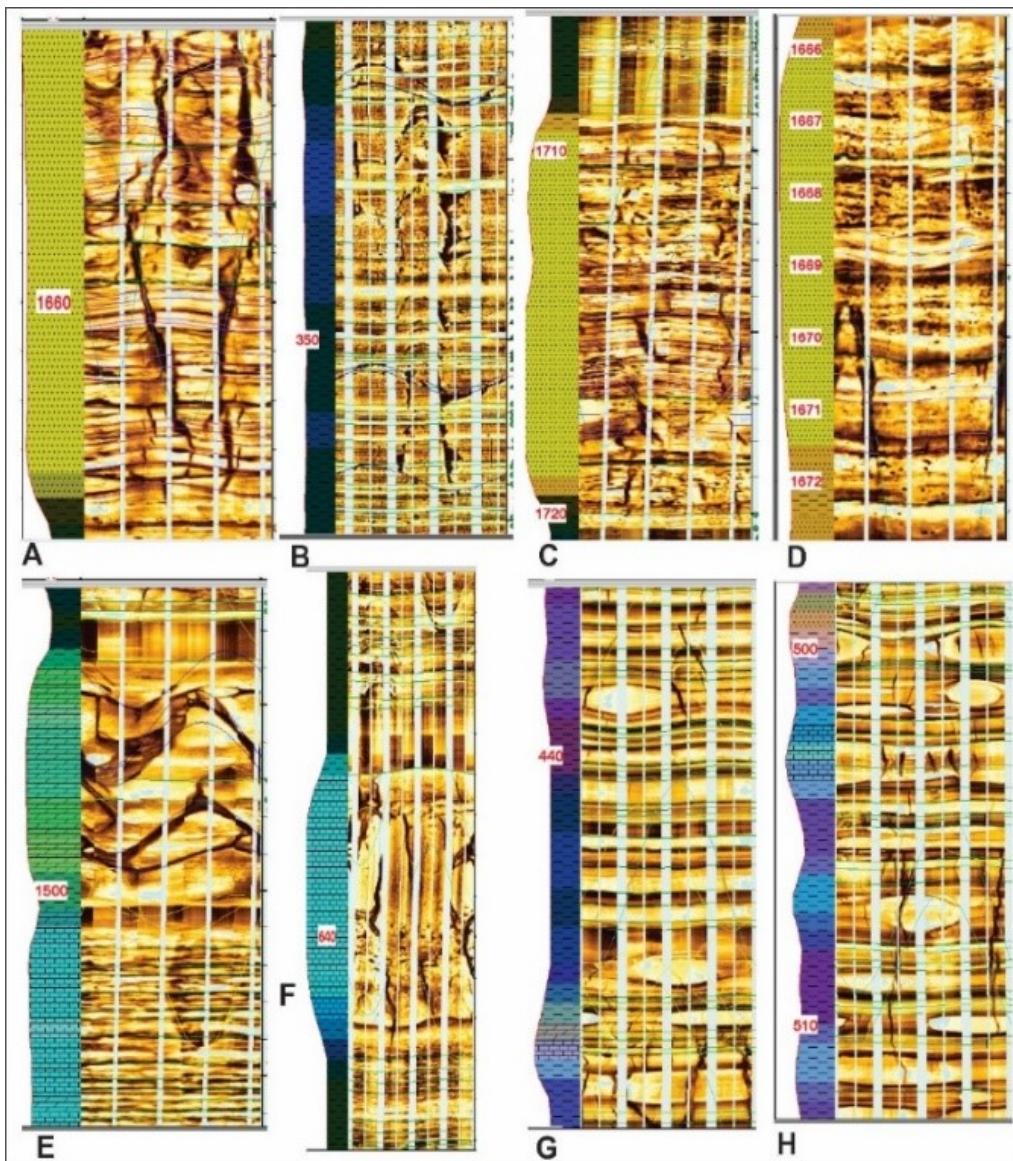


Figura 9 - Imágenes FMI de tramos disponibles de los pozos estudiados. **A:** Formación Aguardiente que exhibe fracturas irregulares donde los tramos subverticales muestran mayores aperturas y desarrollos que quedan estadísticamente disminuidas con respecto a numerosas fracturas mucho más discretas. La estratificación es mecánicamente activa porque interrumpen y desplazan fracturas. Las terminaciones de las fracturas exhiben colas extensionales que permiten análisis cinemático. **B:** Formación Colón con fracturas verticales asociadas con el *break-out* por intersección. **C y D:** Formación Aguardiente con numerosas pequeñas fracturas subverticales en niveles arenosos competentes. **E:** Formación Aguardiente muestra una dependencia de la litología en la frecuencia de las fracturas. **F:** Formación Ostrea con niveles calcáreos con fracturas subverticales limitadas por niveles pelíticos con fuertes contrastes mecánicos y nódulos elipsoidales resistentes asociados a concentraciones piríticas (?) u oquedades llenas por el lodo de inyección. **G y H:** Formación La Luna con niveles calcáreos lenticulares y almohadillados por *boudinage* asociados con fracturas subverticales escalonados y potencias variables que permiten interpretarlos por compactación subvertical de soterramiento concentradas dentro de las concreciones y en los cuellos de adelgazamiento por extensión subhorizontal.

La compactación por sobrecarga vertical afecta a todas las litologías produciéndoles un aplastamiento en función de sus resistencias a la deformación determinadas por la reología. Las superficies de estratificación pierden su paralelismo si ocurren objetos con mayores resistencias que las porciones circundantes determinados, por ejemplo, por nódulos de concreciones más competentes, clastos alóctonos y/o restos fosilíferos (Rossello, 2017).

De este modo, las superficies de estratificación

desarrollan flexuras que se disponen tangentes hacia el tope y la base de los objetos más competente (A) y se aproximan por fuera de su influencia (B) en la matriz arcillosa (Figura 10).

De esta manera, es posible calcular la tasa de compactación en función de la diferencia de separación de un par de estratos entre A y B determina el valor relativo de la compactación diferencial por sobrecarga sufrida por la matriz más menos competente con respecto a la concreción calcárea. En determinados tramos de imágenes

