

**DEPÓSITOS HIPERPÍCNICOS EN LAS ARENAS C DE LA
FORMACIÓN MISOA (EOCENO).
UN CASO DE ESTUDIO EN EL YACIMIENTO LAG-3047,
BLOQUE X, CUENCA DE MARACAIBO, VENEZUELA**

**Por: Helena Gamero, Carmen Contreras y Carlos
Zavala**

Depósitos hiperpícnicos en las arenas C de la Formación Misoa (Eoceno). Un caso de estudio en el yacimiento LAG-3047, Bloque X, Cuenca de Maracaibo, Venezuela

Por Helena Gamero¹, Carmen Contreras¹ y Carlos Zavala^{2,3}

1: OFS Schlumberger, Dallas, USA.

2: GCS Argentina. Haiti 123, Bahía Blanca, Argentina.

3: UNS, IADO, CONICET. Camino la Carrindanga Km 7.6, Bahía Blanca, 8000, Argentina

e-mail: czavala@gcsargentina.com. www.gcsargentina.com

Resumen

La Formación Misoa (Eoceno) constituye una de las principales unidades productoras de hidrocarburos en la cuenca de Maracaibo. Esta unidad ha sido tradicionalmente interpretada como acumulada en medio fluvio-deltaico litoral. El análisis sedimentológico de 1534 pies (467,6 m) de núcleos ha permitido reinterpretar sustancialmente el origen de estos depósitos. Las facies sedimentarias en esta unidad se componen principalmente por espesas capas de areniscas masivas, areniscas laminadas y areniscas con *climbing ripples*, las cuales alternan con intervalos heterolíticos y niveles lutíticos de plataforma. El análisis de facies sugiere que estos depósitos se habrían acumulado a partir de flujos turbulentos de larga duración, con alta carga en suspensión, velocidad y energía fluctuante. La asociación de estas facies sedimentarias con abundante detrito vegetal contenido en ritmitas de *lofting*, sugiere un origen vinculado a descargas fluviales directas en un medio marino de plataforma (sistemas hiperpícnicos). El cambio en el modelo geológico permite estimar mas ajustadamente las dimensiones y distribución espacial de los principales reservorios, y de este modo optimizar no solo las tareas de producción y desarrollo de hidrocarburos sino la exploración en áreas de frontera.

Introducción

El yacimiento LAG-3047 está ubicado en el sector noreste del Bloque X, localizado dentro de la Cuenca de Maracaibo (Fig. 1), y produce hidrocarburos de la denominada “arenas C” de la Formación Misoa (Eoceno). Tradicionalmente, las arenas C de la Fm Misoa se han interpretado como acumuladas a partir de sistemas fluvio-deltaicos litorales (Zambrano et al., 1971, Van Veen, 1972; Maguregui y Tyler, 1991; Lagazzi et al., 1993; Gamero, 1995; Gamero de Villarroel et al.,

1996). Recientemente (Gamero et al., 2005), la revisión de un importante espesor de núcleos pertenecientes a esta unidad permitió reconocer espesores sustanciales de arenas masivas, las cuales han sido reinterpretadas como acumuladas de modo gradual a partir de flujos turbulentos sostenidos (de larga duración) vinculadas a descargas fluviales directas (flujos hiperpícnicos) en un medio marino de plataforma.

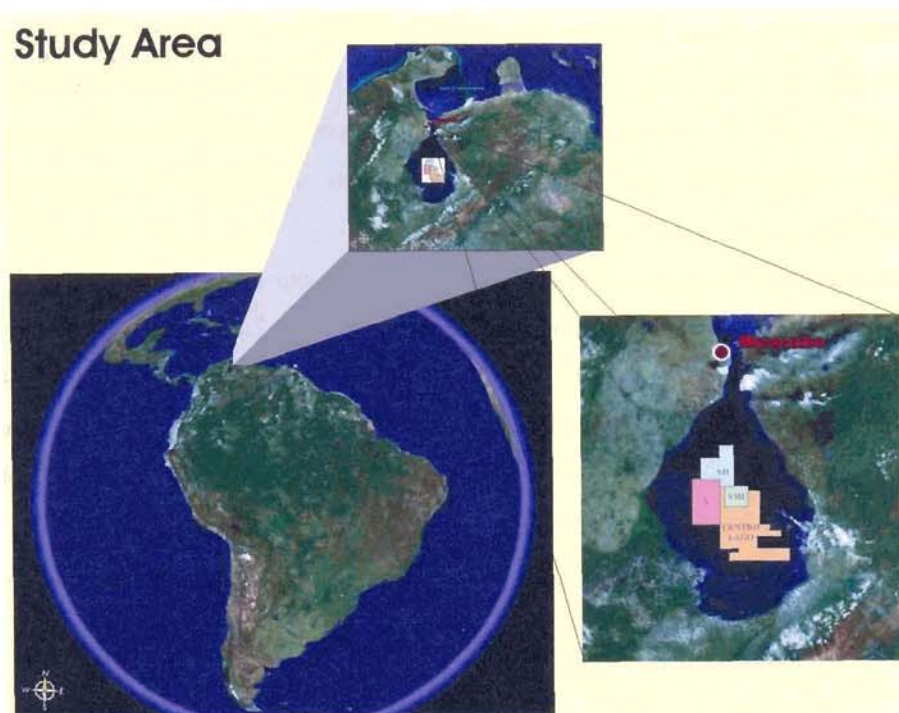


Figura 1. Mapa de ubicación del Bloque X, perteneciente a la Cuenca de Maracaibo. Tomado de Gamero et al., 2006.

Los flujos hiperpícnicos se originan cuando una corriente de descarga fluvial, en virtud del exceso de densidad relacionado al gran contenido de materiales en suspensión, se hunde debajo de las aguas marinas en la zona de desembocadura (Bates, 1953; Mulder y Alexander, 2001). Dado que este fenómeno ocurre durante períodos de alta descarga fluvial (crecidas), estos flujos son capaces de transferir un enorme volumen de materiales clásticos hacia zonas internas de la cuenca, mediante sistemas de canales y lóbulos subacuáticos los cuales constituyen una verdadera extensión del sistema fluvial, conocidos como sistemas hiperpícnicos (Zavala et al., 2006). Los depósitos asociados a los flujos hiperpícnicos se denominan como hiperpicnitas (Mulder et al. 2003) e incluyen una amplia variedad de facies sedimentarias con un origen y relaciones laterales al presente poco conocidas.

