



Revaluación del modelo geológico del Campo Tello (Valle Superior del Magdalena) y sus implicaciones en el programa de desarrollo

JUAN CARLOS RAMÓN
GLORIA VIDAL
ALEXIS ROSERO
PILAR GÓMEZ
HUBERT BORJA

Hocol S.A., Carrera 7 # 71-21, Torre A, Piso 2, Bogotá, Colombia

RAMÓN, J.C., VIDAL, G., ROSERO, A., GÓMEZ, P. & BORJA, H. (2001): Revaluación del modelo geológico del Campo Tello (Valle Superior del Magdalena) y sus implicaciones en el programa de desarrollo.- GEOLOGIA COLOMBIANA, 26, pp. 59-77, 12 Figs., Bogotá.

RESUMEN

El Campo Tello, localizado en el Valle Superior del Magdalena, ha producido aproximadamente 60 millones de barriles de aceite durante 26 años. En estudios anteriores, la sección productora del campo era interpretada como areniscas fluviales del Mioceno Temprano que suprayacen la discordancia del Oligoceno. Se asumía la zona productora como horizontal y la ausencia de arenas era interpretada como cambios laterales de facies a lodolitas. Con el objetivo de diseñar un plan de desarrollo para el campo se decidió reevaluar los modelos geológico y de yacimientos con todos los datos disponibles. Esta revisión condujo a modificaciones muy importantes en los modelos y en la estrategia de desarrollo del campo.

En el área de Geología, estudios sedimentológicos indican que la sección productora fue depositada en una plataforma marina somera (< 30 m) bien oxigenada y dominada por corrientes mareales fuertes. Los principales tipos de ciclos estratigráficos corresponden a progradación de frente de playa y agradación de dunas y canales de marea. Correlaciones estratigráficas de alta resolución dividen el yacimiento en 9 unidades y permiten la identificación de repeticiones estructurales del yacimiento, las cuales son corroboradas con datos de registros de buzamiento. En el nuevo modelo la sección productora está compuesta por una serie de pliegues cerrados y compartimentalizados por fallas inversas. La mayoría de estos cabalgamientos de bajo ángulo despegan de la parte media de la Formación Villeta. Los últimos 11 pozos perforados en el Campo Tello durante 1998, 1999 y 2000 confirman el nuevo modelo.

La integración de múltiples herramientas geológicas y de yacimientos resultaron en la definición de un modelo geológico y estructural más representativo del campo, que determinó el diseño de una nueva estrategia de desarrollo para el mismo. Esta estrategia incluye la perforación de pozos adicionales en áreas parcialmente drenadas y la implementación de un proyecto de mantenimiento de presión con inyección de agua. Con estos proyectos se estima incrementar las reservas recuperables de aceite en aproximadamente 26 millones de barriles. A Diciembre de 2000 se obtuvieron tasas promedio de más de 14.000 BAPD (barriles de aceite por día), 9000 barriles más de lo que producía el campo al inicio de este estudio.

Palabras clave: *Geología del Petróleo, Campo Tello, Valle Superior del Magdalena, Subcuenca de Neiva, Terciario, Cretáceo*

ABSTRACT

The Tello field reservoir section was interpreted from 3-D seismic and biostratigraphic analysis from cuttings as an Early Miocene blanket-like fluvial sandstone overlying an Oligocene unconformity. Reservoir stratigraphy was "layer cake". Absence of sandstone in wells was interpreted as a lateral facies change to mudstone. Unexpected results from a recent infill drilling and water injection led to a review of the geological model.

Data from over 800 feet of outcrop, 928 feet of cores from five wells, 21 new biostratigraphic analysis from cores, dipmeter and wireline logs from 35 wells, 5 check-shot and a 36 km² seismic cube

were interpreted and integrated to define a new reservoir model. Sedimentological studies indicate that the reservoir section was deposited in a well oxygenated, current-swept, shallow-marine shelf as aggradational tidally influenced cycles, as progradational shorefaces and as tidal bars and channels. High-resolution sequence stratigraphic subdivision of the reservoir allows identification of repeated sections in several wells. Dipmeter data shows low to very high dip angles within the oil-bearing reservoir and confirms the location of low-angle thrust faults, interpreted from well log correlations.

The Tello field consists of 5 thrust sheets arranged as a series of partly overlapping ramp anticlines with high-angle dipping backlimbs and low-angle forelimbs. Structural horses involve mostly Monserrate strata. Siliceous siltstones in the Lower Monserrate and Upper Villeta formations act as detachment surfaces for these thrusts. The three easternmost sheets form an antiformal stack that shares the same trailing branch point. Although the roof sequence has been eroded by the Miocene unconformity, the small vertical offset (forelimb against the footwall flat) at the lowest fault-bend indicates that the "Roof sequence" was nearby. By the contrary, the western thrust faults cut the roof sequence as the break-back sequence of deformation occurred. These events are the result of cumulative episodes of deformation and thrust reactivation. Folding of the unconformity and the Miocene strata and the better preservation of the Monserrate strata in the structurally high positions of the field supports reactivation of the westernmost faults.

Integration of multiple data sets lead to a reinterpretation of the stratigraphic and structural models that results in better reservoir modeling and planning and recognition of undrilled potential of the Tello field. Estimated new additional oil reserves are about 18 MMBbls. The last 7 wells honored the new reservoir model and daily oil production has increased 80 %.

Keywords: *Petroleum Geology, Tello Field, Upper Magdalena Valley, Neiva Sub-basin, Tertiary, Cretaceous*

INTRODUCCIÓN

El Campo Tello está localizado 3 Km al NNE de la ciudad de Neiva en la Concesión Tello 1161 de la cuenca del Valle Superior del Magdalena (Fig. 1). Geológicamente corresponde a la última estructura hacia el sur de una serie de campos o acumulaciones de aceite que presentan un tren estructural NNW (Fig.1). El Campo Tello fue descubierto en 1972 con la perforación del pozo Tello-1 que fluyó unos 800 BAPD (barriles de aceite por día). La producción máxima se alcanzó en 1984 con aproximadamente 14.200 BAPD.

Durante 1997, se realizaron análisis del comportamiento de la producción del campo, que indicaron la presencia de un potencial adicional para el Campo Tello. Por esta razón, se decidió iniciar un proceso de negociación del esquema de precios para crudo incremental con el gobierno nacional a través del Ministerio de Minas y Energía con el propósito de hacer económicamente viables los planes de desarrollo.

La negociación del esquema de precios con el Ministerio de Minas y Energía, permitió iniciar la revaluación del campo a finales de 1997. En esta fecha, el campo contaba con 56 pozos incluyendo los pozos abandonados y secos y la producción diaria era de 4700 BAPD (ACIPET 1998).

La revisión detallada de toda la información disponible condujo a realizar modificaciones importantes en los modelos sedimentológico, estratigráfico y estructural. Para este estudio se integraron e interpretaron (1) 928 pies de

núcleos de los pozos Tello-4, 5, 9, 43 y N-1; (2) 115 análisis bioestratigráficos de ripios y 21 nuevos análisis en muestras de corazones; (3) todos los registros eléctricos y de buzamiento (*dipmeter*) disponibles; 5 funciones de velocidad (*check shot surveys*); (4) la sísmica 2D y (5) el volumen sísmico 3D (36 km² full-fold).

Estudios anteriores (reportes internos, 1994, 1995) proponían que el yacimiento en el Campo Tello era una secuencia de areniscas continentales de edad Mioceno Temprano que se encontraban cubriendo la discordancia angular del Oligoceno y se propuso el nombre de Formación Tello para esta secuencia (Fig. 3A). La secuencia era arenosa en la mayor parte del campo y donde no se encontraban arenas se interpretaba como un cambio lateral de facies. En este modelo el estilo estructural es relativamente simple y consiste de dos anticlinales principales con un tren estructural Norte-Sur separados por los cabalgamientos de ángulo alto (Fig. 3A). La sección productora estaba suavemente deformada, con buzamientos bajos y era concordante o semiconcordante con las suprayacentes lodolitas de la Formación Barzalosa. Por el contrario, la sección Cretácea infrayacente a la discordancia del Oligoceno buzaba consistentemente hacia el oeste en alto ángulo y por lo tanto, se planteó una fuerte discordancia angular entre la denominada "Unidad Tello" del Mioceno y las unidades cretáceas infrayacentes (Fig.3A). La re-interpretación de toda la información disponible muestra que este modelo no es válido. Este trabajo presenta el nuevo modelo geológico (estratigráfico y estructural) del Campo Tello.

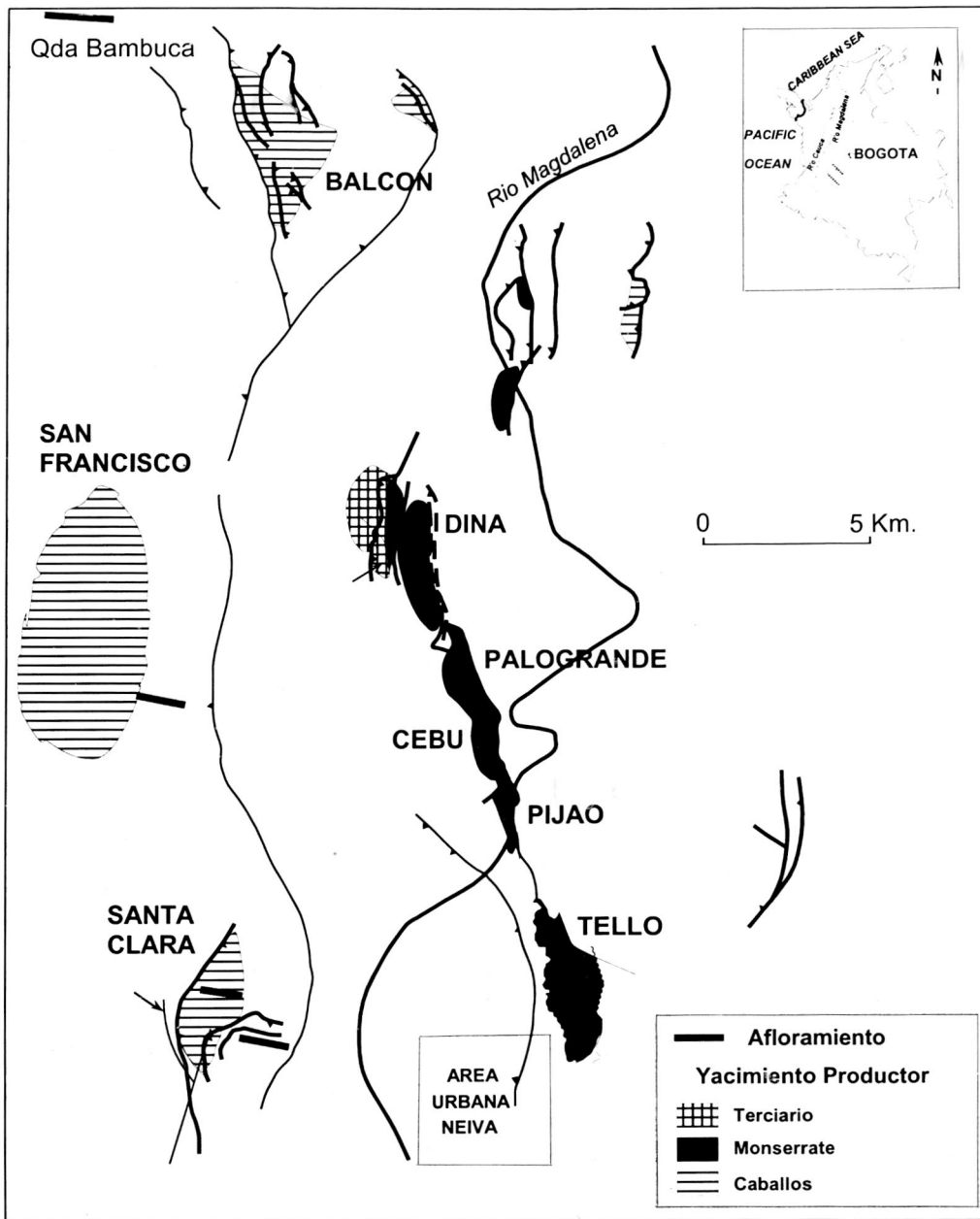


Fig. 1. Localización del Campo Tello, mostrando los campos cercanos y el yacimiento productor. Se muestra también la localización de los afloramientos estudiados en este trabajo.