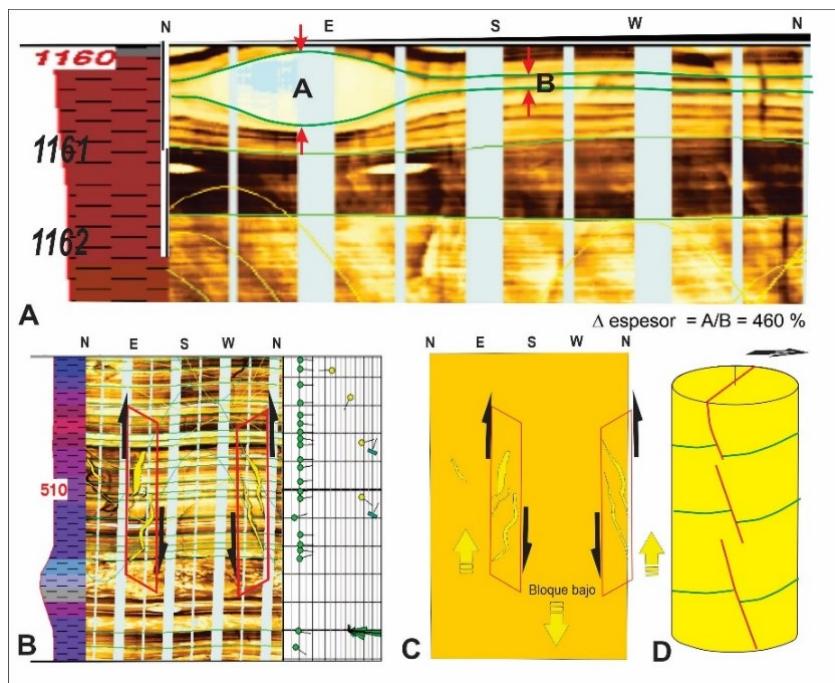


Figura 10 - Rasgos de compactación vertical por sobre carga interpretados en imágenes FMI. **A:** Evidencias de aplastamiento diferencial a partir de un nódulo calcáreo más competente de un tramo de la Formación Ostrea en el Pozo Petrólea-227. **B:** Identificación de una falla subvertical NO-SE en la parte media de la Formación La Luna en el Pozo Petrólea 224. **C:** Interpretación del bloque bajo en el cuadrante SO a partir de la disposición escalonada de fallas subordinadas. **D:** Esquema de los fallamientos intra-estratificación que afectan tramos muy discretos de los niveles.

FMI interpretados de la Formación Ostrea en el pozo Petrólea 227 es posible calcular aplastamientos muy importantes que pueden llegar al 460% (Figura 10A).

Por otro lado, es posible determinar un fallamiento normal subvertical dispuesto aproximadamente en el cuadrante NO-SE con bloque bajo SO que afecta un tramo discreto de la Formación La Luna en el pozo Petrólea 224 a partir del análisis de fallas subordinadas escalonadas (Figura 10B). Concomitantemente con estos procesos de compactación se producen disoluciones a partir de superficies estilolíticas que facilitan la provisión de soluciones mineralizantes que aprovechan los

espacios dilatantes contemporáneos definidos por fracturas subverticales. Algunas de las fracturas subverticales con rellenos calcíticos se presentan con segmentos dispuestos escalonadamente que determinan ligeros movimientos normales (Figura 10D)

A partir del análisis espacial de las fracturas identificadas en tramos de las imágenes FMI de pozos del campo Petrólea, se reconocen juegos conjugados dispuestos preferencialmente en el cuadrante NO-SE. Esta disposición permite localizar la posición del esfuerzo principal máximo horizontal (σ_1) según NO-SE, ocupando la bisectriz aguda que determinan (Figura 11).

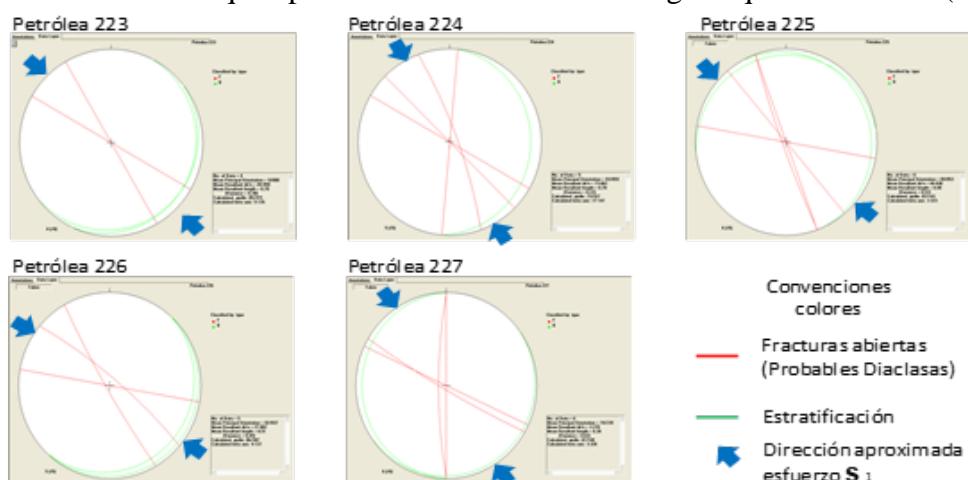


Figura 11 - Resultados de análisis manual de fracturas a partir de las imágenes de FMI (hemisferio inferior) de pozos del campo Petrólea. Se destaca la alta presencia de fracturas subverticales que permiten estimar la dirección promedio resultante del σ_1 Neógeno entre 40 y 60° NO.

Estadios de deformación

Si bien a partir del análisis tectonoestratigráfico regional resumido anteriormente se reconocen varios estadios evolutivos desde el comienzo de la sedimentación en la Cuenca Catatumbo hasta la situación actual, desde el punto de vista

microtectónico del presente trabajo se pueden reconocer los siguientes dos estadios principales de deformación (Figura 12). Estos que se describen a continuación, surgen a partir esencialmente de las evidencias que proporcionan los núcleos y complementadas por las imágenes FMI.

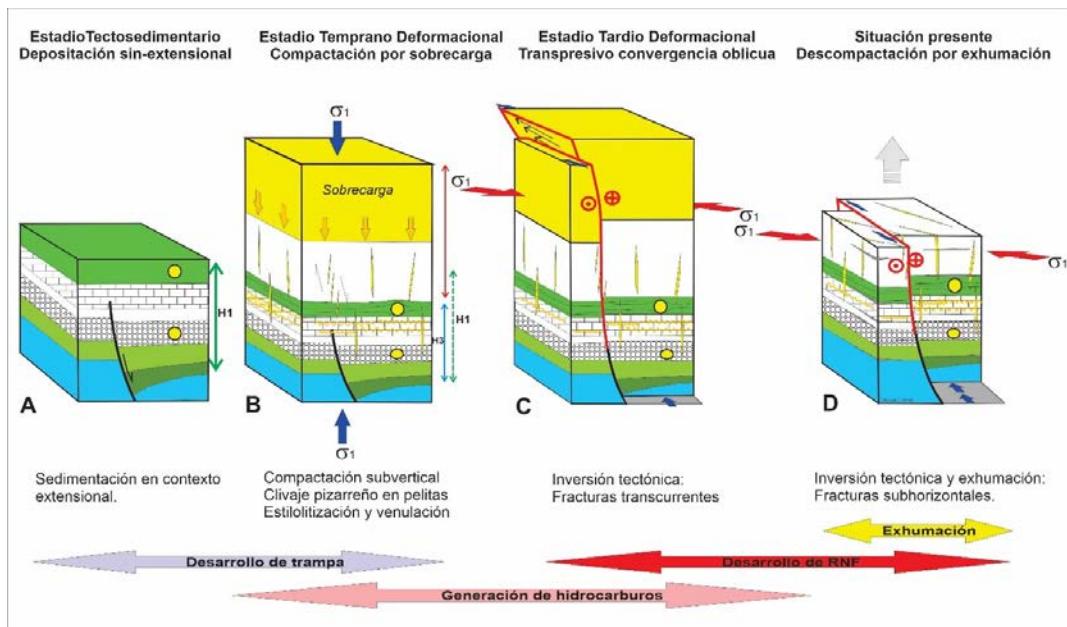


Figura 12 - Block diagram idealizado de las secuencias cretácicas de la Cuenca Catatumbo (verde). **A:** Estado tectosedimentario inicial desarrollado en un contexto sin-extensional, donde se localizan algunos círculos como marcadores pasivos. **B:** Estadio temprano de deformación por compactación subvertical. **C:** Estadio tardío deformacional por transpresión senestral. **D:** Estado actual por descompactación por erosión.