Aunque los flujos hiperpícnicos resultan sumamente frecuentes en la actualidad, la presencia de hiperpicnitas fósiles ha sido pobremente documentada en la literatura (Mulder y Alexander, 2001; Mulder et al. 2003; Zavala et al., 2006; Nakajima, 2006, entre otros), por lo que es probable que numerosos depósitos relacionados a descargas hiperpícnicas hayan sido incorrectamente interpretados en el pasado como acumulados en medios litorales convencionales. Los depósitos relacionados a flujos hiperpícnicos están despertando un creciente interés dentro de los sedimentólogos (Mutti et al., 1996, Mulder y Alexander, 2001; Gamero et al., 2005; Zavala et al., 2006, Mutti et al., 2008), y aparecen como los posibles responsables de la acumulación de las espesas sucesiones sedimentarias observables en las cuencas sedimentarias, cuya asignación paleoambiental resulta a menudo controvertida.

El campo LAG-3047 fue descubierto en agosto de 2001, por la exploración y perforación de un pozo en el bloque X (en la actualidad denominado como pozo LAG-3047X). Este pozo fue originalmente ensayado en cuatro zonas (C6, C4, C2 L / M y C2U) obteniéndose una producción promedio de 2500 barriles de petróleo por día (BPD). Desde 2001, quince (15) pozos han sido perforados, doce (12) de los cuales están en el bloque X y 3 en el bloque VIII (Campo Centro del Lago). En la actualidad, el campo produce 12.000 BPD. La Figura 2 muestra un registro tipo correspondiente a los pozos del campo LAG-3047, donde se indican las principales arenas productoras.

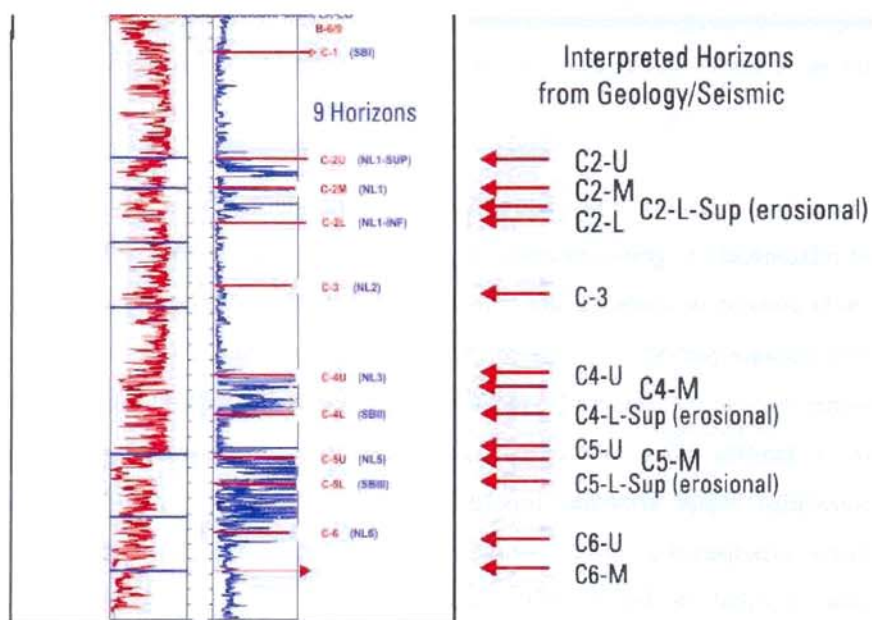


Figura 2. Registro tipo correspondiente a la Formación Misoa en el campo LAG-3047. Se indican las principales arenas productoras. Tomado de Gamero et al., 2006.

Configuración geológica y trabajos previos

La cuenca de Maracaibo se localiza en el Estado Zulia (oeste de Venezuela), y abarca una superficie de unos 30.000 km². Esta cuenca limita al oeste con la sierra de Perijá, al suroeste con el macizo de Santander y al sur y al sureste con los Andes venezolanos (Fig. 3).

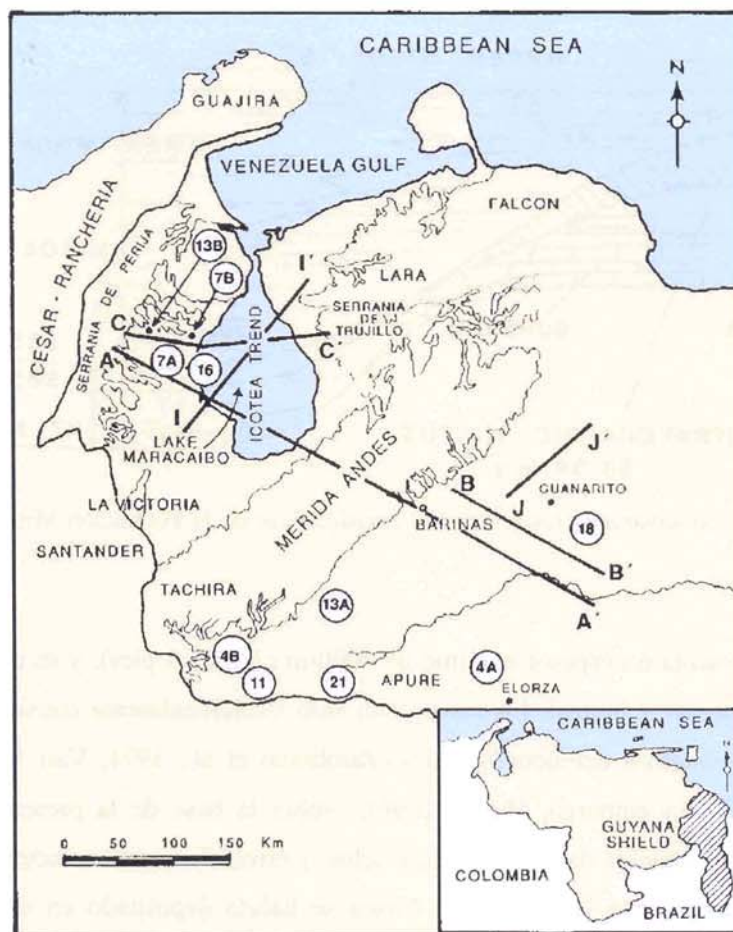


Figura 3. Mapa de ubicación de la Cuenca de Maracaibo. Tomado de Parnaud et al., 1995.