Se actualizó el modelo dinámico del yacimiento con la información geológica y estructural dando lugar a la definición de un nuevo plan de desarrollo orientado a maximizar las reservas recuperables de aceite y a optimizar la producción del campo.

Este trabajo ilustra cómo la integración de múltiples disciplinas resulta en una mejor caracterización del yacimiento. En un campo maduro como el Campo Tello, un mejor entendimiento de los modelos estratigráficos y

estructurales y su inclusión en la dinámica del yacimiento, resulta en un incremento de las reservas recuperables y de la producción de aceite.

La posibilidad de incrementar las reservas y la producción de petróleo a corto plazo mediante la modalidad de "producción incremental" es una solución viable y de gran potencial para contribuir a resolver la crisis de escasez de crudo prevista para el 2005.

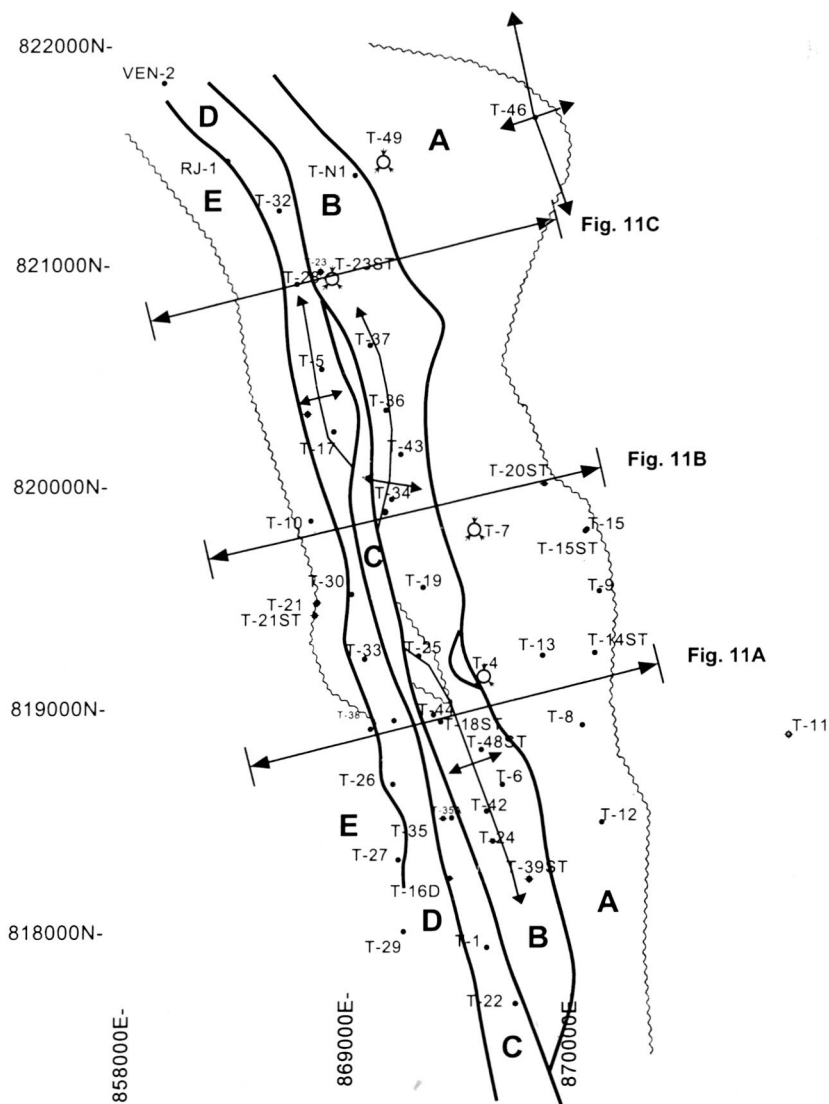


Fig. 2. Mapa del Campo Tello mostrando la localización de los pozos, corazones y secciones mostradas en la Fig. 11. Las letras en mayúscula se refieren a las láminas de cabalgamiento mencionadas en el texto.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El relleno sedimentario en el Valle Superior del Magdalena en la llamada subcuenca de Neiva comprende edades desde el Cretáceo hasta el Presente (Fig. 4). Los estratos del Paleozoico y del Jurásico están preservados muy localmente y se ha

considerado que no tienen potencial exploratorio. La depositación para el Cretáceo comenzó durante el Aptiano en grábenes locales que fueron rellenos por depósitos continentales de la Formación Yaví. La suprayacente Formación Caballos de edad Aptiano-Albiano está compuesta de base a techo por sedimentos

depositados en ambientes aluviales, de bahía y estuarios. El contacto entre las Formaciones Yaví y Caballos ha sido descrito como transicional (VERGARA & PROSSL 1994; FLÓREZ & CARRILLO 1994) y como discordante (JIMENO & VERGARA 1976; MOJICA & MACIA 1992). Una discordancia está presente hacia el tope de la arena basal de la Formación Caballos en el Campo San Francisco, 15 Km al NW del Campo Tello (RAMÓN & PAVAS 1998). Esta superficie separa areniscas líticas y subarcosas de areniscas cuarzosas. La sección lodosa del Caballos Medio de edad Albiano (ETAYO 1994) corresponde a depósitos de bahías y de planicie costera que dan paso a las areniscas y lodolitas de estuario del Caballos Superior (RAMÓN & PAVAS 1998).

Los estratos del Albiano Tardío al Santoniano – Formaciones Hondita y Lomagorda y Grupo Olini (denominada como unidad Villeta en la industria del petróleo) – fueron depositados en ambientes marinos más profundos, correspondientes al hundimiento de la plataforma (BELTRÁN & GALLO 1968; MACERALLI 1988; VERGARA 1994). La secuencia regresiva del Santoniano-Paleoceno – Formaciones Buscavida (Nivel de Lutitas y Arenas), La Tabla (Monserate) y Seca (Guaduala) – corresponde a estratos depositados en ambientes marinos someros y de llanura costera (WADELL 1982; VERGARA 1994). Este tren de ambientes depositacionales a través del tiempo ha sido asociado con cambios en el nivel del mar con un máximo ascenso registrado en el Cenomaniano tardío –Turoniano temprano. La parte superior del Grupo Guaduala depositada durante el Maastrichtiano Tardío al Terciario Temprano evidencia el levantamiento inicial de la Cordillera Central, ya que sus arenas presentan contenidos de chert hasta del 30 %. BELTRÁN & GALLO (1968) reportan fragmentos líticos metamórficos de hasta el 40 % en estas arenas. Esta discordancia dentro del Grupo

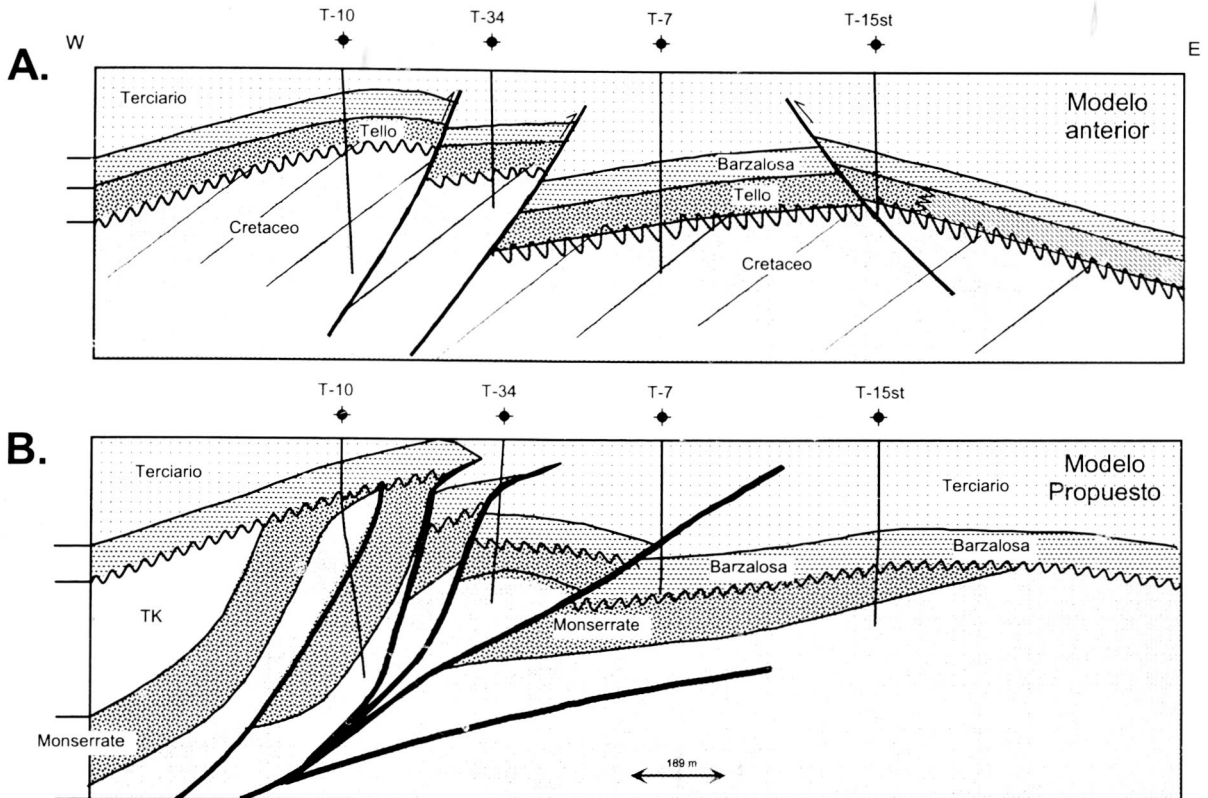


Fig. 3. Comparación del modelo (A) anterior y el (B) nuevo modelo geológico del Campo Tello. En el modelo anterior las arenas productoras tenían una geometría simple con bajos buzamientos y fuerte relación angular con los estratos cretáceos infrayacentes. En el nuevo modelo se presentan bajos y altos ángulos en la sección productora y hay contacto angular con la suprayacente Fm. Barzalosa. Datos de buzamiento (Fig. 10) y de registros eléctricos de pozo (Fig. 9) confirman estas repeticiones.

Guaduala es reconocible en el piedemonte de la Cordillera Central cerca al Campo La Cañada (al SE de Tesalia).

La mayoría de los estratos del Terciario consiste de secuencias molásicas asociadas con la evolución de las Cordilleras Central y Oriental. El Grupo Gualanday está compuesto de base a techo por las Formaciones Chicoral, Potrerillo y Doima las cuales yacen discordantemente sobre estratos más antiguos. En el Oligoceno predominó la erosión y/o la no deposición. En el área del Campo Tello, se presenta una fuerte discordancia angular. La deposición se reinicia en el Mioceno con los lodos (y algunas arenas) de la unidad Barzalosa depositados en ambientes lacustre y de llanuras aluviales. Los 70 centímetros basales de esta unidad son conglomerados lodo-soportados. Esta unidad no corresponde en tiempo a la Formación Barzalosa definida en el Norte de Girardot (BELTRÁN & GALLO 1968), pero este nombre es ampliamente usado en los campos del tren estructural de Tello donde constituye el sello de las acumulaciones de hidrocarburos

(Fig. 1). Estos lodos han sido penetrados por decenas de pozos del área alrededor del Campo Tello. Los corazones y rípios de esta unidad indican una edad Mioceno Temprano (Hocol, reportes internos). El suprayacente Grupo Honda está compuesto por arenas, lodolitas y conglomerados depositados en un ambiente de llanura aluvial de alta energía. La cubierta sedimentaria más joven está compuesta por conglomerados, flujos volcánicos, arenas tobáceas y limolitas en menor cantidad correspondientes al Grupo Huila (Formaciones Neiva y Gigante) de edad Mioceno Tardío.

SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA DE LA SECCIÓN PRODUCTORA

La secuencia productora de aceite en el Campo Tello está compuesta por areniscas cuarzosas con intercalaciones de lodolitas en la mitad inferior que ocurren sobre limolitas silíceas denominadas Chert Superior. Estas unidades corresponden a las denominadas como Formación Monserrate (BELTRÁN & GALLO 1968) o como

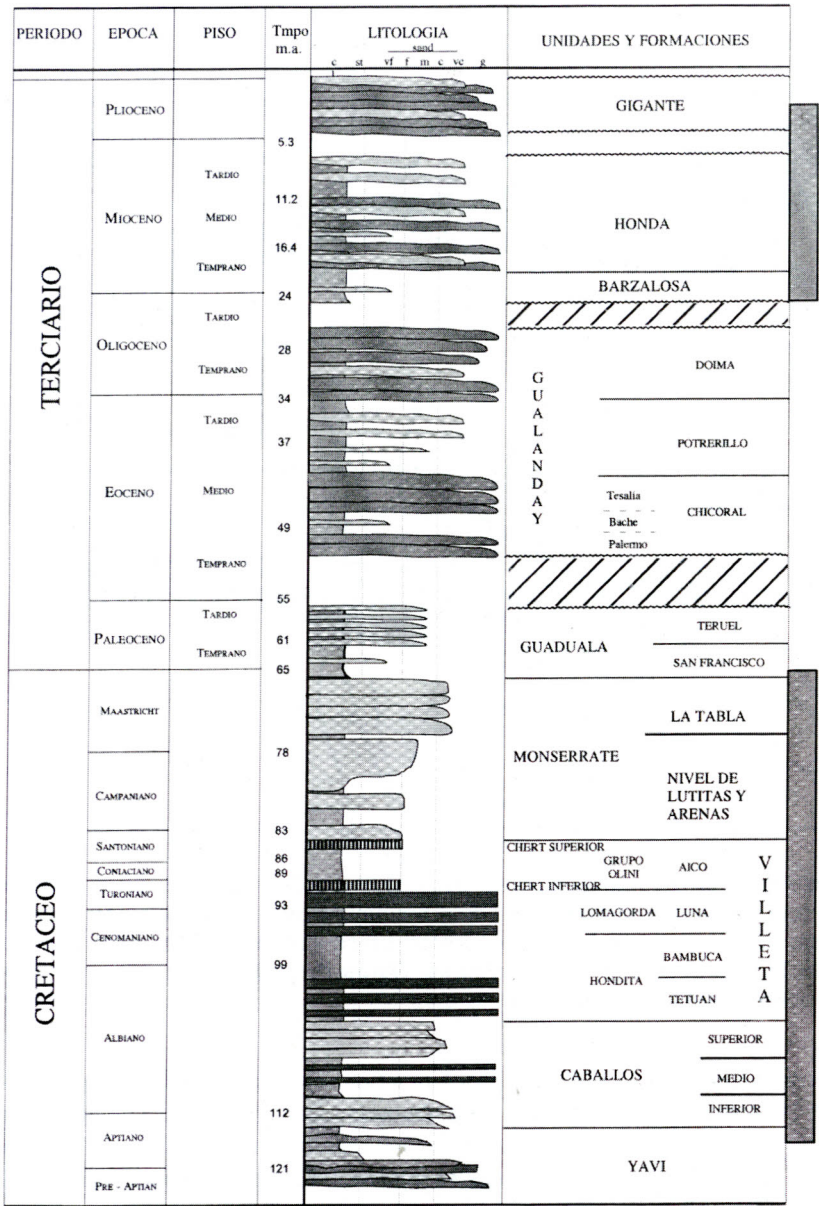


Fig. 4. Columna estratigráfica generalizada de la sub-cuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena. Se muestra la equivalencia entre los nombres de BELTRÁN & GALLO (1968) y VERGARA (1994). La columna de la derecha ilustra la sección presente en el Campo Tello.

Formaciones Nivel de Lutitas y Arenas y La Tabla (VERGARA 1994; ETAYO 1994). En todos los pozos del área esta unidad arenosa encima del Chert Superior se conoce con el nombre de Formación Monserrate. Tablas comparativas de las nomenclaturas usadas en el Valle Superior están publicadas en GUERRERO *et al* (2000)

y TCHEGLIAKOVA & MOJICA (2001). Como el rigor de la nomenclatura estratigráfica está más allá de los alcances de este trabajo, denominaremos a la sección arenosa por encima del “Chert Superior” como Formación Monserrate. Esta unidad es informalmente dividida en 4 miembros de base a techo: C, B3, B2

y B1. Las unidades C y B3 corresponden aproximadamente con la Formación Nivel de Lutitas y Arenas y las unidades B2 y B1 son equivalentes a la Formación La Tabla (VERGARA 1994; ETAYO 1994). Las facies sedimentarias y la estratigrafía de esta unidad fueron reconstruidas con base en 928 pies (283 m) de corazones de 5 pozos del Campo Tello y unos 800 pies (245 m) de secciones de superficie ubicadas al noroeste y occidente del campo (Fig. 1). Veintiún nuevos análisis bioestratigráficos de muestras de corazones indican una edad Campaniano-Maastrichtiano. Los análisis de muestras de ripios indican Cretáceo Superior y Mioceno Temprano, estos últimos debido a la contaminación por derrumbes de la sobreyacente Formación Barzalosa.

La base de la unidad Monserrate se coloca sobre el tope de una serie de limolitas silíceas, en capas delgadas (4-15 cm.) que forman paquetes de hasta 16 metros de espesor. Algunos autores denominan a este intervalo “Chert Superior” (BELTRÁN & GALLO 1968; BARRIO & COFFIELD 1992). Ocasionalmente se encuentran delgadas capas masivas o finamente laminadas de areniscas fosfáticas dentro de este intervalo. Restos de crustáceos, plantas y fragmentos de conchas son comunes a lo largo de los planos de estratificación. Estas limolitas silíceas (Chert Superior) se interpretan como depositadas en una plataforma marina somera (< 60 m), bien oxigenada y barrida por corrientes de fondo, muy probablemente mareales. Esta interpretación es similar a la propuesta por JARVIS (1992) y contrasta con el origen anóxico propuesto por otros autores (FOLLM *et al.* 1992). La presencia de abundantes y bien desarrolladas madrigueras confirma la presencia de oxígeno en este intervalo. Secciones equivalentes afloran a lo largo de la quebrada Bambucá, en el Campo Santa Clara

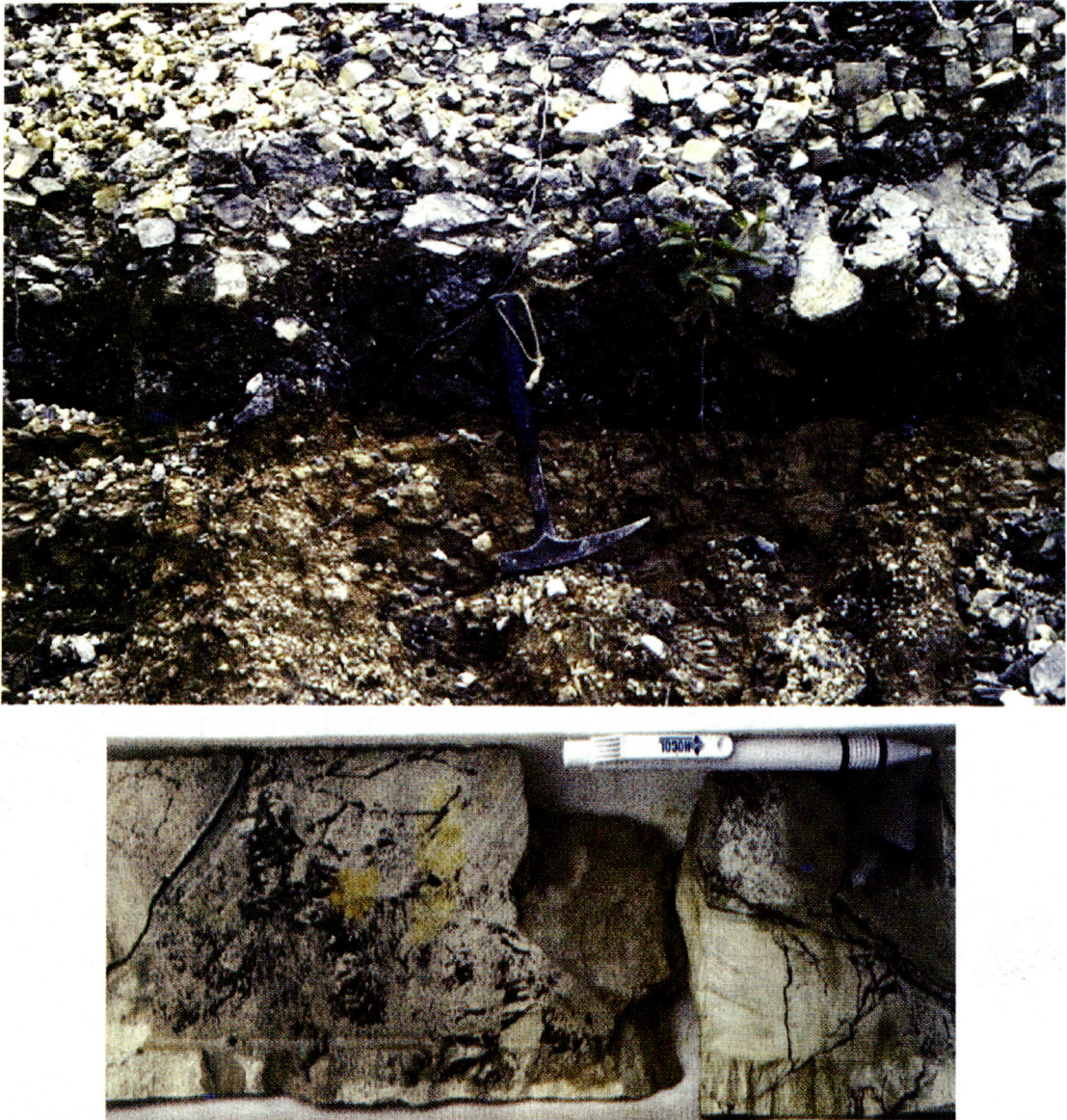


Fig. 5. Fotografías de facies representativas de las unidades de la Formación Monserrate. (A) Lodos pardo-amarillos con una delgada capa de carbón infrayaciendo las limolitas síliceas (“Chert Superior”) en la vía al Campo Santa Clara. (B) Lodos verdosos con posibles raíces y oxidación en paleosuelos. Este corazón es equivalente en tiempo a la foto A.

al occidente de Neiva y a lo largo de la vía Neiva-Yaguará. En la vía hacia el Campo Santa Clara se observan, infrayaciendo las limolitas síliceas, una serie de lodos pardo amarillentos que parecen representar lodos de planicie costera (Fig. 5A). En uno de los corazones, esta sección está representada por lodos verde-claros depositados en aguas someras, frescas o salobres. Localmente, se observan en estos corazones, intervalos con lodos rojizos que podrían corresponder a superficies de exposición subaérea (Fig. 5B). Estas evidencias indican que la sección

de limolitas síliceas corresponde a depósitos transgresivos y que su base correspondería a una superficie de inundación. Los fosfatos serían retrabajados durante la transgresión y por tal, ser traídos de zonas más profundas.

El miembro inferior “C” de la Formación Monserrate está compuesto localmente en su parte basal por ciclos grano-decrecientes de hasta 4 m de espesor que corresponden a ciclos grano decrecientes transgresivos que consisten de areniscas muy finas a finas con laminación horizontal y ondulitas de corriente (Figs. 6, 7).