A) Estadio Temprano. Este escenario produce la compactación progresiva por sobrecarga vertical (*overburden*) de las secuencias previas por la deposición de sucesivas que las sobreponen (Figura 12A). Esta deformación fue adquirida por niveles menos competentes entre su deposición y la diagénesis que sufrieron debido a la expulsión de fluidos formacionales y reordenamiento de sus componentes granulares y/o mineralógicos laminares.

Los núcleos estudiados muestran rasgos inequívocos que indican la presencia de apreciables tasas de compactación diferencial de las litologías siliciclásticas finas involucradas.

La compactación diferencial de los niveles menos competentes puede reconocerse, en general, a partir del cambio de potencias y geometrías que exhiben superficies de estratificación y/o laminación en torno a objetos relativamente menos compresibles (y por lo tanto más competentes desde el punto de vista mecánico) durante el proceso de soterramiento.

De este modo, las superficies de estratificación y/o laminación son consideradas inicial-

- Fallamientos debidos a reactivaciones de fracturamientos preexistentes y/o anisotropías

mente planas y subparalelas entre sí. Luego del proceso de compactación diferencial adoptan un diseño flexurado que se ajusta englobando al objeto más competente.

De esta manera, pueden estimarse compactaciones diferenciales que superan el 50 % (Rossello 2017). Así, la compactación por sobre-carga disminuye el volumen inicial a partir de una reducción de la dimensión vertical y se reconocen las siguientes estructuras (Figura 12B).

- Superficies de estratificación y/o laminación curvadas y envolventes en torno a objetos más competentes (bioturbaciones, masas arenosas, etc.).
- Altos relativos generados por una Compactación diferencial de niveles menos competentes determinantes de estructuras supraténues (*subtle structures*).
- Fallamientos normales con fuerte ángulo y rumbos aleatorios expresados preferentemente en niveles competentes arenosos y/o carbonáticos. Los niveles pelíticos desarrollan fallamientos con espejos de fricción centimétricos con pequeños a nulos desplazamientos verticales evidentes a ojo desnudo.
- Estololitas subhorizontales y venulaciones litológicas del basamento.
- Estololitas subhorizontales y venulaciones

con rellenos carbonáticos subverticales y con diseño cuneiformes presentes en niveles calcáreos que confirman la presencia de procesos de disolución y precipitación (principio de Riecke). Los niveles arenosos adyacentes están casi siempre muy cementados.

La compactación por sobrecarga litológica puede asociarse con generación de entrampamientos y el comienzo de la maduración y generación de hidrocarburos, observándose una relación temporal óptima para el entrampamiento de hidrocarburos. Por lo tanto, estas estructuras a pesar de ser sutiles se constituyen en atractivos objetivos exploratorios cuando adquieren dimensiones adecuadas en ambientes plataformales.

B) Sistema tardío (Acortamiento subhorizontal por transpresión). A partir de la convergencia provocada por la tectónica Andina las secuencias cretácicas fueron afectadas por un campo deformacional tardío dispuesto con su esfuerzo principal máximo subhorizontal aproximadamente sublatitudinal.

Reinoza et al. (2024) consideran un desplazamiento a partir de información GPS del orden de 10 a 20 mm/a en dirección ENE para los Andes de Mérida y regiones septentrionales adyacentes.

De este modo, sobre los fallamientos submeridianos se desarrollan componentes transpresionales multiescalares que nuclean la generación de plegamientos por sus propagaciones en niveles menos competentes (Figura 12C).

Actualmente, el aspecto de fracturación que presentan los núcleos es producto de la descompactación a partir de la liberación de la sobrecarga que favorece una expansión y despegue a partir de los planos de deformación adquiridos por los procesos tectónicos previos.

La sumatoria de procesos sufridos produce un aspecto craquelado puesto de manifiesto por microlitos centimétricos tabulares y hojosos con muchas aristas de intersección agudas que no necesariamente son representativos de las condiciones “in situ”.

En algunos casos fue posible reconocer estrías de patinamiento (Petit et al., 1983; Passchier y Trouw, 1996) sobre superficies de estratificación contenidas en niveles pelíticos que apoyan la presencia de despegues interestatales por flexodeslizamiento (Rossello y Saavedra, 2017).

Esta deformación está generada por la convergencia oblicua de la tectónica Andina.

De esta manera, cuando ocurre la convergencia producida por la tectónica Andina se generan acor-

tamientos tangenciales que propician el desarrollo de componentes cabalgantes con vergencias hacia el ESE.

Así, se pueden reconocer las siguientes estructuras.

- Fallamientos transpresionales definidos por indicadores cinemáticos subhorizontales desarrollados por reactivaciones sobre las venulaciones generadas en el estadio precedente.

- Reactivaciones transpresionales de tipo dextral de los fallamientos normales preexistentes.

- Sistemas de estilolitas subortogonales a planos estilolíticos que se presentan basculados con respecto al eje actual de los corazones, que evidencian un cambio de la posición original.

- Incremento hacia la superficie de fracturas subverticales dilatantes que determinan espacios incompletamente llenos por mineralizaciones.

- Las fracturas con rellenos carbonáticos provenientes de la disolución de las superficies estilolíticas son posteriormente aprovechadas como discontinuidades mecánicas más frágiles por el evento deformacional tardío de modo transcurrente.

Finalmente, la exhumación y erosión que afecta a las secuencias de la Cuenca Catatumbo, que continua al presente, produce fenómenos de descompactación por alivio de su sobrecarga que se expresa en afloramientos someros por un diaclasamiento subhorizontal (Figura 12D).

La deformación transpresional andina, responsable del desarrollo de fracturación, contribuye con la calidad petrofísica del reservorio proporcionando fracturas que incrementan sus propiedades iniciales.

A continuación, se expresan algunos valores indicativos de los tamaños, teniéndose en cuenta no solamente la potencia de las capas sino también la litología de diferentes niveles de las unidades cretácicas.

- Niveles arenosos: tamaños decimétricos con superficies subconoides

- Niveles pelíticos: tamaños centimétricos con superficies subplanares y subparalelas.

- Niveles calcáreos: tamaños pluridecimétricos con superficies irregulares con anastomosamientos e intersecciones que desarrollan fábricas brechosas.

La presencia de carbonatos precipitado en venillas indica un desmejoramiento de las condiciones de porosidad de las arenas vecinas por invasión de cementación calcárea porque impactan negativamente en la definición de la porosidad y

permeabilidad de la formación considerada reservorio (Rossello y Laprea, 2023).