La cuenca de Maracaibo es uno de los principales productores de hidrocarburos a escala mundial. El origen y evolución tectono-estratigráfica de la cuenca de Maracaibo ha sido ampliamente estudiado (Audemard, 1991; Lugo y Mann, 1995; Parnaud et al., 1995; Pestman et al., 1998; Audemard y Serrano, 2001; Villamil, 1999, 2003).

La Formación Misoa corresponde a una unidad clástica acumulada durante el Eoceno temprano a medio dentro de una cuenca antepaís, originada como consecuencia de una colisión oblicua entre la placa Caribe y el margen pasivo de América del Sur (Audemard, 1991; Lugo y Mann, 1995; Pindell y Tabbutt, 1995; Pestman et. al. 1998). Según Villamil (1999, 2003) la

combinación de dos eventos tectónicos: (1) elevación y erosión de la Cordillera Central de Colombia, y (2) creación de espacio de acomodación, debido a la subsidencia provocada por el apilamiento de las escamas de corrimiento asociadas a la colisión de la Placa Caribe, permitiría explicar el gran espesor sedimentario correspondiente a Formación Misoa (Fig. 4).

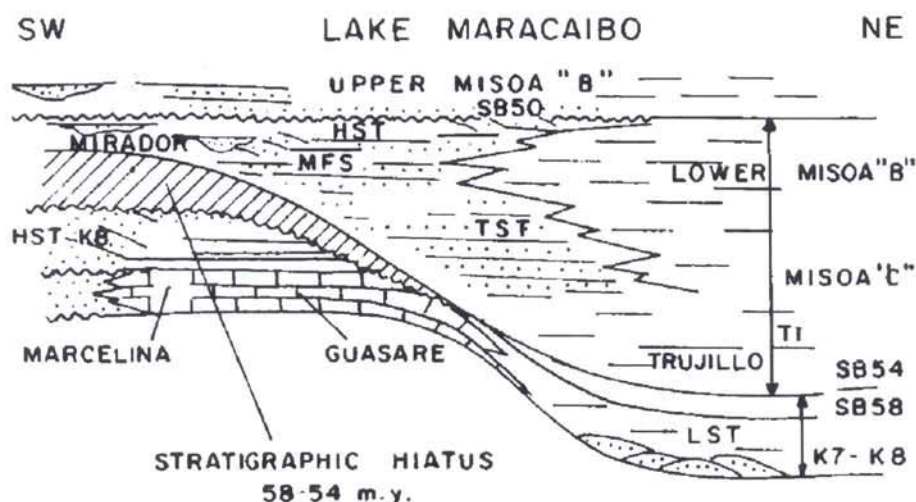


Figura 4. Esquema geológico mostrando las relaciones estratigráficas de la Formación Misoa. Tomado de Parnaud et al., 1995.

La Formación Misoa presenta un espesor máximo de 7000 m (22.965.9 pies), y se caracteriza por depósitos clásticos (areniscas y lutitas), los cuales han sido tradicionalmente considerados como acumulados a partir de sistemas deltaicos litorales (Zambrano et al., 1971, Van Veen, 1972; y Maguregui Tyler, 1991). Sin embargo, Higgs (1996), sobre la base de la presencia de facies heterolíticas, y ausencia de mantos de carbón, paleosuelos, y otros elementos característicos de las planicies deltaicas, interpretó que la Formación Misoa se habría depositado en una plataforma dominada por mareas. Por otra parte, Parnaud et al. (1995) y Pindell y Tabbutt (1995) interpretaron que la Formación Misoa se habría acumulado en un medio nerítico externo, lo cual resulta incompatible con la hipótesis del delta litoral. De este modo, a través de los años, los sedimentólogos se han enfrentado con numerosas dificultades a la hora de considerar un posible modelo análogo para analizar la deposición de Formación Misoa, ya que en los modelos de facies tradicionalmente existentes en la literatura no están considerados los sistemas hiperpínicos.

Análisis de facies. Revisión del modelo sedimentológico

La interpretación detallada de 467,6 m (1534 pies) de núcleos correspondientes a tres pozos permitió proponer un nuevo modelo de deposición aplicable a la zona de estudio (Fig. 5).