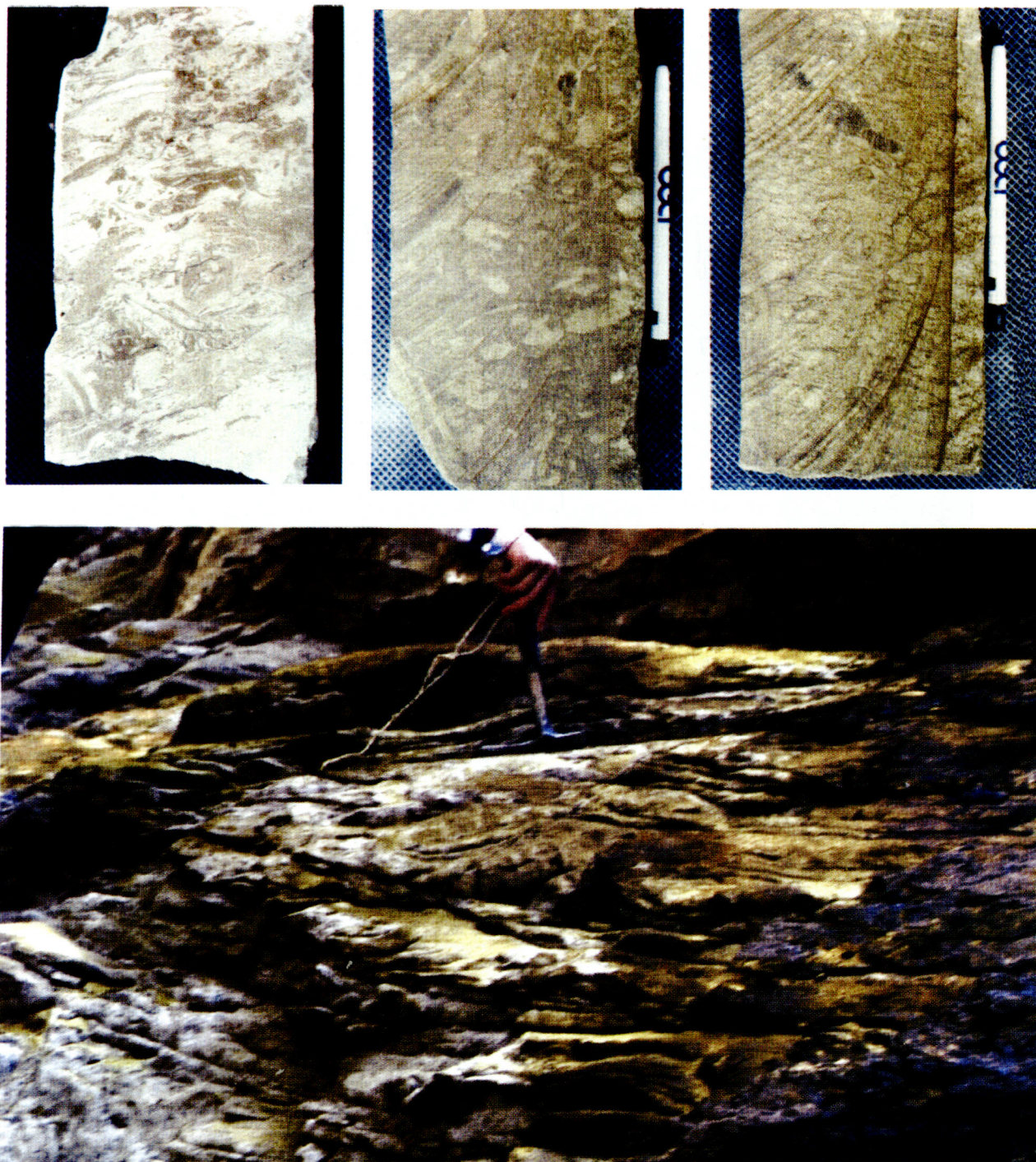


Fig. 5. Fotografías de facies representativas de las unidades de la Formación Monserrate. (C) Areniscas finas bioturbadas y con restos de conchas de la unidad C de la Fm. Monserrate. (D) Areniscas de grano medio a grueso altamente bioturbadas. Nótese la baja diversidad de madrigueras. (E) Sets de estratificación cruzada en artesa compuesta. Nótese los *sets* de menor escala sobre los *foresets* y buzando en dirección contraria. (F) (Página siguiente) Sets de estratificación cruzada de bajo ángulo en dirección contraria (*herringbone*). Las fotos E y F son en la sección de la Quebrada Bambucá (sección Aipe de VERGARA 1994).

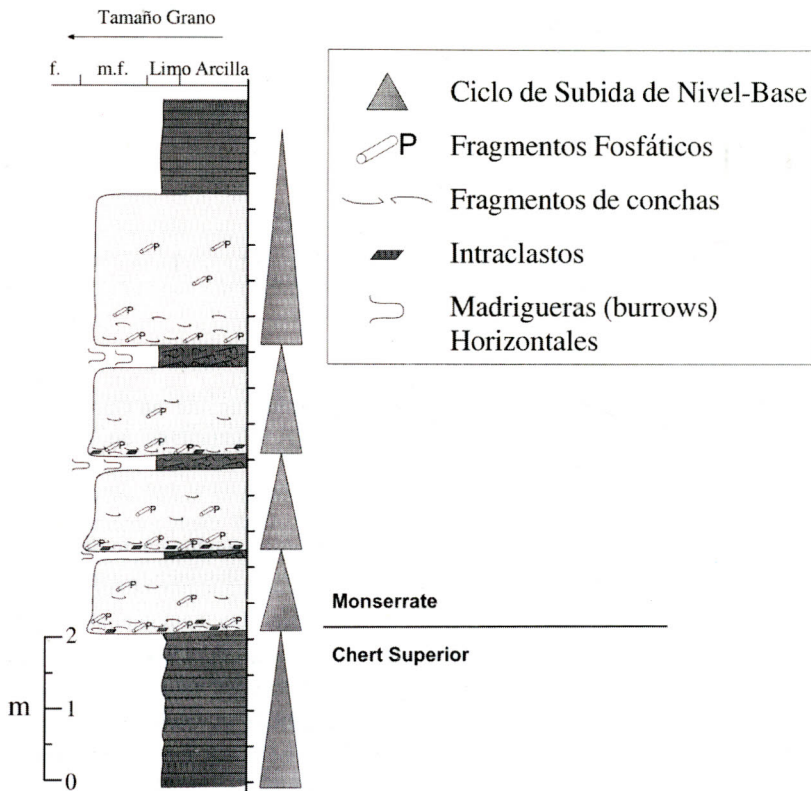


Fig. 6. Ciclos de la parte basal de la Formación Monserrate expuestos a lo largo de la vía a Yaguará cerca a la represa de Betania (sección de Betania de VERGARA 1994). Restos de conchas y fosfatos son comunes hacia la base de los ciclos y su abundancia y tamaño disminuyen hacia el tope. Localmente se observan también intraclastos de lodo hacia la base de las arenas, indicando el carácter erosivo de la base de los ciclos. El tope de las lodolitas presenta *Glossifungites*, que evidencia periodos de pausa en la sedimentación.

En la vía Neiva-Yaguará (sección de Betania de VERGARA 1994) se observan ciclos agradacionales grano-decrecientes. Fragmentos de conchas y fosfatos se encuentran “flotando” dentro de las areniscas y su tamaño y abundancia disminuyen de base a techo dentro de cada ciclo. Localmente, la laminación es totalmente destruida por bioturbación. La mayoría de estos ciclos terminan con delgadas capas de lodos bioturbados y finamente laminados. Algunas de las madrigueras en el tope de las lodolitas están rellenas de arenas y restos fosfáticos del ciclo suprayacente. En los afloramientos sobre la carretera a Palermo es común la presencia de *Thalassinoides* de 8-10 cm de diámetro en la base de estos ciclos agradacionales. En la sección basal de la Formación Monserrate los lechos (*lags*) de conchas, fragmentos fosfáticos y de intraclastos indican bases erosivas y la disminución de tamaño de grano de las arenas junto con la disminución de fragmentos “flotantes” indica una disminución progresiva de energía en el medio. La presencia de madrigueras rellenas de material del ciclo suprayacente (*Glossifungites*) indica “pausas” en la sedimentación al tope de cada ciclo y

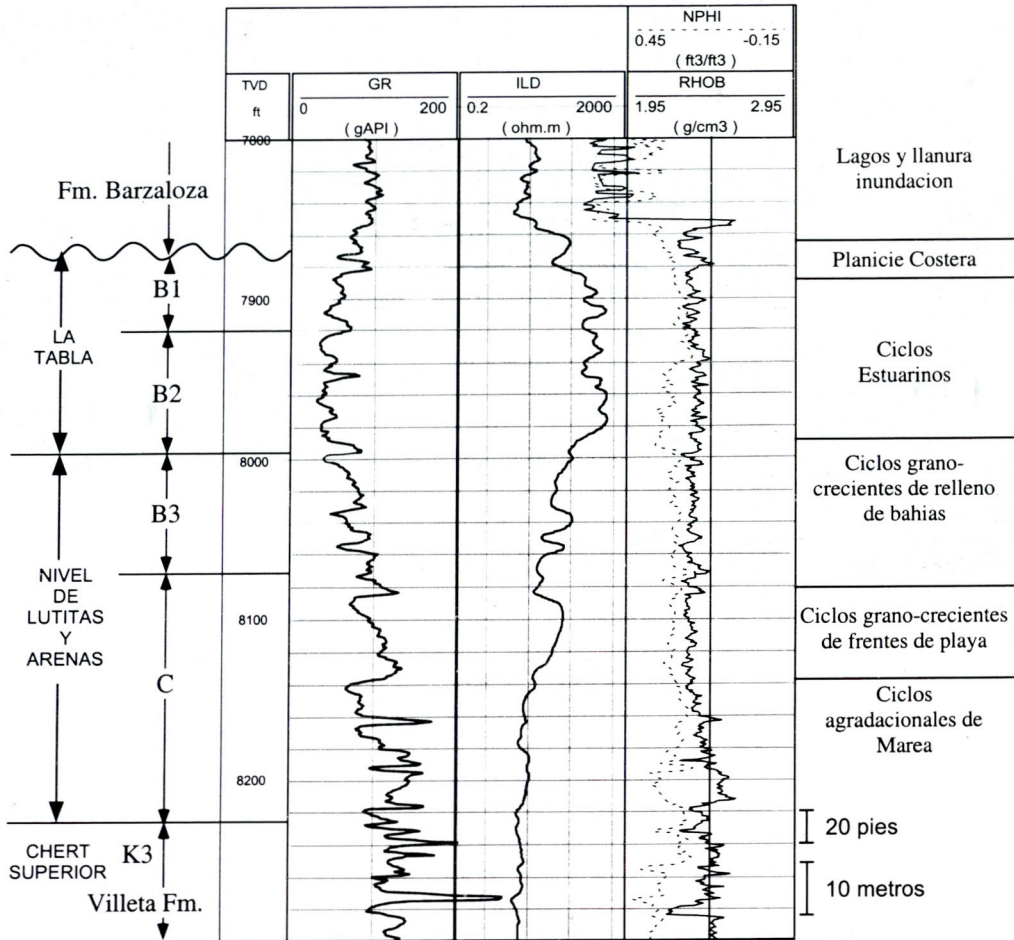


Fig. 7. Respuesta típica en registros eléctricos de la zona productora en el Campo Tello, donde se ilustran los miembros operacionales de la unidad Monserrate y la interpretación paleoambiental. A la izquierda se ilustra la equivalencia con las unidades de VERGARA (1994).

las madrigueras y fauna bentónica diversas soportan la presencia de oxígeno en el ambiente. Estos ciclos son muy similares a los descritos por O'BRIEN *et al.* 1981; RAO & NAIR 1988 y por JARVIS 1992, quienes los interpretaron como depósitos de plataformas marinas de corrientes de fondo fuertes y frecuentes y fondos bien oxigenados.

El otro tipo de ciclo observado en los miembros “C” y “B3” son los ciclos grano-crecientes de variado espesor (15-20 pies y 45-55 pies, Fig. 7). Estos ciclos están compuestos de base a techo por lodos con abundante bioturbación que pasan transicionalmente a areniscas muy finas y finas, masivas o con abundante bioturbación. La diversidad y abundancia de las madrigueras son altas en toda la secuencia (Fig. 5C) y las facies más comunes son *Zoophycos*, *Asterosoma*, *Chondrites* y *Cylindrichnus*, lo cual indica condiciones de bajo estrés para los organismos

bentónicos. Estos ciclos son interpretados como depósitos de mar abierto de frente de playa (*shoreface*) y relleno de bahías.

En el corazón del pozo Tello-4 se observan intervalos delgados (32 pies) de areniscas con abundantes fragmentos de conchas (en su mayoría ostras) separando ciclos grano-crecientes. Más al norte, en los corazones del Campo Palogrande, estos ciclos fosilíferos son casi tan espesos (20-40 pies) como los ciclos grano-crecientes descritos arriba. Estos intervalos fosilíferos corresponden a ciclos transgresivos depositados durante periodos de subida de nivel base.