Vinculación de las microestructuras con el contexto regional

Con la finalidad de vincular las microestruc-

turas observadas en los núcleos con la evolución tectosedimentaria de la Cuenca Catatumbo se realizaron 4 secciones transversales al eje regional donde se esquematizaron los diferentes episodios tectosedimentarios que sufrieron (Figura 13).

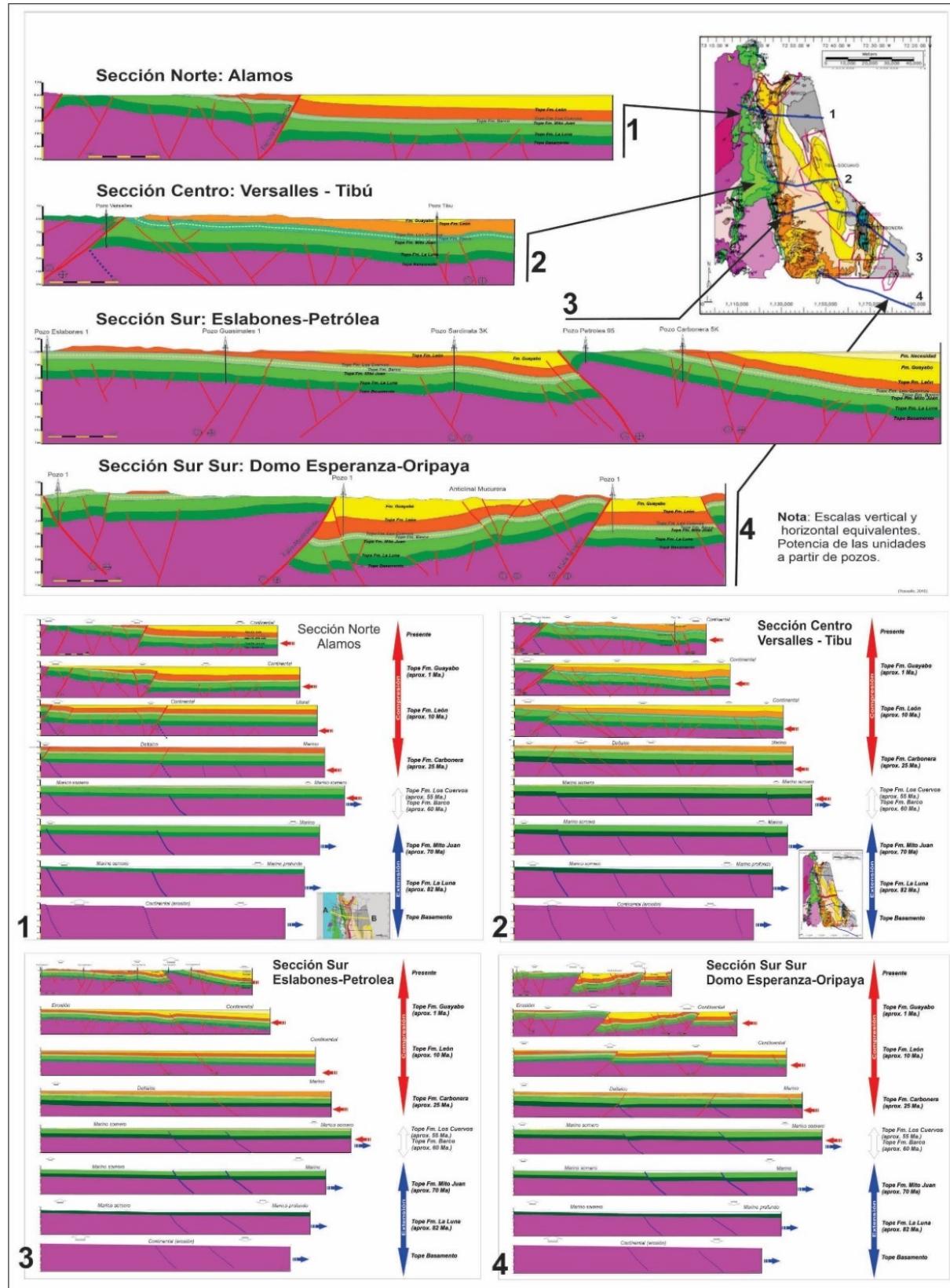


Figura 13 - Secciones evolutivas esquemáticas sublatitudinales a través del eje NS del depocentro de la Cuenca Catatumbo. Se indican los estadios extensionales tempranos (flechas azules) seguidos por los estadios compresionales (flechas rojas).

A partir de fallamientos normales que afectan al basamento pre-Mesozoico, las secuencias sedimentarias que lo suprayacen observan criterios de crecimiento contemporánea con la deformación a partir del incremento de sus potencias hacia los compartimientos colgantes de las fallas normales. Esta situación extensional perdura mientras se depositan las formaciones La Luna y Mito-Juan.

Con la deposición de las formaciones Barco y Los Cuervos se inicia la convergencia oblicua debida al funcionamiento de las primeras fases tectónicas andinas que producen la inversión de las fallas normales preexistentes.

Las fallas que se disponen con ángulos subver-

ticales desfavorables para una inversión ortogonal resuelven el acortamiento con reactivaciones transpresionales a partir de transcurencias senestrales.

Con la depositación de las secuencias más modernas se intensifica la convergencia oblicua con el incremento del acortamiento subhorizontal favorecido por fallamientos transpresionales.

De este modo, se disponen potentes secuencias molásicas que adquieren una amplia distribución, gran espesor y reflejan una rápida subsidencia a lo largo de los frentes orogénicos. Incluyen los depósitos fluviales y deltaicos de la Formación Carbonera hacia el sur y oeste y los sedimentos marinos de la Formación León y nuevamente continentales de la Formación Guayabo.

DISCUSIÓN

Desde el punto de vista morfotectónico, es posible reconocer sobre todo el antepaís andino rasgos estructurales heredados de la extensión mesozoica-paleógena y los producidos por la convergencia andina que tienden a sobreimponerse progresivamente hacia el antepaís desarrollando inversiones sobre los preexistentes. Esta superposición de patrones deformacionales resultante

en una serie de estructuras que se suceden en el tiempo y se disponen superponiéndose gradualmente desde el occidente se esquematizan

a continuación (Figura 14).

- 1) Zona compresional Andina occidental, caracterizada por importantes acortamientos que generan el levantamiento de toda la secuencia sedimentaria,
- 2) zona de transición,
- 3) zona de reactivación del antepaís oriental, donde las antiguas estructuras extensionales que favorecieron el desarrollo del depocentro Cretácico-Paleógeno son aprovechadas por la deformación Andina produciendo transcurencias senestrales.