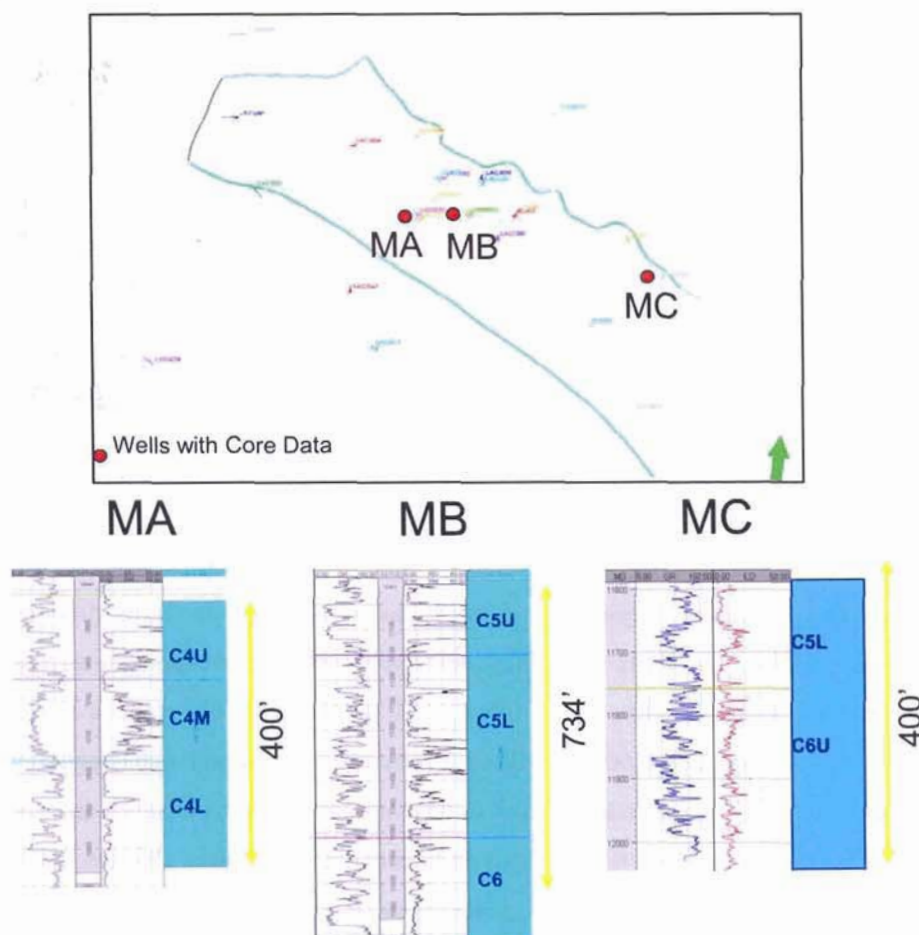


Figura 5. Mapa de ubicación mostrando la localización de los núcleos analizados en este estudio, los cuales pertenecen a yacimiento LAG-3047. Tomado de Gamero et al., 2005, 2006.

Para entender el origen de la deposición de los depósitos arenosos y predecir su distribución y la continuidad, es importante llevar a cabo una interpretación detallada de los sedimentos en los núcleos disponibles. El primer código de facies para la Formación Misoa fue propuesto por Rodríguez (1986) y ha sido de gran aplicabilidad ya que es principalmente de carácter esencialmente descriptivo. Estas facies han sido en un principio interpretadas como acumuladas por flujos de corriente diluidos en un medio deltaico litoral (Fig. 6).

Facies	Description	Interpretation	
S11	Medium to fine grained sandstone, sub-angular to sub-rounded, moderately to well sorted, massive and occasionally with cross stratification.	Migrating dunes originated by unidirectional, middle energy sediment-free flows. The massive appearance may reflect a rapid deposition.	
S1	Fine to medium grained sandstones, sub-angular to sub-rounded grains, well sorted, interbedded with continuous and discontinuous shale laminations and ripple cross laminations.	Migrating ripples originated under unidirectional, low energy, flows conditions. The presence of parallel shale laminations is the result of strong changes in energy conditions.	
S2	Fine to very fine grained sandstones to silty sandstones. Very well sorted sub-angular to sub-rounded grains, with discontinuous shale lenses. Poorly to moderately bioturbated.	Alternations of very fine grained sandstones and clay layers are common in alternating traction-plus-fallout and fallout of fines during slack water periods.	
Ha / Hs	Lenticular bedded, medium to dark gray shales with intercalations of siltstone and ripple cross-laminated sandstones. Starved ripples are common. Poorly to moderately bioturbated.	Alternations of silt and clay layers are originated by alternating traction deposition and deposition from suspension during slack water periods.	
L	Thinly laminated to massive, light to dark gray shales with intercalations of siltstones lenses.	Thinly laminated shales and siltstones represent deposition from prodelta plumes.	

The first facies code for the Misoa Formation was developed by Rodriguez (1986), with multiple revisions, the last revision being by Delgado and Chacartegui (1996).

Figura 6. Principales tipos de facies propuestos por Rodriguez (1986) y su interpretación hidrodinámica. Tomado de Gamero et al., 2005, 2006.

Si bien estas facies fueron originalmente asignadas a depósitos de flujos diluidos en un medio fluvio-deltaico litoral, los tipos de facies descriptos no se corresponden con aquellos originados por el movimiento de agua limpia. Experimentos de canaleta realizados fundamentalmente durante los años 60's y 70's permitieron documentar fehacientemente los distintos tipos de estructuras tractivas relacionadas al movimiento de flujos diluidos (*stream flow*), y su relación con el tamaño de grano y la velocidad de la corriente en canales abiertos. La Figura 7 muestra un resumen de las facies reconocidas y los tipos de estructuras típicas en sistemas de *stream flow* (Gamero et al., 2005; 2007). Como puede observarse, las arenas masivas no son características de los flujos diluidos.

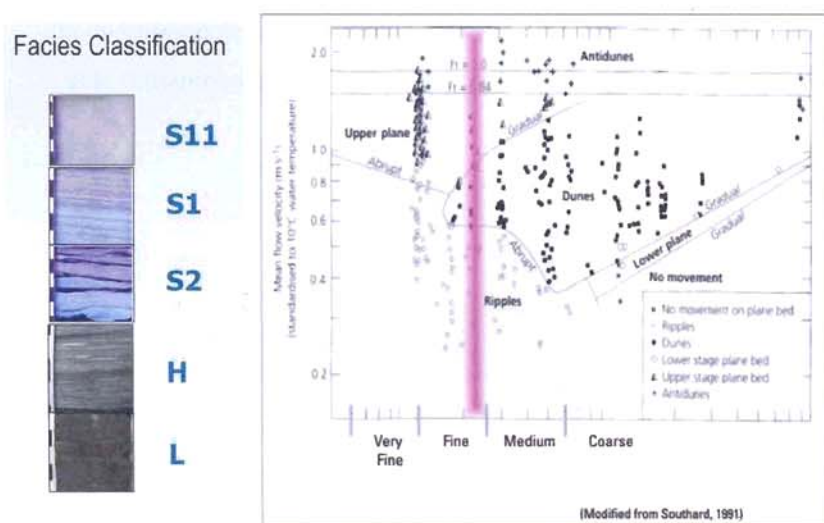


Figura 7. Ejemplo de los tipos de facies propuestos por Rodriguez (1986). Los ensayos de estabilidad de formas de lecho para flujos diluidos (de Southard 1991) no contemplan la acumulación de arenas masivas, las cuales son características de flujos turbulentos. Tomado de Gamero et al., 2005, 2006.