El miembro “B2” en la parte superior de la Formación Monserrate consiste de ciclos grano-decrecientes (Fig. 7) compuestos de areniscas de grano grueso a medio,

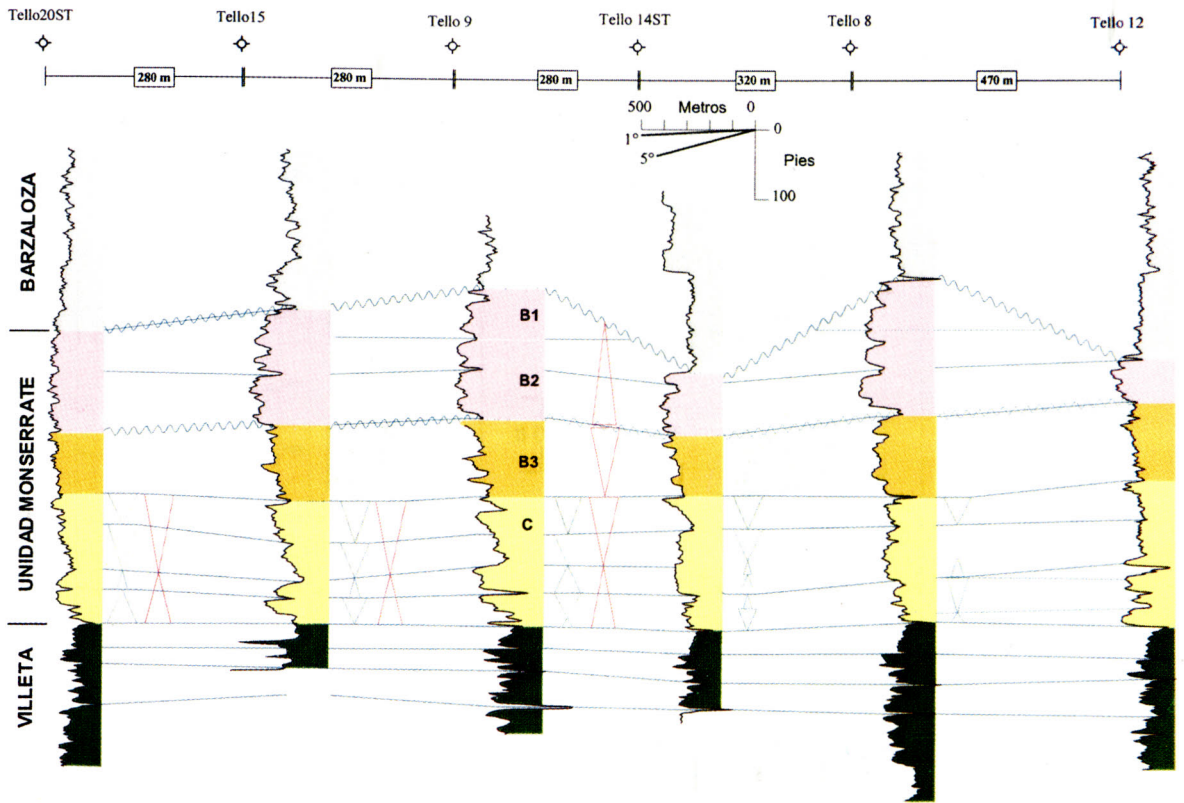


Fig. 8. Correlación estratigráfica de registros de Rayos Gamma en sentido Norte-sur a través del campo Tello mostrando la continuidad de la unidades estratigráficas definidas. Las unidades C y B3 corresponden al Nivel de Lutitas y Arenas y las unidades B2 y B1 a La Tabla de VERGARA (1994). Nótese la marcada erosión al tope del B1.

intensamente bioturbadas y carentes de estructuras sedimentarias físicas en los corazones del Campo Tello (Fig. 5D). Localmente, los ciclos terminan en capas delgadas de areniscas arcillosas o en lodolitas. Las madrigueras son muy abundantes pero de baja diversidad observándose solo *Techinus* y *Cylindrichnus* en los corazones y algunas *Ophiomorpha* en afloramiento. La baja diversidad de madrigueras y el tipo de dinoflagelados presentes indican condiciones marinas restringidas. En la sección de la quebrada Bambucá (sección de Aipe de VERGARA 1994), se observa estratificación cruzada plana de alto ángulo en *sets* de hasta 1.6 m de espesor y estratificación cruzada en artesa en *sets* de hasta 50 cm de espesor. Algunos de los *sets* de estratificación cruzada exhiben estratificación cruzada de menor escala (más pequeños) en dirección opuesta, esto es, *sets* subiendo a lo largo de los *foresets* más grandes (Fig. 5E). Además, las paleocorrientes medidas en capas consecutivas presentan direcciones opuestas, en geometría muy similar a estructuras de “espina de pescado” (*herringbone*) (Fig. 5F). Localmente se observan lodos cubriendo la parte inferior de los *foresets* de estratificación cruzada. Todas estas

observaciones evidencian un ambiente mareal de alta energía para los depósitos del miembro “B2”. Estratos del miembro “B1” no están preservados en los afloramientos descritos en este estudio y no han sido corazonados a la fecha.

Correlaciones estratigráficas de alta resolución fueron construidas usando todos los pozos del Campo Tello. La Fig. 8 muestra una sección Norte-Sur a través del campo, en la cual podemos notar la buena correlación de la mayoría de los ciclos. Los cambios fuertes en el espesor de las unidades B2 y B3 evidencian el carácter erosivo del tope de la Formación Monserrate. Además, en esta posición hay una fuerte relación angular con los estratos de lodolitas de la suprayacente Formación Barzalosa. Basados en esta subdivisión detallada de la Formación Monserrate fue posible la identificación de secciones repetidas en los pozos analizados. La Fig. 9 muestra secciones duplicadas por fallas de bajo ángulo en los pozos T-23 y T-28 en las cuales se nota la buena correlación entre los ciclos presentes a diferentes profundidades dentro de un mismo pozo. La secuencia basal del pozo T-28 correlaciona con la primera

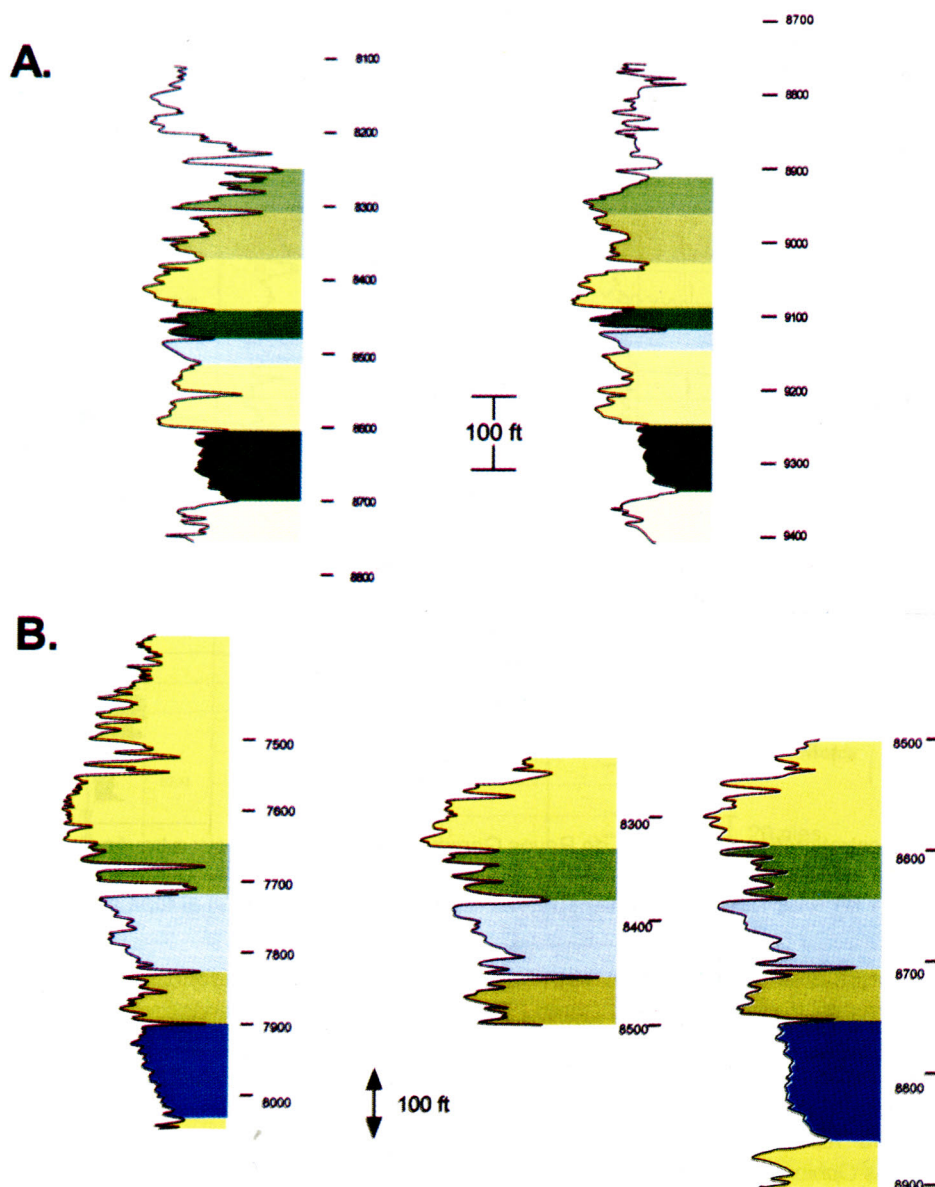


Fig. 9. Correlaciones detalladas entre secciones repetidas por fallas de cabalgamiento de bajo ángulo en los pozos (A) Tello-23 y (B) Tello-28. Datos de buzamiento ilustrados en la Fig. 10 soportan esta interpretación. Los intervalos del pozo T-23 son los marcados como A y B en la Fig. 10 y los intervalos repetidos del pozo T-28 son los marcados como E, C y F en la Fig. 10.

repetición encontrada en el pozo T-23. Los datos de buzamiento (dipmeter) corroboran estas repeticiones (Fig. 10). Nótese que la relación de buzamientos arriba y abajo de la discordancia al tope de la Formación Monserrate a través del Campo Tello es variable. En general hacia el oeste del campo la relación angular es mayor (Fig. 10A & B) y hacia el este no hay mayor diferencia entre los buzamientos de la Formación Barzalosa y las arenitas de

la Formación Monserrate (Fig. 10C & D).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL CAMPO TELLO

El Campo Tello esta compuesto por una serie de anticlinales de yuxtaposición parcial (*partly overlapping anticline*) que involucran las Formaciones Lomagorda, Olini, nivel de lutitas y arenas y La Tabla (unidades Villeta y Monserrate). En total hay cinco láminas de cabalgamiento,