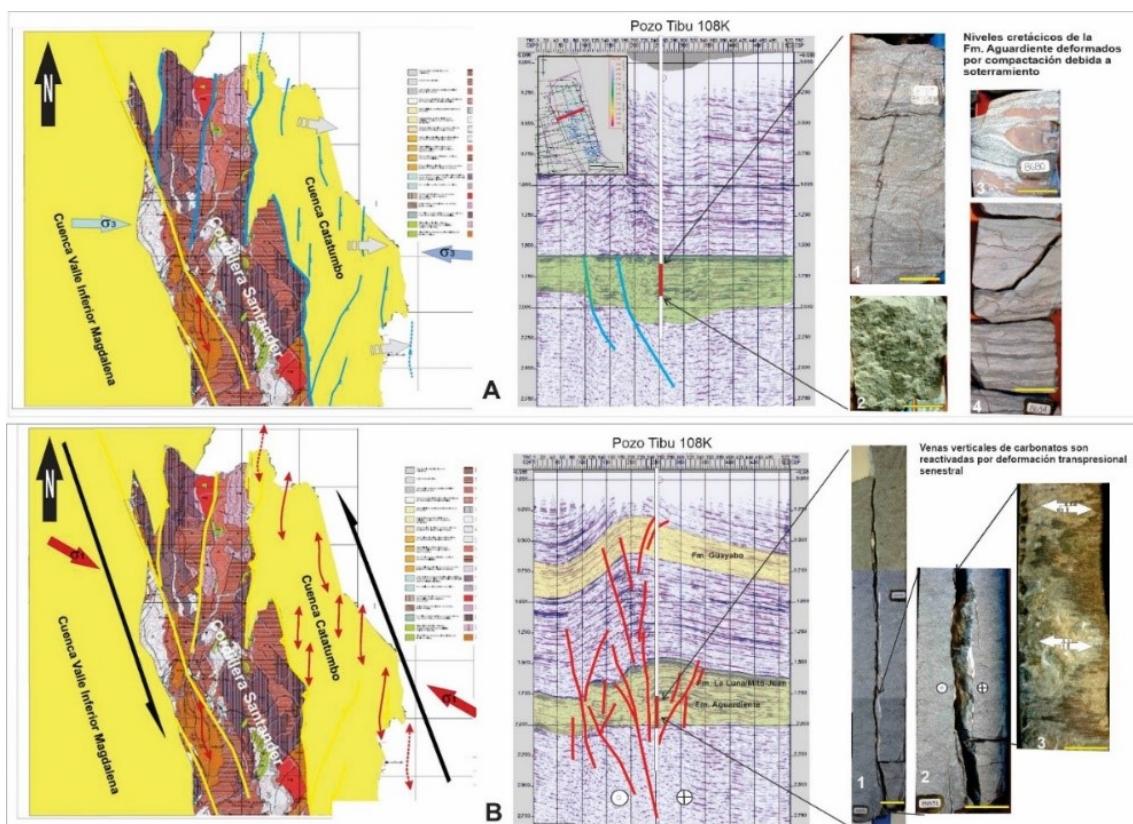


Figura 14 - Esquemas de la variación de la distribución de los campos de esfuerzos expresados por núcleos del Pozo Tibú 108K. A: Estadio Temprano extensional con desarrollo de microestructuras de aplastamiento y fracturas con rellenos carbonáticos verticales. B: Estadio Tardío transpresional senestral con desarrollo de estrías subhorizontales.

A partir de fallamientos normales originados por un campo de esfuerzos extensional donde el esfuerzo principal máximo es vertical (σ_1), las secuencias sedimentarias observan criterios de crecimiento sinsedimentario a partir del incremento de sus potencias hacia los compartimientos colgantes de las fallas normales contemporáneas (Figura 15 A1).

Cuando comienza la convergencia Andina se produce el inicio de la inversión de las fallas normales preexistentes submeridianas. Como se disponen con ángulos desfavorables para una inversión orthogonal (no cumplen la Ley de Anderson), la convergencia se expresa como transpresiones cumpliendo la Ley de Anderson. Las porciones profundas de los fallamientos extensionales preexistentes se preservan en los bloques bajos (Figura 15 A2).

La inversión de un graben por reactivación de las fallas fuertemente inclinadas de sus bordes implica que la dirección de la compresión tiene con respecto al rumbo del graben una angularidad

menor de 45° , además, las posibilidades de inversión son más factibles cuando se localizan oblicuamente (Figura 15 A3). En escalas subordinadas, se tiene que tener en cuenta la posibilidad de determinar sectores diferencialmente más transpresivos o transtensivos en función de las flexuras o pandeos que se puedan determinar.

En el caso de realizarse futuros pozos con orientaciones que provean las mayores probabilidades de encontrar fracturas que favorezcan las porosidades y permeabilidades originales, se recomienda realizarlos de la siguiente manera: en todos los casos se debe orientar al pozo en la dirección del esfuerzo principal mínimo (σ_3).

De este modo, tendrá la mayor posibilidad de atravesar fracturas potencialmente abiertas por metro lineal de su recorrido capaces de drenar sus fluidos contenidos hacia el pozo. En cambio, si el pozo se dirige coincidiendo con el esfuerzo principal máximo tendrá la posibilidad de drenar idealmente una fractura mineralizada pero no las vecinas subparalelas (Figura 16)