Bates (1953), sobre la base del contraste de densidad entre la corriente fluvial y la cuenca receptora introdujo el concepto de *flujos hipopícnicos*, *homopícnicos* e *hiperpícnicos* (Figs. 8 y 9). De acuerdo a Bates (1953) el tipo de delta originado en la interacción entre un río y la cuenca receptora en gran medida dependerá de este contraste de densidad. De este modo, para el caso de flujos *hipopícnicos* (densidad de la descarga fluvial inferior a la de la cuenca receptora) los sedimentos serán retenidos en la zona costera, configurando un delta litoral con frente deltaico y prodelta (Fig. 8).

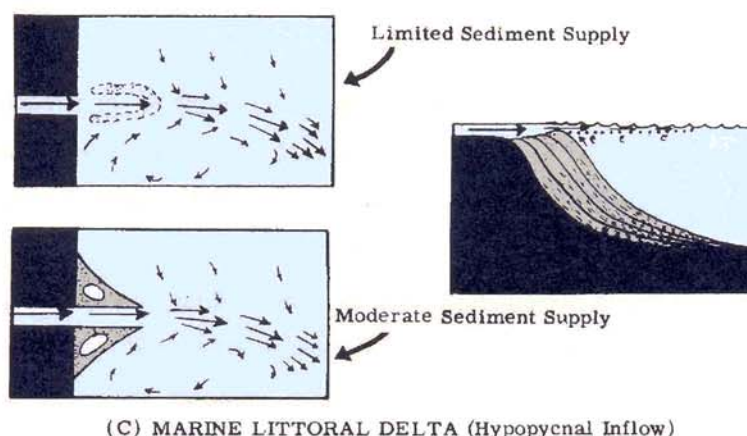


Figura 8. Origen de los deltas litorales, vinculados a flujos hipopícnicos (flujo entrante de menor densidad que el de la cuenca receptora). Tomado de Bates 1953.

En el caso de flujos *homopícnicos* (descarga fluvial de igual densidad que la de la cuenca receptora), los sedimentos colapsarán cerca de la desembocadura (Fig. 9), resultando en un delta de alto ángulo (*gilbert type*). En el último caso, correspondientes a los flujos *hiperpícnicos* (descarga

fluvial de mayor densidad que la de la cuenca receptora), el flujo fluvial más denso se hundirá en la zona costera transportando los sedimentos cuenca adentro y configurando un delta submarino (Fig. 9).

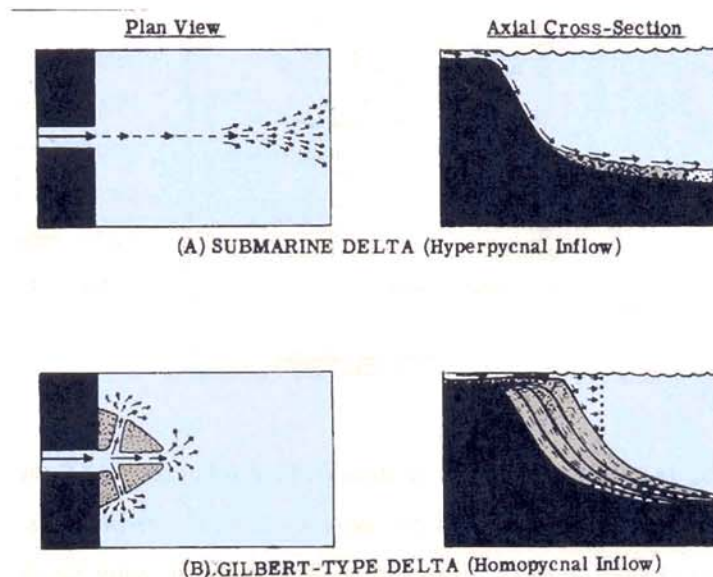


Figura 9. Tipos de deltas relacionados a flujos homopícnicos e hiperpícnicos. Los flujos hiperpícnicos son los responsables de la formación de los deltas submarinos. Tomado de Bates 1953.

Los depósitos asociados a este delta submarino recuerdan en gran medida a aquellos identificados en los depósitos turbidíticos, aunque con notables diferencias debidas a un origen relacionado a descargas fluviales directas.

La revisión del modelo depositacional permitió reinterpretar el modelo de facies originalmente propuesto para la arena Misoa C en la zona del LAG-3047 (Fig. 5), basada en una reinterpretación de sus estructuras sedimentarias (Gamero et al., 2005; 2006). La mayoría de los depósitos de la arena Misoa C se integran por espesos bancos de arenas finas a medias (de hasta 100 pies o 30,5 m de espesor), las cuales presentan estructuras sedimentarias relacionadas a procesos de tracción-tracción, indicando una acumulación a partir de una lluvia de sedimentos desde un flujo turbulento sostenido. Las principales facies sedimentarias arenosas incluyen: areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo, areniscas masivas con intraclastos de lutitas, areniscas con laminación paralela, y areniscas con rizaduras escalonadas “climbing ripples”. Las figuras 10 y 11 muestran un resumen de las principales facies reconocidas en la Formación Misoa y su correspondiente interpretación hidrodinámica (tomado de Gamero et al., 2005; 2006).