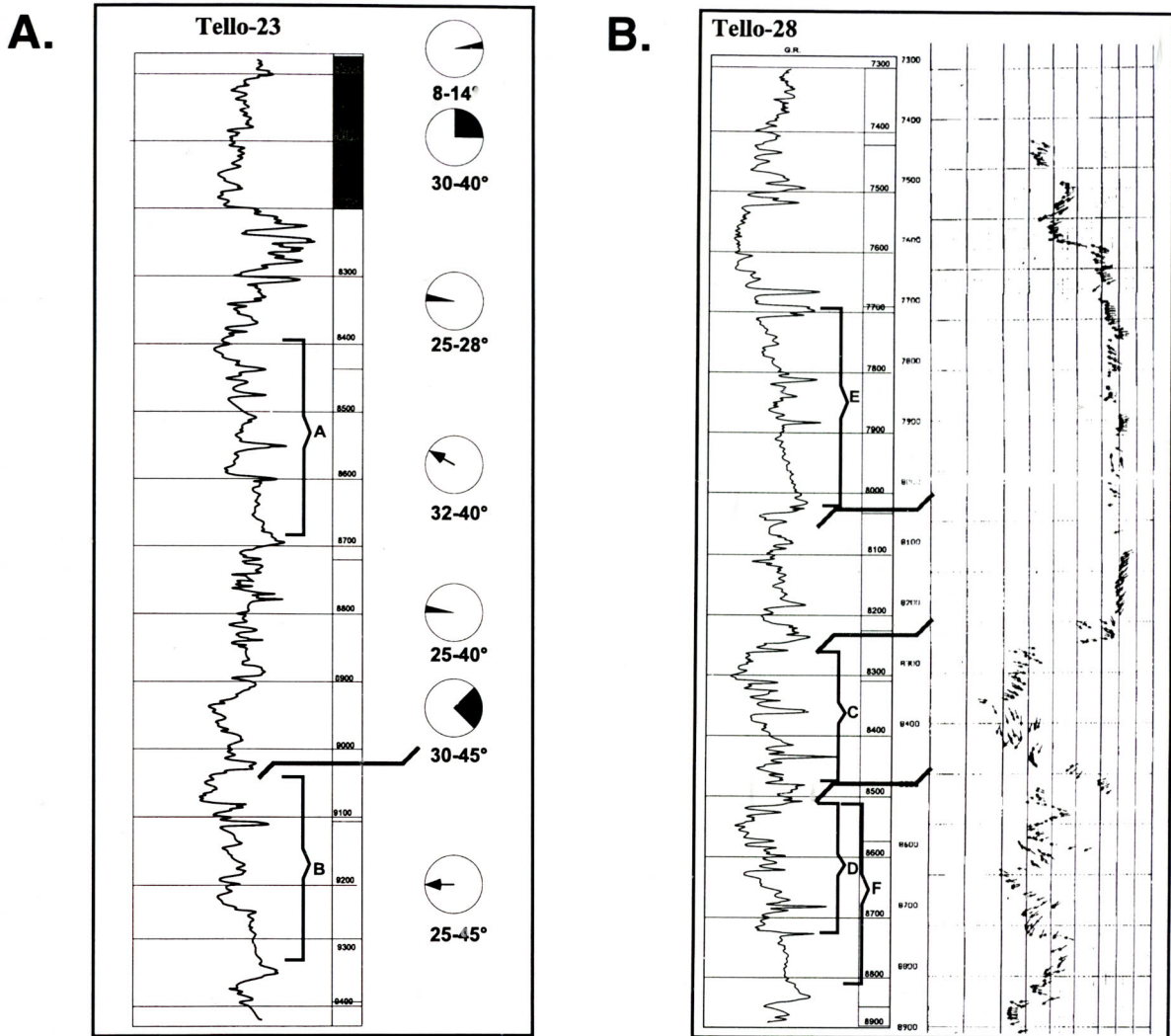


Fig. 10. Perfiles verticales de buzamiento que ilustran las diversas relaciones estructurales presentes en el Campo Tello. Los pozos (A) T-23 y (B) T-28 muestran cambios drásticos en buzamiento al cruzar las fallas inversas (secciones repetidas en Fig. 9).

denominadas de Este a Oeste: A, B, C, D y E. Una estructura anticlinal con cabeceo doble hacia el Norte y el Sur se encuentra asociada a cada lámina de cabalgamiento (Fig. 2).

La Fig. 11 contiene tres secciones sísmicas que ilustran la geometría del Campo Tello. Las cinco láminas de cabalgamiento se interpretan como pliegues por flexión de falla (*fault bend folds*) en un arreglo de anticlinales yuxtapuestos parcialmente (*partly overlapping anticline*). El relieve estructural del campo aumenta hacia el retopais (*hinterland*) siendo el imbricado E (más occidental) el que presenta un mayor relieve estructural. Esta lámina de cabalgamiento preserva solo el flanco posterior (*backlimb*) y ha sido erodado el yacimiento (B1, B2, B3, C) al nivel del eje de la estructura. Este cabalgamiento corresponde a

un pliegue por propagación de falla secundario, formado a partir de un pliegue por flexión de falla (*fault bend fold*) inicial. Aunque en la mayoría de las láminas, la parte superior del bloque colgante ha sido erodada, se asume que los desplazamientos entre estas láminas son relativamente bajos. Este arreglo geométrico indica que la estructura general de Tello es un dúplex inclinado hacia el antepais (*foreland sloping duplex*).

Como se observa en las secciones sísmicas (Fig. 11), la porción oriental del Campo Tello (lámina A) presenta la erosión más profunda llegando a poner en contacto angular las unidades Villeta y Caballos y el basamento pre-Cretáceo con los lodos de la Formación Barzalosa. Esta geometría monoclinas corresponde al flanco posterior (*back limb*) de un pliegue por flexión de falla (*fault-bend fold*). La

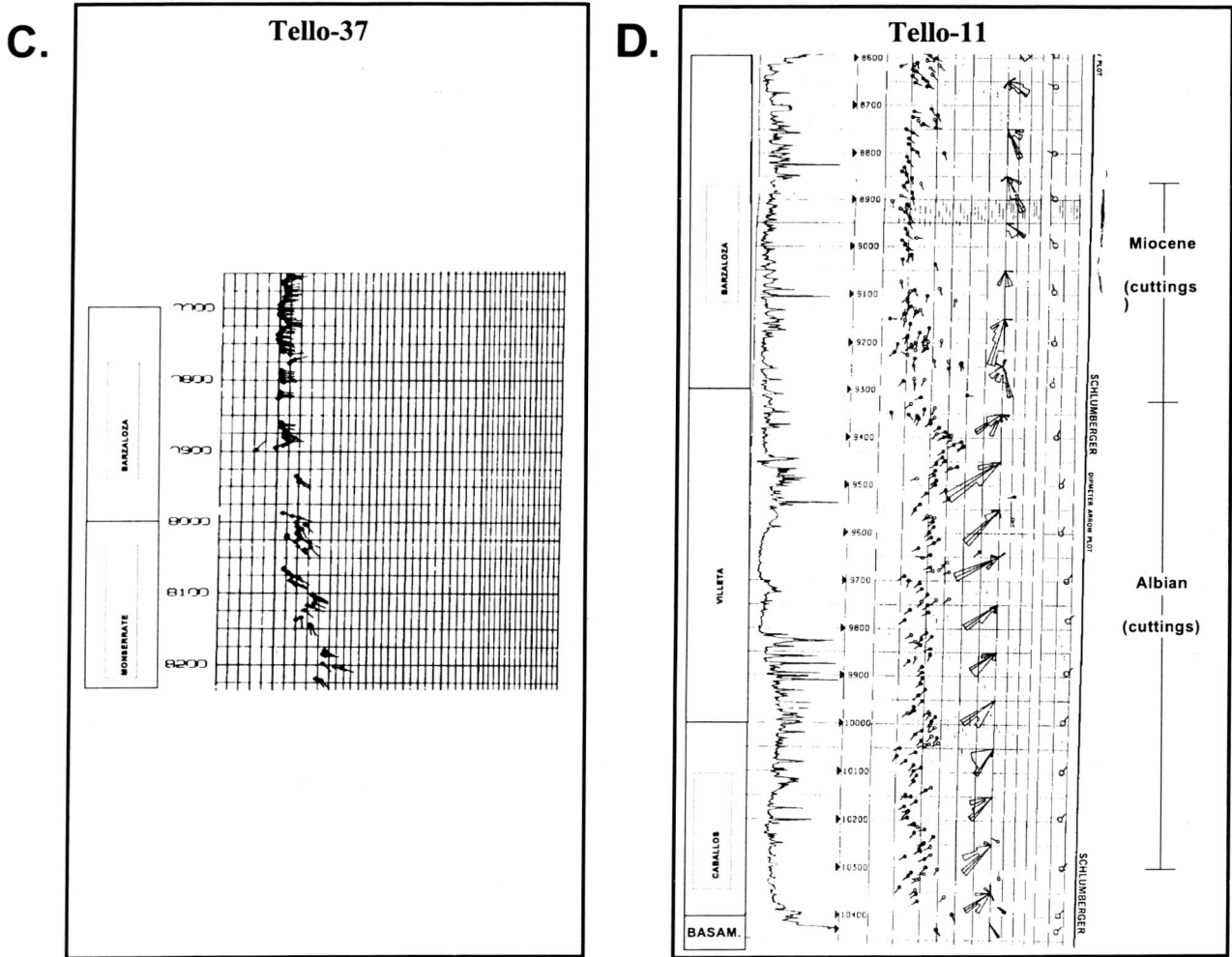


Fig. 10. Perfiles verticales de buzamiento que ilustran las diversas relaciones estructurales presentes en el Campo Tello. El pozo (C) T-37 muestra la concordancia presente en el eje de la estructura. El pozo (D) T-11 ilustra el caso de no presencia de las areniscas de Monserrate, pero en el cual hay clara relación angular entre las lodolitas de Barzalosa y Villeta.

menor preservación de sección en este flanco cuyo relieve estructural es menor indicaría que esta estructura (lámina A), asociada a una falla más profunda, es más antigua que la deformación imbricada del costado occidental (láminas E, D, C) del campo.

De los pliegues por flexión de falla en el costado occidental (láminas E, D, C, B) la lámina B es la que mejor preserva el flanco frontal del pliegue, pero al igual que las anteriores, la erosión más profunda se observa a lo largo del eje de la estructura que no es hoy en día el punto estructuralmente más alto.

La fuerte relación angular presente entre las Formaciones Barzalosa y Monserrate, además de la erosión del reservorio al nivel del núcleo de las estructuras evidencian un primer ciclo de deformación Pre-Barzalosa. La deformación posterior afectó las lodolitas de la

Formación Barzalosa y la parte basal del Grupo Honda. Los sedimentos de la sección media y superior del Grupo Honda no se encuentran afectados debido al carácter creciente de los cabalgamientos al tiempo de la depositación del Honda Basal, dando lugar a cabalgamientos ciegos (*blind thrust*).

EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

Varios autores han publicado acerca de la compleja geología estructural del Valle Superior del Magdalena. Entre estos, algunos como BUTLER & SCHAMEL (1987), se han concentrado en la evolución de la sub-cuenca de Neiva. Ellos interpretan el Sistema de Fallas de Chusma como una serie de cabalgamientos de vergencia hacia el Este, que involucran basamento y de planos de falla de moderado a alto ángulo. Ellos propusieron que el plegamiento y el fallamiento inverso migró hacia el Este

desde el Eoceno Tardío hasta el Oligoceno. De acuerdo con BUTLER & SCHAMEL (1987), en la parte norte del Sistema de Fallas de Chusma (campos Santa Clara y Tello) los cabalgamientos de ángulos moderadamente altos, se aplanan hacia arriba en superficies de despegue dentro de las lodolitas de la Formación Villeta y se ramifican hacia arriba dentro de los estratos pre-Miocenos formando abanicos imbricados posteriores (*trailing imbricate fans*, Fig. 12A).

Basados en el estudio regional de líneas sísmicas en los alrededores de los campos Tello y Santa Clara se observan algunas diferencias con la interpretación estructural regional existente (por ejemplo, BUTLER & SCHAMEL 1987). Para resaltar los nuevos conceptos estructurales describimos a continuación una sección estructural regional desde el Campo Santa Clara hasta el piedemonte de la Cordillera Oriental cercana y paralela a la sección de BUTLER & SCHAMEL (1987) (Fig. 12B).

El anticlinal que forma el Campo Santa Clara, que se expresa en superficie como una estructura menor, es en realidad el resultado de una serie de anticlinales independientes yuxtapuestos completamente a modo de antiformal apilado (*antiformal stack*). Cada bloque cabalgante (*horse*) involucra rocas pre-cretáceas y estratos de las Formaciones Caballos y Villeta. Dentro de la parte media-inferior de la unidad Villeta (Formaciones Tetuan u Hondita) se localizan los puntos de ramificación frontales (*leading branch points*, BUTLER 1987) en los cuales convergen las fallas que separan los bloques cabalgantes apilados (Fig. 12B). Esto implica que la sección media-superior de la unidad Villeta (Formación Lomagorda) y los estratos más jóvenes forman la secuencia de techo (*roof sequence*) de esta estructura. En la Figura 12B se observa además, que en estos puntos de ramificación frontales, se originan nuevas rampas a partir del cabalgamiento de techo que rompen y dividen la secuencia de techo (a modo de *breached duplex*), lo cual aparta esta sección de los modelos teóricos y tradicionales para un cabalgamiento de propagación hacia adelante (*break forward sequence*). Adicionalmente, la posible generación de láminas que entierran las escamas de cabalgamiento infrayacentes, pudo impedir el desarrollo de secuencias de techo pasivas en retrocabalgamientos (*passive roof and backthrusting*, MORLEY 1986).

Estas evidencias indican que la secuencia de evolución de este sistema de cabalgamiento es de propagación hacia atrás (*break-back sequence*, según BUTLER 1987), o que al menos hubo eventos de reactivación tectónica diferencial de cada una de las escamas de cabalgamiento. Otra posible alternativa, la del cabalgamiento sincrónico, no es aplicable en este caso, pues las láminas de cabalgamiento

fuera de secuencia originadas en la Formación Villeta no parecen estar notoriamente separadas de la sección repetida o secuencia dúplex (JADOON *et al.* 1994). Estos arreglos geométrico y cinemático tienen relevancia y fuertes efectos en la disposición y en la evolución en el tiempo de la estructura del Campo Tello, así como también en su relación con la discordancia del Oligoceno a la base de la Formación Barzalosa y el Grupo Honda.