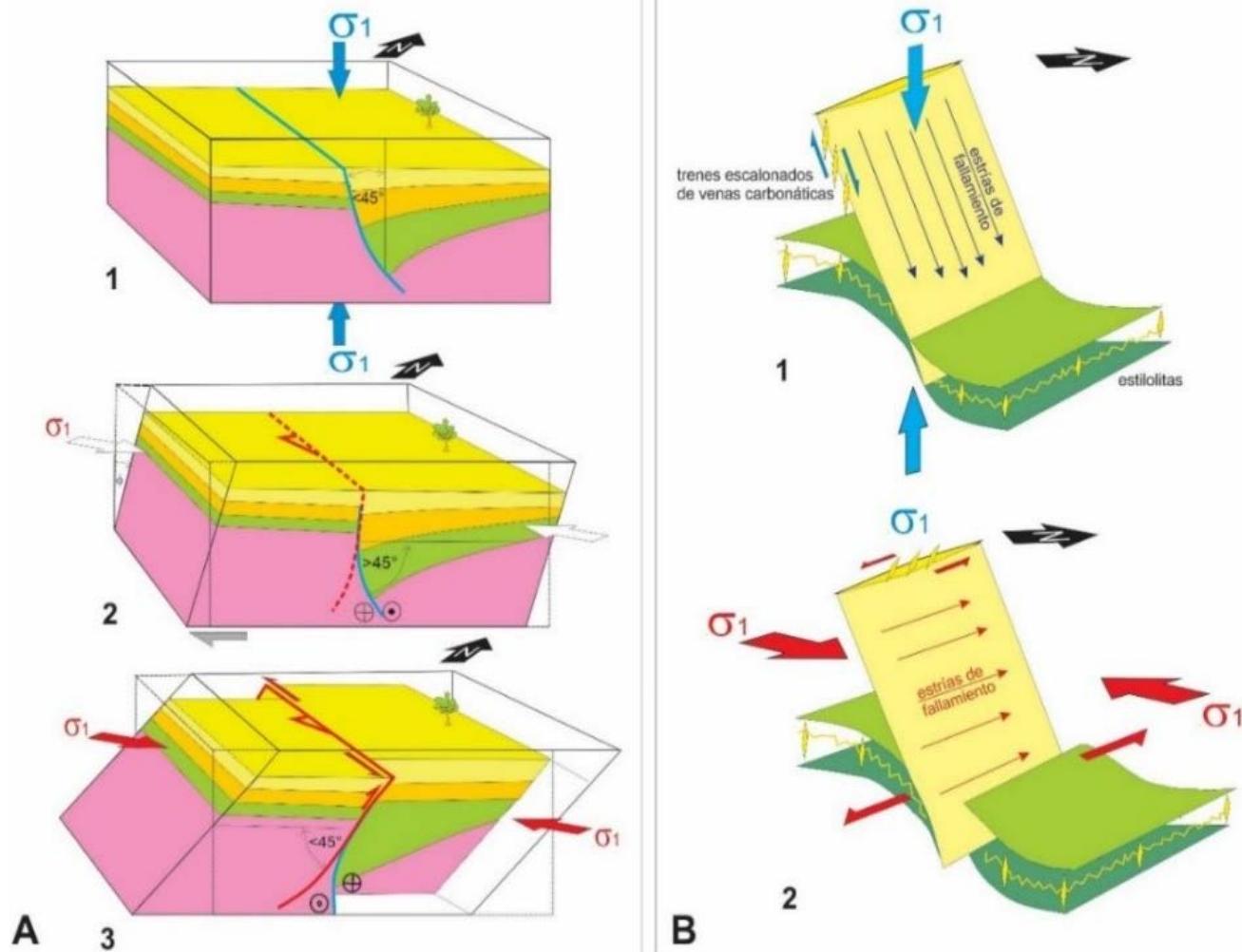


Figura 15 - A: Modelos 3D de inversión tectónica por convergencia oblicua senestral. 1: Estadio inicial de un hemigraben limitado por una falla normal con vergencia oriental. 2: Estadio intermedio. 3: Estadio final por inversión transpresional. **B:** Esquemas microtectónicos donde se exhiben las relaciones entre el esfuerzo principal máximo y los planos de discontinuidad con estrias de fallamiento de las fracturas tempranas y su reactivación tardía.

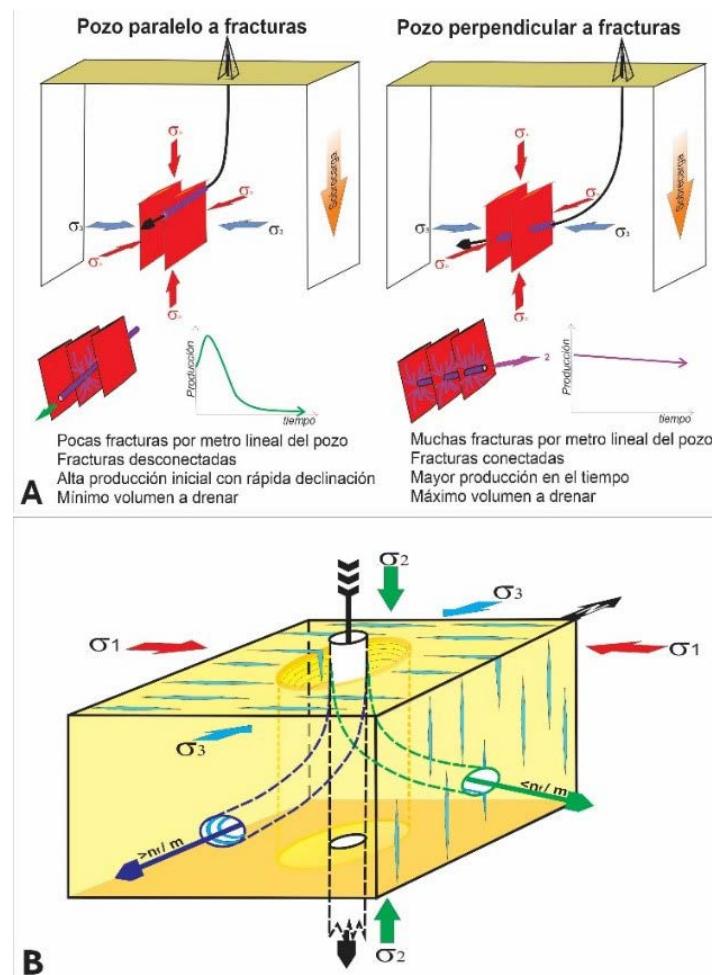


Figura 16 - Esquemas ideales de la orientación de pozos para obtener mejor rendimiento de las fracturas potencialmente abiertas mineralizadas. **A:** Casos de pozos con orientación paralela y perpendicular a las fracturas. **B:** Desarrollo de un pozo con respecto a la localización del campo de esfuerzos. Cuando el pozo coincide con la posición del esfuerzo principal mínimo (σ_3) tendrá la mayor posibilidad de atravesar fracturas potencialmente abiertas por metro lineal de su recorrido (modificado de López-Gamundí y Rossello, 2021).

CONCLUSIÓN

A partir de la información microtectónica obtenida de núcleos de pozos del Cretácico de la Cuenca Catatumbo, se aprecia que las estructuras reconocidas confirman la evolución regional de las estructuras mayores a partir de dos estadios principales de extensión e inversión transpresional senestral.

La deformación observada en los núcleos permite obtener una correlación aproximada con el comportamiento mecánico general dependiente de las litologías y de la posición con respecto a los campos de esfuerzos responsables.

El contexto tectosedimentario extensional juro-cretácico genera fracturas tempranas dispuestas subverticalmente con rellenos carbonáticos provenientes de la disolución de las superficies estilolíticas por sobrecarga de las secuencias suprayacentes.

Posteriormente, durante el evento convergente andino son aprovechadas como discontinuidades mecánicas más frágiles reactivadas en trans-

presión senestral.

Desde el punto de vista del sistema petrolero, las primeras se habrían desarrollado sintectónicamente a tardíamente a la migración primaria principal de los hidrocarburos generados y las segundas incorporan mejoras en las características petrofísicas de los reservorios al incorporar porosidad y permeabilidad por fracturas.

En el caso de realizarse reintervenciones de los pozos existentes o desarrollar actividades para extraer los hidrocarburos remanentes de las secuencias generadoras mediante *fracking*, los pozos deberán ser dirigidos en la dirección OSO-ENE y subhorizontalmente del esfuerzo principal mínimo (σ_3) para atravesar la mayor cantidad de fracturas subverticales potencialmente abiertas por metro lineal.

Finalmente, la metodología aplicada para analizar la evolución estructural multiepisódica propuesta para la Cuenca Catatumbo dificulta el

tradicional balanceo de clásicas secciones. Pero proporciona información espacial y temporal que se ajusta satisfactoriamente con los datos

geológicos disponibles para definir las condiciones de los sistemas petroleros, en particular su migración y almacenamiento.

AGRADECIMIENTOS

EAR desea dejar constancia de agradecimiento a los colegas del entonces *Finding Team Colombia* de Repsol por los intercambios muy fructíferos relacionados con la evaluación del potencial de la Cuenca Catatumbo y, en especial, a Antonio V. Nevistic† por facilitar datos petrofísicos y apoyar estas investigaciones.