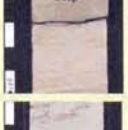
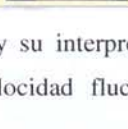
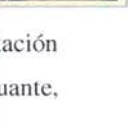
Facies	Lithology	Sedimentary Structure	Origin		
Cl1	Clay chip conglomerates with a medium to fine grained sandstone matrix	Dispersed, wispy-formed clay chips	Bedload transport at the base of an overpassing quasi-steady turbulent flow. Clay chips eroded from an unconsolidated substrate.		
Cl2	Clay clast conglomerates within a fine to medium grained sandstone matrix	Subhorizontal clasts alignment	Bedload transport at the base of an overpassing quasi-steady turbulent flow. Clay chips eroded from a consolidated substrate.		
S11es	Medium to fine grained sandstone with clay chips	Cross stratification	Migration of bedforms at the base of an overpassing quasi-steady turbulent flow with high suspended load.		
S11p	Medium to fine grained sandstone with clay chips	Crude plane parallel stratification	Bed load transport plus fallout from an overpassing quasi-steady turbulent flow with high suspended load.		
S11m	Medium to fine grained sandstones with clay chips	Massive	Traction plus fallout from an overpassing quasi-steady turbulent flow.		
S1p	Fine to medium grained sandstones	Parallel lamination	Traction plus fallout from an overpassing quasi-steady turbulent flow.		
S1r	Fine to medium grained sandstones	Climbing ripples	Traction plus fallout from an overpassing quasi-steady turbulent flow.		
S2rl	Fine to very fine grained sandstones	Climbing ripples with organic-rich drapes	Traction plus fallout from an overpassing quasi-steady turbulent flow, associated with precipitation from lofting plumes.		
Hrl	Very fine grained sandstones interbedded with laminated shale	Starved ripples interbedded with rhythmic-type laminae	Precipitation from lofting plumes.		
LI	Light gray shales	Thinly laminated	Precipitation from prodelta plumes.		
LC	Light to black carbonaceous shales	Thinly laminated	Precipitation from prodelta plumes.		

Figura 10. Principales tipos de facies reconocidas en la Formación Misoa (arena C) y su interpretación hidrodinámica relacionada a flujos turbulentos con alta carga en suspensión y velocidad fluctuante, vinculados a flujos hiperpícnicos. (tomado de Gamero et al., 2005; 2006)

Facies	Lithology	Post-Depositional Sedimentary Structures	Origin	
Lmb	Light to dark gray shales	Massive	Bioturbation mostly characterize periods of hypopycnal discharges, characterized by low energy with limited sediment supply.	
Hb	Very fine grained sandstones interbedded with shales.	Moderate to high bioturbation	Bioturbation mostly characterize periods of hypopycnal discharges, characterized by low energy with limited sediment supply.	
S2/S1b	Fine to very fine grained sandstones	Moderate to high bioturbation	Bioturbation mostly characterize periods of hypopycnal discharges, characterized by low energy with limited sediment supply.	
S1/S1ea	Medium to fine grained sandstones.	Water escape structures and convolute bedding.	Water escape structures indicate high sedimentation rates, and form short-after deposition.	

Figura 11. Tipos de facies accesorias presentes en la Formación Misoa, las cuales se muestran afectadas por eventos post deposicionales. (tomado de Gamero et al., 2005; 2006)

De modo característico, las areniscas de la Formación Misoa presentan a menudo pasajes transicionales y recurrentes entre facies de areniscas masivas, areniscas laminadas y con rizaduras escalonadas, evidenciando una acumulación a partir de flujos turbulentos de larga duración y energía fluctuantes (Zavala et al., 2006). Por otra parte, los niveles intercalados de areniscas finas y limos con restos vegetales y micas intercalados, son interpretados como depósitos de ritmitas de *lofting*. El *lofting* es un proceso que se produce por la inversión de densidad de un flujo menos denso (en este caso agua dulce) dentro de un flujo más denso (agua de mar).

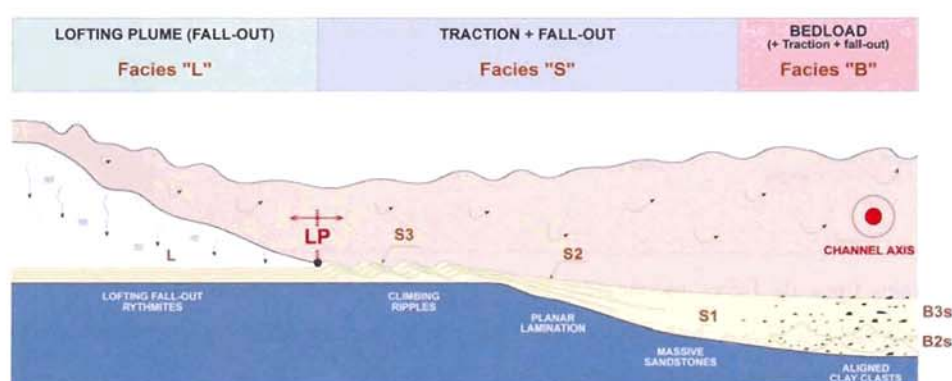


Figura 12. Corte transversal de un flujo hiperpícnico levemente canalizado, mostrando los principales tipos de facies relacionados. Note que las facies de lofting (L) relacionadas a una inversión de la flotación, se desarrollan principalmente hacia los laterales del flujo. De Zavala, 2005; 2008.

La presencia de evidencias de *lofting* resulta un indicador no biológico de salinidad en la cuenca receptora, así como también un elemento diagnóstico de flujos hiperpícnicos. Las facies de *lofting* resultan características de las zonas laterales de los flujos hiperpícnicos, ya que en estas zonas las bajas velocidades del flujo sobrepasante favorecen la inversión de la flotación (Fig. 12). Las ritmitas de *lofting* en la Formación Misoa constituyen facies heterolíticas, y tradicionalmente han sido interpretados como depósitos relacionados a corrientes de mareas (Maguregui y Tyler, 1996; de Higgs, 1996; Gamero de Villarroel et al., 1996; Herrera et al., 1998).