Esta implicación resulta clara cuando se asocia la estructura del Campo Tello como parte de la secuencia de techo que resulta, principalmente, de la evolución del sistema apilado de Santa Clara o sea la secuencia dúplex, moviéndose en dirección del antepaís (*foreland*). La estructura de Tello emerge también en la misma dirección a modo de un nuevo sistema rampa-rellano (*flat-ramp*) después de haberse desplazado algunos kilómetros. Por esta razón se puede denominar a Tello y su secuencia dúplex asociada como una estructura de techo alóctona emergente (*Emergent Allocthonous Roof Sequence*, BOYER & ELLIOTT 1982), o como una zona frontal de anticlinal en rampa. Este tipo de estructuraciones compensa acortamientos diferenciales llevados a cabo en diferentes "pisos" tectónicos a través de la secuencia ígneo-sedimentaria, con lo cual se abandona el uso independiente de los términos de escamación gruesa (*thick skin*) y delgada (*thin skin*), al menos para esta zona de la cuenca.

Con respecto a la edad de la deformación, podemos afirmar que en el área se pueden definir claramente, al menos, dos períodos de deformación. El primero generó las fallas inversas que levantaron la parte central de la cuenca (a la altura del Campo Tello) y formaron el monoclinal, profundamente erosionado debajo de Tello y del cual sólo se preserva el limbo posterior (*back limb*). Este evento causó la erosión de parte de los sedimentos de las Formaciones Monserrate, Villeta y Caballos, los cuales están en contacto directo con los estratos del Mioceno. Posteriormente se desarrollaron los dúplex del área de Santa Clara, los cuales a su vez deformaron los estratos cretáceos al Este del frente de cabalgamiento, para compensar el acortamiento generado por el apilamiento en el área de Santa Clara. Esta compensación generó fallas de bajo ángulo en la secuencia sedimentaria que causaron la deformación presente hoy día en el Campo Tello. Esta deformación más reciente es simultánea con el inicio de la deposición de la Formación Honda. Como se observa en la Fig. 12B, hay un marcado contraste en los buzamientos de los estratos basales de la Formación Honda, pliegues amplios y bajos buzamientos en el área del Campo Tello y fuerte plegamiento y altos ángulos al frente del antiformal apilado de Santa Clara. Esto confirma el modelo propuesto de desarrollo de los cabalgamientos por propagación hacia atrás (*break back-ward sequence*) y por reactivación de las fallas más antiguas.

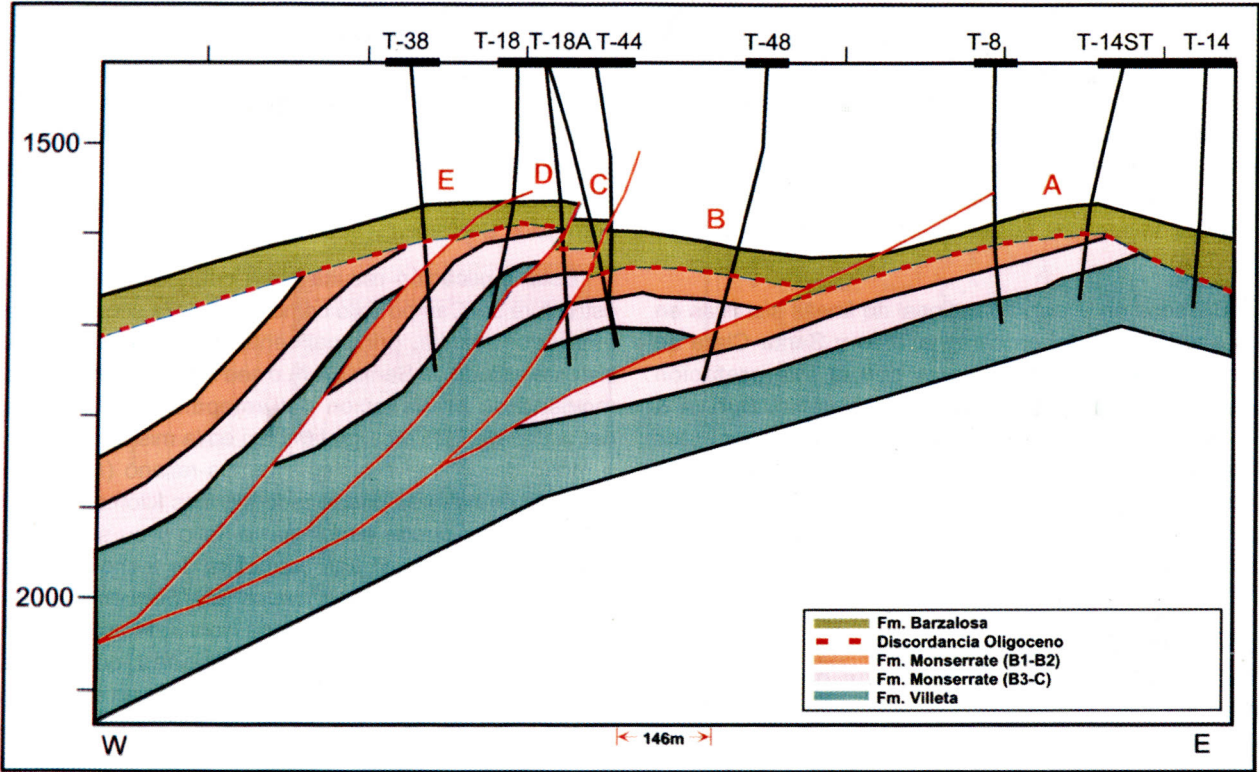


Fig. 11A

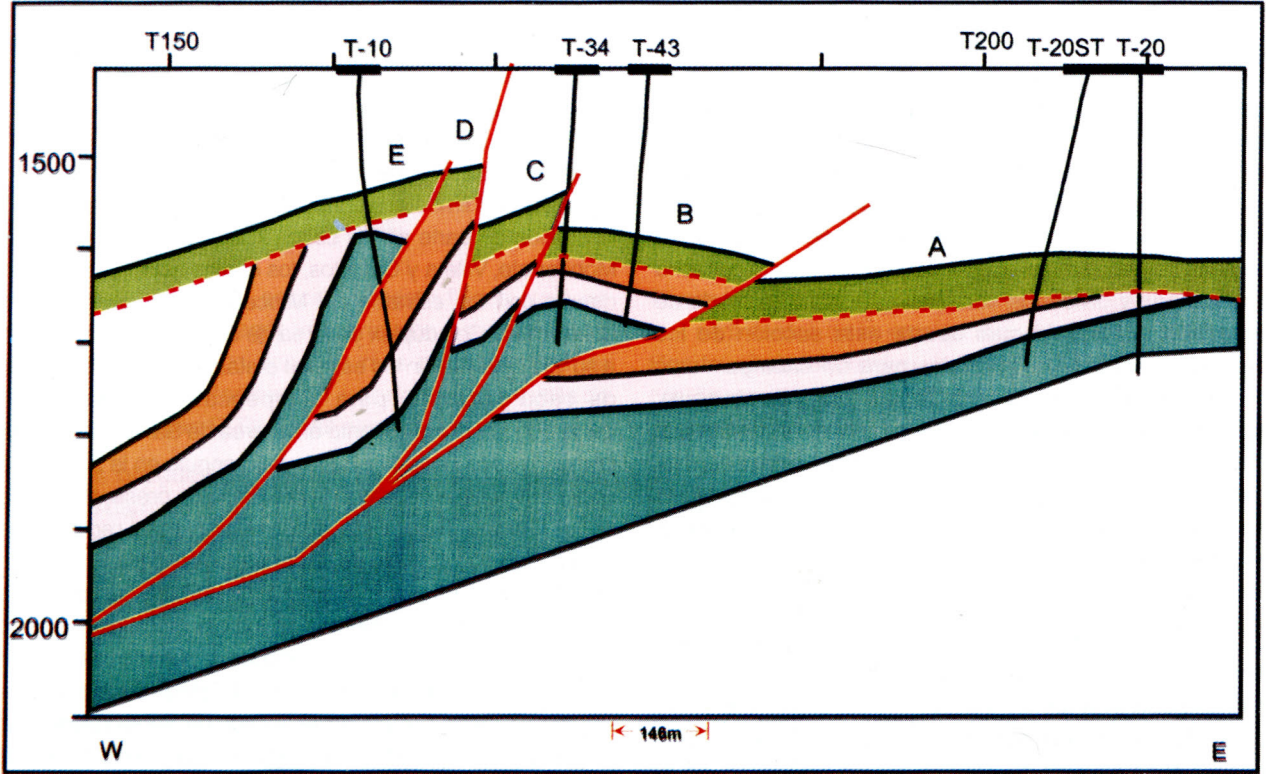


Fig. 11B

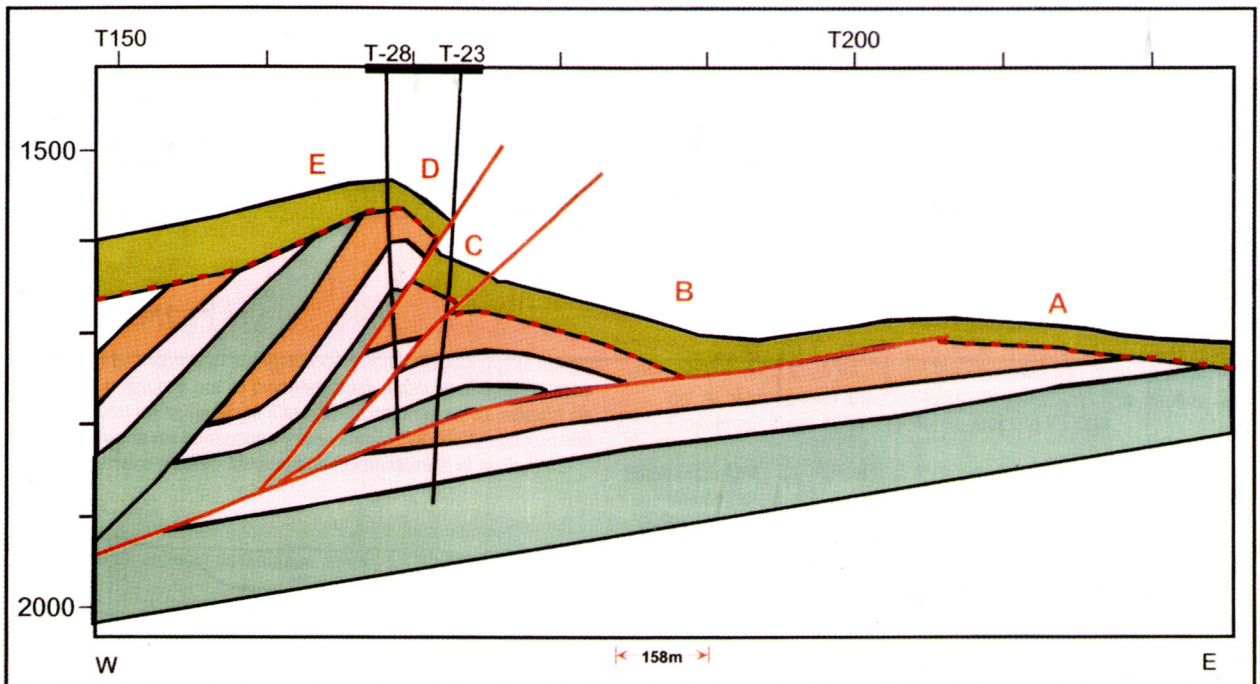


Fig. 11C

Fig. 11. Secciones sísmicas a través del campo Tello. (A) En la lámina A se observa el truncamiento del reservorio contra la Formación Barzalosa. Note la sección atravesada por los pozos T-14 y T-14ST que sustentan este truncamiento. Las letras A, B, C, D y E se refieren a las láminas de cabalgamiento tratadas en el texto. **(B)** El relieve estructural aumenta hacia el Oeste. La sísmica no refleja los altos buzamientos asociados a las láminas D y E, pero los registros y buzamientos en los pozos prueban la geometría propuesta. Nótese el truncamiento del yacimiento entre los pozos T-20ST y T-20. **(C)** La sección repetida más profunda de la Formación Monserrate en el T-28 correlaciona con la primera repetición del T-23 (ver Figs. 9 & 10). Ver localización de las líneas en la Fig. 2.