REFERENCIAS

- ALFONSO, C.A. & MONDRAGÓN, J.C. **Evaluación regional de la Cuenca del Catatumbo**. Fase 1. ECOPETROL (Bogotá), 2001.
- ANDERSON, E.M. **The dynamics of faulting**. 2nd Ed., Oliver and Boyd (London), 206 p., 1951.
- ANH 2018. **Interpretación sísmica histórica de la Cuenca del Catatumbo**. Bogotá, 100 p., 1951.
- BARRERO, D.; PARDO, A.; VARGAS, C.; MARTÍNEZ, J. **Colombian Sedimentary Basin: Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, a New Proposal**. Bogotá: Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) - B&M Exploration Ltda. Bogotá. 35 p. 2007.
- BARTOK, P.; REIJERS, T.J.A.; JUHASZ, Y. Lower Cogollo Group, Maracaibo Basin, Venezuela: sedimentology, diagénesis, and petrophysics. **American Association of Petroleum Geologists, Bulletin**, v. 65, n. 6, p. 1110-1134, 1981.
- BIOSTRATIGRÁFICA. **Columna estratigráfica de las formaciones Barco, Los Cuervos y Mirador. Sección Quebrada La Regadera. Cuenca del Catatumbo**. Bogotá, 25 p., 1998.
- BOUMAN, Q.C. & GIBSON, G.B. **A geological review of the Barco Area**. COLPET, Bogotá, 25 p., 1964.
- BRANQUET, Y.; CHEILLETZ, A.; COBBOLD, P.R.; BABY, P.; LAUMONIER, B.; GIULIANI, G. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque-Medina area), Colombia. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 391-407, 2002.
- BRUN, J.P. & NALPAS, T. Graben inversion in nature and experiments. **Tectonics**, v. 15, n. 2, p. 677-687, 1996.
- CASE, J.E.; SHAGAM, R.; GIEGENBACK, R.F. Geology of the northern Andes: an overview. Geological Society of America. **The Geology of North America**, p. 177-200, 1990.
- CASTILLO, J. & CEBALLOS, C. **Evaluación Estructural del Grupo Uribante en los Campos Tibú, Socoavó y Sardinata de la Cuenca del Catatumbo**. Tesis Universidad de Caldas. 1990.
- CEDIEL, F. & CÁCERES, C. **Geological Map of Colombia** (3rd Edition). Bogotá Geotec Ltda., 2000.
- CEDIEL, F.; SHAW, R.P.; CÁCERES, C. Tectonic assembly of the Northern Andean Block. En: BARTOLINI, C., BUFFLER, R.T., BLICKWEDE, J.F. (eds.), **The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics**. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 79, p. 815-848, 2003.
- CLAVIJO, J. **Mapa geológico generalizado del Departamento de Norte de Santander**. INGEOMINAS. Escala 1:250.000, 1997.
- COBBOLD, P.R.; ROSSELLO, E.A.; ROPERCH, P.; ARRIAGADA, C.; GÓMEZ, L.A.; LIMA, C. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. In: RIES A.C.; BUTLER, R.W.H.; GRAHAM, R.H. (eds.), **Deformation of the continental crust: The legacy of Mike Coward**. Geological Society of London, Special Pub., v. 272, p. 321-343, 2007.
- COLETTA, B.; HEBRARD, F.; LETOUZEY, J.; WERNER, P.; RUDKIEWICZ, J-L. Tectonic and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from balanced cross-sections. In: Letouzey, J. (ed.), **Petroleum and tectonics in mobile belts**. Editions Technip (Paris). P. 80-100, 1990.
- COOPER, M.A.; ADDISON, F.T.; ALVAREZ, R.; CORAL, M.; GRAHAM, R.H.; HAYWARD, A.B.; HOWE, S.; MARTINEZ, J.; NAAR, J.; PEÑAS, R.; PULLHAM, A.J.; TABORDA, A. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley. Colombia. **American Association of Petroleum Geologists, Bulletin**, v. 79, n. 10, p. 657-678, 1995.
- ECOPETROL. **Evaluación del Potencial de Hidrocarburos de Colombia**. GER., 1998.
- ECOPETROL **Carta Petrolera**. 2006. frommhttp://www.ecopetrol.com.co/especiales/carta_petrolera0206/pag25.htm
- ESCALONA, A. & MANN, P. An overview of the Petroleum system of Maracaibo Basin. **American Association of Petroleum Geologists, Bulletin**, v. 90, n. 4, p. 657-678, 2006.
- ESCOBAR, M.; DÍAZ, J.G.; MÁRQUEZ, G.; BOENTE, C.; TOCCO, R. The La Luna/Río Negro(.) petroleum system at The Urdaneta West Field, Lake Maracaibo Basin, NW Venezuela: 1D Basin modelling and secondary oil migration. **Journal of Petroleum Geology**, v. 45, n. 3, p. 283-302, 2022.
- EXXON. Regional Petroleum Geology of the Catatumbo Basin, Colombia. **Informe Geológico** 3434, 1993.
- FRIEDMAN, M. Description of rocks and rock masses with a view to their physical and mechanical behavior. In: First International Congress **Rock Mechanics. Proceedings** v. 3, p. 181-197, 1967.
- GETTY. **Geological and geophysical report of the Tasajero and West Tasajero Blocks, Southwest Maracaibo Basin**. Getty International, Colombia Reserve Oil and Gas Company, 45 p. 1982.
- GÓMEZ, J.; MONTES, N.E.; MARÍN, E. (Eds.) **Mapa Geológico de Colombia 2023**. Escala 1:1 500 000. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá. 2023.
- GUZMÁN, J.I., FISHER, W.L. Early and middle Miocene depositional history of the Maracaibo Basin, western Venezuela. **American Association of Petroleum Geologists, Bulletin**, v. 90, p. 625-655, 2006.
- HERNÁNDEZ, R. **Geometry and kinematics of thrust-related deformation between the Petrolea and Aguardiente structures in the Catatumbo subbasin, Colombia**. MsC Thesis, University of Illinois, 2000, 105 p. 2000.
- HERNÁNDEZ, R. & PEÑA, V. **Interpretación estructural de imágenes de Radar. Cuenca del Catatumbo**. ECOPETROL. GER., 1997.
- ICP. **Evaluación Regional Cuenca del Catatumbo. Informe Geológico 2894**. ISN 20837 Piedecuesta Santander. 1991.
- ICP. **Definición de secuencias sismoestratigráficas a nivel regional Cuenca del Catatumbo**. Bogotá, 35 p. 2000.
- LÓPEZ-GAMUNDÍ, O.R., ROSSELLO, E.A. The Permian Tunas Formation (Claromecó Basin, Argentina): Potential naturally fractured reservoir and/or coal bed methane (CBM) play? **Marine and Petroleum Geology**, v. 128, p. 104998, 2021.
- LUGO, J. & MANN, P. Jurassic – Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. In: TANKARD, A.J., SUÁREZ, S., WELSINK, H.J. (Eds.), **Petroleum Basins of South America**. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 62, p. 699-726, 1995.
- MACELLARI, C.E. Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America. **Journal of South American**