Conclusiones

Las principales evidencias que permiten reinterpretar a los depósitos de las arenas C de la Formación Misoa como depósitos hiperpícnicos son:

- (1) dominio de las estructuras sedimentarias relacionadas a procesos de tracción-decantación, lo cual sugiere una acumulación desde flujos turbulentos con alta carga en suspensión.
- (2) Cambios graduales y recurrentes entre facies de areniscas masivas, laminadas y con rizaduras escalonadas, lo cual sugiere flujos de larga duración con una velocidad y concentración variable.
- (3) abundancia de estructuras sedimentarias post-deposicionales como escape de agua, las cuales indican una acumulación subacuática.
- (4) ausencia de indicadores de acumulación en medios subaéreos, como paleosuelos, marcas de raíces y grietas de desecación.
- (5) abundancia de facies de ritmitas de *lofting*, lo cual sugiere un aporte directo desde descargas fluviales, por lo que corresponderían a depósitos de flujos hiperpícnicos.

De este modo, las areniscas masivas correspondientes a la Formación Misoa "C" en la zona del yacimiento LAG-3047, específicamente las unidades C6U, C5M, C5U, C4M, C4U, C2M y C2U han sido reinterpretada como depositadas por flujos de larga duración derivados de descargas hiperpícnicas. Estas secuencias se alternan con períodos de sedimentación normales o de bajo suministro de sedimentos representadas por el desarrollo de secuencias deltaicas, en concreto durante la depositación de los intervalos C5L, C4L, C3, C2L, y C2U respectivamente. Dado que los flujos hiperpícnicos constituyen un tipo particular de corriente de densidad, su desarrollo estará sumamente controlado por la topografía subacuática, en donde las principales acumulaciones arenosas tendrán lugar en los bajos topográficos (Fig. 13)

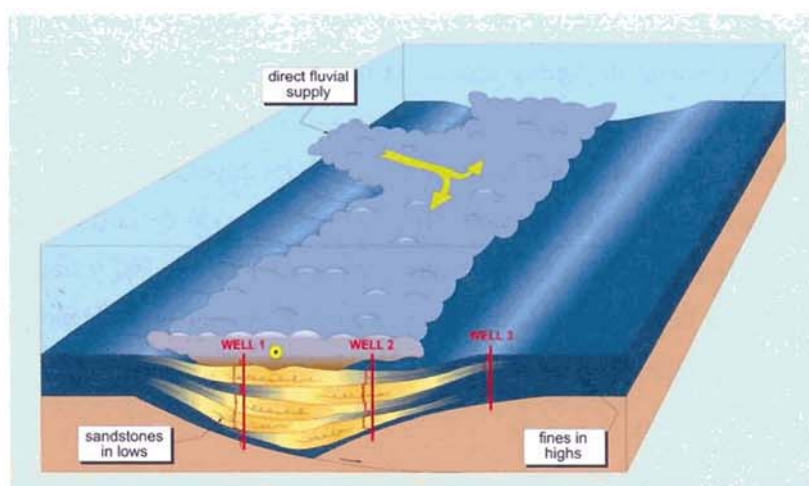


Figura 13. Esquema deposicional mostrando el control topográfico en la distribución de los depósitos relacionados a flujos hiperpícnicos. De Zavala, 2005; 2008.

El cambio de interpretación en el modelo deposicional tiene gran importancia para tareas de producción y exploración de hidrocarburos, ya que permite:

1. Predecir la localización de potenciales reservorios en áreas inesperadas de acuerdo al modelo de delta litoral (Fig. 14).
2. Contar con guías de exploración referidas al control paleotopográfico de los depósitos arenosos.
3. Analizar facies desde un punto de vista genético y cartografiar su distribución, contando de este modo con un esquema predictivo de la calidad de reservorio esperable.

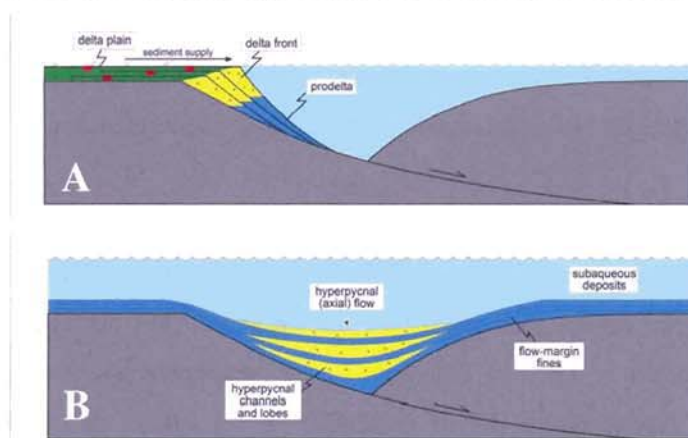


Figura 13. Esquema comparativo entre el modelo de acumulación en sistemas de deltas litorales (A) y depósitos hiperpícnicos (B). Los depósitos hiperpícnicos presentan una distribución areal mucho más extendida, y permiten acumular espesores de arena mucho mayores, ya que no se encuentran controlados por la posición del nivel del mar. De Zavala, 2005; 2008.