Trabajos más detallados ayudarán a dilucidar esta hipótesis.

DINÁMICA DEL YACIMIENTO

Con base en el nuevo concepto geológico se construyeron modelos de simulación por lámina cuyos objetivos son el evaluar la distribución del aceite inicial a través de las principales unidades geológicas, determinar los mecanismos de desplazamiento del yacimiento y su comportamiento.

El nuevo modelo estructural ha permitido integrar una filosofía de desarrollo por etapas, en donde cada lámina de cabalgamiento se ha analizado independientemente, teniendo en cuenta diferentes contactos agua-aceite y la integridad sellante de las fallas.

La filosofía de desarrollo del campo tiene como metas (1) maximizar el recobro de reservas; (2) maximizar la utilización de los activos existentes (instalaciones y pozos); (3) reducir los costos de operación del campo; (4) mantener

o aumentar la integridad de los activos de acuerdo con el ciclo de vida del negocio; y ejecutar las operaciones de desarrollo y explotación dentro de los máximos estándares de salud y seguridad industrial.

Siguiendo una filosofía de desarrollo por etapas, se han realizado a la fecha dos modelos de simulación: uno para la lámina A y otro para las láminas B y C en conjunto. Las láminas B y C se evaluaron conjuntamente previendo una posible comunicación entre las mismas.

Para el modelo de simulación, los parámetros de ajuste histórico fueron el corte de agua de los pozos y la presión de yacimiento a través del tiempo. La distribución de la permeabilidad constituye la variable más sensible del proceso de ajuste histórico. La falta de información de corazones dificulta el entendimiento del grado de heterogeneidad en las direcciones horizontal y vertical. Por esta razón fue necesario incorporar toda la información disponible y correr varios casos, para definir la distribución inicial de la permeabilidad.

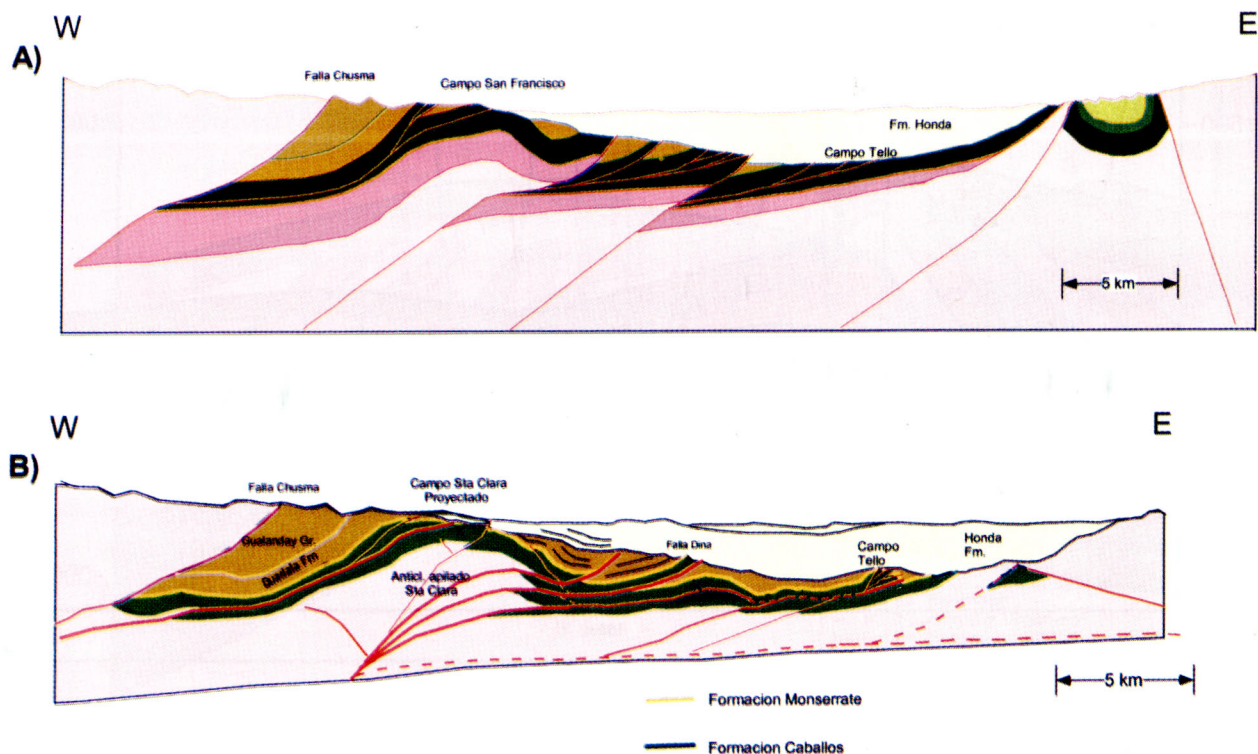


Fig. 12. Secciones estructurales regionales esquemáticas a través de la sub-cuenca de Neiva de (A) BUTLER & SCHAMEL (1988) y (B) de este estudio. Nótese la diferencia en el estilo tectónico y la clara relación de las fallas de basamento con las de despegue cretáceo en nuestro modelo.

En general, el modelo presenta una entrada prematura de agua a los pozos que puede estar asociada a efectos de dispersión numérica o a cambios locales de la permeabilidad relativa. No obstante, el ajuste histórico en términos generales se considera bueno, generando resultados ligeramente conservadores en cuanto al incremento del agua en los pozos y por ende a las reservas totales asociadas.

Como resultado de los estudios geológicos y de simulación, se identificaron oportunidades para incrementar la producción de aceite y las reservas recuperables en el Campo Tello. Estas oportunidades se consolidaron en un plan de desarrollo que incluyó la perforación de pozos productores e inyectores, la ampliación de las instalaciones de superficie y el desarrollo de la región occidental del campo, considerada como un potencial adicional. Las reservas recuperables adicionales asociadas con este plan se estiman en 26 millones de barriles de aceite.

Durante los años 1998, 1999 y 2000 se han perforado seis pozos productores y un pozo inyector, que confirman la validez de los modelos geológico y de simulación. La producción de aceite se ha incrementado desde 4700 BAPD

a inicios del año 1998 hasta alrededor de 14,000 BAPD en Diciembre de 2000. Este es sin duda un esfuerzo importante por reactivar un campo de más de 26 años de producción y constituye un ejemplo para incrementar la producción en campos maduros.

CONCLUSIONES

Con base en la integración e interpretación de una buena base de datos de subsuelo se presenta una interpretación de la evolución paleoambiental de la unidad Monserrate. Así mismo, se propone un modelo estructural para el Campo Tello y un modelo de evolución tectónica en el área de Neiva.

El Campo Tello es un campo maduro que ha producido durante aproximadamente 26 años. La revisión de los datos disponibles y el estudio de la vida del campo, presentados en este documento, demuestra que la integración de múltiples herramientas geológicas y de yacimientos permite reactivar la potencialidad de un campo maduro. La mejor definición de los modelos estratigráfico y estructural y su integración al modelo dinámico del yacimiento en el Campo

Tello permitió la identificación de oportunidades para incrementar la producción de aceite y las reservas recuperables de aceite, en 9000 BAPD y 26 millones de barriles de aceite respectivamente. Estos incrementos están relacionados con la perforación de pozos en áreas parcialmente drenadas y con la implementación de un programa de mantenimiento de presión con inyección de agua.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a Hocol por el apoyo dado a este trabajo y por el permiso para publicar. Agradecemos la colaboración de la geóloga Claudia Contreras en la edición de las descripciones de corazones y las correlaciones. Agradecemos a Javier Guerrero y Jairo Mojica sus comentarios al texto.

REFERENCIAS

- ACIPET (1998): Boletín estadístico mensual, Marzo 1998.
- BARRIO, C.A. & COFFIELD, D.Q. (1992): Late Cretaceous stratigraphy of the Upper Magdalena Basin in the Payandé-Chaparral segment (western Girardot Sub-Basin), Colombia.- *Journal of South American Earth Sciences*, V. 5, No. 2, 123-139.
- BELTRÁN, N. & GALLO, J. (1968): The geology of the Neiva Sub-basin, Upper Magdalena Basin, southern portion.- In: *Geological field trips, Colombia 1958 -1978, ACGGP (1979)*. 253-275.
- BOYER, S. & ELLIOTT, D. (1982): Thrust Systems.- *A.A.P.G. Bulletin*, V. 66, No 9, 1196-1230.
- BUTLER, K. & SCHAMEL, S. (1988): Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia.- *Journal of South American Earth Sciences*, V. 1, No. 1, 109-120.
- BUTLER, R.W.H. (1987): Thrust Sequences.- *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 144, 619-634.
- DIAZ, L. (1994): Reconstrucción de la cuenca del Valle Superior del Magdalena a finales del Cretáceo.- En: Etayo, F., *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- ETAYO, F. (1994): The Aptian Santonian Ammonite Sucession in Upper Magdalena Valley, Colombia.- *Capitulo XIX*. 1-3, *Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- JARVIS, J. (1992): Sedimentology, geochemistry and origin of phosphatic chalks: the Upper Cretaceous deposits of NW Europe.- *Sedimentology* V. 39, 55-97.
- FLOREZ M. & CARRILLO, G. (1994): Estratigrafía de la sucesión litológica basal del cretácico del Valle Superior del Magdalena.- En: Etayo, F., *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- FOLLM, K.B. ET AL. (1992): Cyclic phosphate-rich successions in the upper Cretaceous of Colombia.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 93, p. 151-182.
- GUERRERO, J., SARMIENTO, G. & NAVARRETE, R., (2000): The stratigraphy of the W side of the Cretaceous Colombian Basin in the Upper Magdalena Valley. Revaluation of selected areas and type localities including Aipe, Guaduas, Ortega and Piedras.- *Geología Colombiana*, 25, p. 45 - 104.
- JADOON, I., LAWRENCE, R. & LILLIE, R. (1994): Seismic Data, Geometry, Evolution, and Shortening in the active Sulaiman Fold-and-Thrust Belt of Pakistan, Southwest of The Himalayas.- *A.A.P.G. Bulletin*, v.78, No 5, P. 758-774.
- JIMENO, A. & GUEVARA, C. (1976): Contribución a la estratigrafía de la Formación Post-Payandé y cartografía al sur de Coyaima.- Tesis Univ. Nacional, Bogotá, 75 pgs.
- MACELLARI, C. (1988): Cretaceous paleogeography and depositional cycles of western South America.- *Journal of South American Earth Sciences*, V. 1, No. 4, 373-418.
- MOJICA, J. & MACIA, C. (1992): Geologic reconnaissance of the Northern Neiva Basin, Upper Magdalena Valley, Colombia, 1982.- *Geological field trips, Colombia 1980-1989, ACGGP* 91-119.
- MORLEY, C. K. (1986): A Clasification of Thrust Fronts.- *A.A.P.G. Bulletin*, V. 70, No. 1, 12-25.
- O'BRIEN, G.W., HARRIS, J.R., MILNES, A.R., & VEEH, H.H. (1981): Bacterial origin of East Australian phosphorites.- *Nature* 294, 442-444.
- RAMÓN, J.C. & PAVAS, J. (1998): Sedimentology and Sequence Stratigraphy of the Caballos Formation, San Francisco Field, Upper Magdalena Valley, Colombia.- *AAPG Annual Meeting*, San Antonio.
- RAO, V.P. & NAIR, R.R. (1988): Microbial origin of the phosphorites of the western continental shelf of India.- *Marine Geology*, 84, 105-110.
- TCHEGLIAKOVA, N. & MOJICA, J. (2001): El Senoniano de la Barrera de Girardot-Guataquí, Valle Alto del Magdalena, Colombia: Precisiones sobre la estratigrafía y establecimiento de una zonación micropaleontológica.- *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, Vol. XXV, numero 94.
- VERGARA L. & PROSSL, K. (1994): Dating the Yavi Formation (Aptian, Upper Magdalena Valley, Colombia). Palynological results.- En: Etayo, F., *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- VERGARA, L. (1994): Stratigraphic, micropaleontologic and organic geochemical relations in the Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia.- Ph.D. Thesis. Germany.
- WADDELL, M.G. (1982): Depositional model for the Monserrate Formation (Upper Cretaceous) of the Neiva Basin, Colombia, South America.- Unpublished M.Sc. Thesis, University of South Carolina.

Manuscrito recibido, Noviembre de 2000.

Manuscrito aprobado para publicación, Septiembre de 2001