- Earth Sciences**, v. 1, p. 373-418, 1988.
- MANN, P.; ESCALONA, A.; CASTILLO, M.V. Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. **American Association of Petroleum Geologists, Bulletin**, v. 90, p.445-477, 2006.
- MOLINA, A. **Tarra Field – Venezuela. Maracaibo Basin, Zulia State**, p. 255-269. 1990.
- MONDRAGÓN, J.C. Informe Regional Cuenca del Catatumbo, **Informe Geológico**. ECOPETROL. 2001.
- NOTESTEIN, F.; HUBMAN, C.; BOWLER, J. Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America. **Geological Society of America, Bulletin**, v. 55, p. 1165-1216, 1944.
- PARNAUD, F.; GOU, Y.; PASCUAL, J.C.; CAPELLO, M.; TRUKOWSKI, I.; PASSALACQUA, H. Stratigraphic synthesis of Western Venezuela. In: TANKARD, A., SUÁREZ, R., WELSINK, H.J. (eds.), Petroleum basin of South America. **American Association of Petroleum Geologists, Memoir**, v. 62, p. 681-698, 1995.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. **Microtectonics**. Springer-Verlag (Berlin), 289 p., 1996.
- PEDRAZA, P. & RAMÍREZ, Y. Catatumbo Basin. In: CEDIEL, F., COLMENARES, F. (eds.), **Petroleum geology of Colombia, geology and hydrocarbon potential**. Fondo Editorial Eafit, 5: 135 p. Medellin, 2011.
- PETIT, J.-P.; PROUST, F.; TAPPONNIER, P. Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. **Bulletin Société Géologique de France**, v. 7, n. (XXV-4), p. 589-608, 1983.
- PINDELL, J.; ROGER, H.; DEWEY, J. Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the Northern Margin of South America. In Paleogeographic Evolution and Non-Glacial Eustacy, Northern South America. **SEPM Special Publication**, v. 58, p. 45-85, 1998.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. **The techniques of modern structural geology. V.1: Strain analysis**. Academic Press (Londres), 307 p. 1983.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. **The techniques of modern structural geology. V. 2: Folds and fractures**. Academic Press (Londres), 700 p., 1987.
- REINOZA, C.E.; AUDEMARD, M.F.A.; PEREIRA, R.; ORTEGA, L.; SCHMITZ, M.; YEGRES, L.A.; MORA-PAÉZ, H. Velocity field for Western Venezuela: Elastic modeling in the Southern Mérida Andes, v. 51, n. 1, 2024.
- RENZ, O. Estratigrafía del Cretáceo en Venezuela Occidental. **Boletín de Geología**, v. 5, n. 10, p. 3-48, 1959.
- RICHARDS, H.G. Cretaceous Section in Barco Area of Northeastern Colombia. **American Association of Petroleum Geologists, Bulletin**, v. 52, n. 12, p. 2324-2336, 1968.
- ROBERTSON RESEARCH Colombia Petroleum Geology. A basin by basin evaluation. **Informe Geológico** 1512, 1985.
- ROSSELLO, E.A. Fracturación de niveles cretácicos de la cuenca Catatumbo (Colombia): a partir del análisis microtectónico de núcleos. In: XIV Congreso Colombiano de Geología (Bogotá, Colombia), Simposio “Interacciones de las placas Caribe e Suramericana, Colombia”. **Memorias...Colombia**, p. 164-165, 2013.
- ROSSELLO, E.A. Influencia del soterramiento en la calidad de los reservorios de hidrocarburos: fundamentos, metodologías prácticas de reconocimiento e interpretación. **Asociación Geológica Argentina, Revista**, v. 75, n. 2, p. 722-735, 2017.
- ROSSELLO, E.A. & SAAVEDRA, J.L. Contribution of bedding to the petrophysical characterization of naturally fractured reservoirs: Example of the Matachines fields, Upper Magdalena Valley (Valle Superior del Magdalena-VSM, Colombia). **Boletín de Geología** (Colombia), v. 46, p. 23-49, 2019.
- ROSSELLO, E.A. & GALLARDO, A. The Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia) and Nevado de Famatina (Argentina) positive syntaxes: two comparable exceptional relieves in the Andes foreland. **Journal of Structural Geology**, v. 160, p. 104618, 2022.
- ROSSELLO, E.A. & LAPREA-BIGOTT, M. Efecto de la fracturación en el muestreo petrofísico de núcleos para la estimación de porosidad y permeabilidad. **Revista de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería**, n. 50, p. 1-16, 2023.
- ROSSELLO, E.A. & ZOLEZZI-MIR, D. Los fallamientos del Frente Llanero Colombiano: una revisión de las interpretaciones de piel fina versus piel gruesa basada en la Ley de Anderson y modelos analógicos. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 81, n. 2, p. 155-185, 2024.
- SARMIENTO-ROJAS, L.F. **Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera Colombian Andes. inferences from tectonic models**. Vrije Universiteit Amsterdam. 297 p. 2001. PhD Thesis.
- SASSI, W.; COLLETTA, B.; BALÉ, P.; PAQUEREAU, T. Modeling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. **Tectonophysics**, v. 226, p. 97-112, 1993.
- SUTTON, F.A. Geology of Maracaibo Basin, Venezuela. **American Association of Petroleum Geologists, Bulletin**, v. 30, n. 10, p. 1621-1646, 1946.
- TABOADA, A.; RIVERA, L.A.; FUENZALIDA, A.; CISTERNAS, A.; PHILIP, H.; BIJWAARD, H.; OLAYA, J.; RIVERA, C. Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). **Tectonics**, v. 19, n. 5, p. 787-813, 2000.
- TALUKDAR, S. & MARCANO, F. Petroleum systems of the Maracaibo Basin, Venezuela. In: MAGGON, L.B., DOW, W.G. (eds.), The petroleum system-from source to trap. **American Association of Petroleum Geologists, Memoir**, v. 60, p. 463-481, 1994.
- TALUKDAR, S.; GALLANGO, O.; CHIN-A-LIEN, M. Generation and migration of hydrocarbons in the Maracaibo Basin, Venezuela: An integrated basin study. **Organic Geochemical**, v. 10, p. 261-279, 1986.
- VILLAMIL, T. Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 153, p. 239-275, 1999.
- VILLAMIL, T. & PINDELL, J. Mesozoic paleogeographic evolution of northern South America: foundations for sequence stratigraphy studies in passive margin strata deposited during non-glacial times. In **Paleogeographic evolution and non-glacial eustacy, Northern South America**. SEPM Special Publication, v. 58, p. 283-318, 1998.
- WILLIAMS, G.D.; POWELL, C.M.; COOPER, M.A. Geometry and kinematics of inversion tectonics. In Cooper, M.A., Williams, G.D. (ed), Inversion tectonics. **Geological Society of London. Special Publication**, v. 44, p. 3-16, 1989.
- YUREWICZ, D.A.; ADVOCATE, D.M.; LO, H.B.; HERNÁNDEZ, E.A. Source rocks and oil families, Southwest Maracaibo Basin (Catatumbo Sub-basin). **American Association of Petroleum Geologists, Bulletin**, v. 82, n. 7, p. 1329-1352, 1998.

Submetido em 3 de fevereiro de 2025
Aceito para publicação em 23 de abril de 2025