Referencias

- Audemard, F. E., 1991, Tectonics of western Venezuela: Ph.D. Thesis, Rice University, Houston, Texas, 245 p.
- Audemard, F. E., and I. C. Serrano, 2001, Future petroliferous provinces of Venezuela, in M. W. Downey, J. C. Threet, and W. A. Morgan, eds., Petroleum provinces of the twenty-first century: AAPG Memoir 74, p. 353-372.
- Bates, C., 1953, Rational theory of delta formation: AAPG Bulletin, v.37, p: 2119-2162.
- Delgado, M. and Chacartegui, F., 1996. Sedimentological and Stratigraphic controls on hydrocarbon accumulation and production, Pauji Formation, Maracaibo Lake, Venezuela. Program, Caracas Again! II, AAPG/SVG International Congress and Exhibition, A12.
- Gamero H., 1995, Nuevo modelo sedimentologico del Miembro Lagunillas Inferior, Bloques III/IV, Lago de Maracaibo: Boletin Sociedad Venezolana de Geólogos, Nos. 1-2, p. 41-68.
- Gamero, H., C. Zavala, and C. Contreras, 2005, A Re-interpretation of the Misoa Facies Types: Implications of a New Depositional Model, Maracaibo Basin, Venezuela, presented at the International AAPG Conference 2005 Paris.
- Gamero, H., Perdomo, J.L., Laporte, L., Rodriguez, F., Rahn, T.C. and Isakson, C., 2006. Three-dimensional reservoir and simulation modeling workflow of hyperpycnal systems: a case study of LAG-3047, Block X, Misoa Formation, Maracaibo Basin, Venezuela. Gulf Coast Sec.SEPM26th Ann. Res. Conf., Reservoir Characterization: Integrating Technology and Business Practices, Houston, TX, USA, 223–270.
- Gamero de Villarroel H., C. M. Coll, Z. Jimenez, T. Lozada, K. Leon, R. Brandt, R. Padron, L. Rondon, E. Gomez, M. A. Munoz, R. A. Ripple, and B. A. Luneau, 1996, Application of sequence stratigraphy in an integrated reservoir characterization of the Miocene Lower Lagunillas Member in the further development of Blocks III/IV, Maracaibo Basin, Venezuela (abs): AAPG Bulletin, p. 1292 – 1292.
- Herrera, S., H. Gamero de Villarroel and M. Taha, 1998, Depositional systems of Lower B Sands in VLC1184 Well, VLC100/949, Block III, Maracaibo Basin, Venezuela (abs): AAPG Bulletin, p. 1883 – 1984.
- Higgs, R., 1996, A new facies model for the Misoa Formation (Eocene), Venezuelan's main oil reservoir: Journal Petroleum Geology, v. 19, p. 325.

- Lagazzi, R., F. Chacartegui, and E. Sampson, 1993, An integrated view of the Eocene Misoa Formation, Maracaibo Basin, Venezuela: AAPG – Sociedad Venezolana de Geólogos Conference, Caracas, Field Trip Guidebook, v.2, 67p.
- Lugo, J. and P. Mann, 1995, Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela, in A. J. Tankard, R. Suarez S., and H. J. Welsink, (eds.), *Petroleum Basins in South America: AAPG Memoir 62*, p. 699-725.
- Maguregui, J. and N. Tyler, 1991, Evolution of Middle Eocene tide-dominated deltaic sandstones, Lagunillas field, Maracaibo Basin, Western Venezuela, in Miall A. D., and Tyler, N. (eds.), *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery: SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, v. 3, p. 233-244.
- Mulder, T. and J. Alexander, 2001, The physical character of subaqueous sedimentary flows and their deposits: *Sedimentology*, v. 48, p. 269-299.
- Mulder, T., J. P. M. Syvitski, S. Migeon, J. C. Faugeres, and B. Savoye, 2003, Marine Hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits, A review: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 861-882.
- Mutti, E., G. Davoli, R. Tinterri, and C. Zavala, 1996, The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins: *Memorie di Scienze Geologiche, Universita di Padova*, v. 48, p. 233-291.
- Mutti, E., Bernoulli, D., Ricci Lucchi, F., and Tinterri R., 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, 56: 267–318
- Nakajima, T., 2006, Hyperpycnites deposited 700 km away from river mouths in the Central Japan Sea, *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p: 59-72.
- Parnaud, F., Y. Gou, J. C. Pascual, M. A. Capello, I. Truskowski, and H. Passalacqua, 1995, Stratigraphic Synthesis of Western Venezuela, in Tankard A. J., R. Suarez, and H. J. Welsink, (eds.), *Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62*, p. 681-698.
- Pestman, P., S. Ghosh, L. Meléndez, and M. A. Lorente, 1998, Marco tectonoestratigráfico y paleogeografía de la Cuenca de Maracaibo y areas vecinas durante el Paleógeno: *Boletín Sociedad Venezolana de Geólogos*, v. 23, p. 28-45.
- Pindell, J. L. and K. D. Tabbutt, 1995, Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems, in A. J. Tankard, R. Suarez S., and H. J. Welsink, (eds.), *Petroleum Basins in South America: AAPG Memoir 62*, p. 101-128.

- Rodriguez, A., 1986, Características sedimentológicas del eoceno C-455 en el pozo VLC-812, Bloque III, Lago de Maracaibo y su relación con exploración y producción: EPC-010227 (Internal PDVSA report).
- Van Veen, F. R., 1972, Ambientes sedimentarios de las formaciones Mirador y Misoa del Eoceno inferior y medio en la Cuenca del Lago de Maracaibo, Venezuela: IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1969, Memoria, Boletín de Geología, Publicación Especial, v. 5 (II): p.1073-1104.
- Villamil, T., 1999, Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and Western Venezuela: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 153, p. 239-275.
- Villamil, T., 2003, Regional hydrocarbon systems of Colombia and western Venezuela: Their origin, potential, and exploration, in Bartolini C., R. T. Buffler, and J. Blickwede, (eds.), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, p. 697-734.
- Zambrano, E., E. Vasquez, B. Duval, M. Latreille, and B. Coffinieres, 1971, Síntesis paleogeográfica y petrolera del Occidente de Venezuela, Ministerio de Minas e Hidrocarburos: IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas 1969, Memoria Boletín de Geología, Publicación Especial, 5 (I): p. 483-552.
- Zavala, C., 2005, Curso intensivo sobre sistemas hiperpícnicos: Maracaibo 31 de Enero al 4 de Febrero, 100 p.
- Zavala, C., J. J. Ponce, M. Arcuri, D. Drittanti, H. Freije and M. Asensio, 2006, Ancient lacustrine hyperpynites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina: Journal of Sedimentary Research, v. 76, p: 40-58.
- Zavala, C., 2008. Towards a Genetic facies tract for the analysis of Hyperpynal deposits. Keynote address. AAPG HEDBERG CONFERENCE "Sediment Transfer from Shelf to Deepwater – Revisiting the Delivery Mechanisms". March 3-7, 2008 – Ushuaia-Patagonia, Argentina.