



## Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: producción y recursos petroleros

Samuel Eguiluz de Antuñano<sup>1, †, \*</sup>

<sup>1</sup> Geólogo consultor. 197 Slade Lane, Manchester, M19 2AE, Reino Unido.

<sup>†</sup> Dirección actual: Coordinación de vinculación, Instituto de Geología, Ciudad Universitaria, 04510 Coyoacán, México, D. F.

\* seguiluz662@gmail.com

### Resumen

La Cuenca de Burgos es una región geológica ubicada en la Planicie Costera del Golfo de México, tiene un prisma sedimentario con 5000 m de rocas siliciclásticas del Cenozoico y 3000 m de carbonatos, evaporitas y rocas siliciclásticas del Mesozoico. Las sucesiones estratigráficas comprenden ciclos de depósitos transgresivos y regresivos, con discordancias que delimitan varias secuencias. Esta cuenca presenta diversos eventos tectónicos sobrepuestos. Su basamento consta de rocas metamórficas e ígneas, con fallas de extensión por *rifting* vinculado con la apertura del Golfo de México. Otro evento tectónico está caracterizado por subsidencia cortical y acumulación de sedimentos marinos pre-tectónicos y sintectónicos, desde el Jurásico Tardío hasta el Eoceno. El periodo de deformación laramídica está representado por un nivel de desprendimiento superior, pliegues suaves, fallas de crecimiento y superficies de profunda erosión (48.5 y 39.5 Ma). La etapa posttectónica presenta levantamiento cortical durante el Oligoceno asociado con fallas de extensión profunda, desprendimiento y desacople de la cubierta sedimentaria sobre evaporitas del Jurásico, con discordancias mayores (30 Ma). Este evento dio origen a la formación inicial del Cinturón Plegado Perdido. Finalmente, una fase de deformación tardía, durante el Oligoceno tardío-Neógeno al Reciente, ha acumulado espesores potentes de siliciclastos que progradan hacia el Golfo de México, con fallas de crecimiento asociadas a diapiros de arcilla y de sal del Jurásico, con deformación tardía del Cinturón Plegado Perdido. En esta cuenca se han descubierto más de 220 campos petroleros terrestres en rocas del Cenozoico y del Cretácico, y se han producido más de  $8 \times 10^{12}$  ft<sup>3</sup> de gas seco y condensado subordinado en 60 años de explotación. La siguiente etapa será continuar la exploración en tierra y mar para descubrir nuevos *plays* productores en trampas estratigráficas, estructuras mesozoicas y reservas de gas y aceite en la parte marina.

Palabras clave: Cuenca de Burgos, geología noreste de México, producción de gas.

### Abstract

*The Burgos Basin is located at the Coastal Plain of the Gulf of Mexico. It consists of more than 5000 m of siliciclastic Cenozoic rocks and more than 3000 m of Mesozoic carbonate, evaporite and siliciclastic rocks. The basin contains stratigraphic sequences with transgressive and regressive cycles with unconformities limiting several of the sequences. This basin experienced several superimposed tectonic events. The complex basement contains both metamorphic and igneous rocks, affected by rifting during the opening of the Gulf of Mexico. As a result of crustal subsidence, marine pre-tectonic and syntectonic sediments accumulated from Late Jurassic to Eocene. The Laramide episode is represented by foreland deposits, deeply erosive surfaces, and broad folds. An upper detachment level, with syndepositional listric faults and roll-over structures, denotes tectonic extension during the Paleocene and Eocene. The post-tectonic stage is associated to basement uplift during the Oligocene, deep detachment on Jurassic evaporites, decoupling of sedimentary cover link to extension faults, and a main unconformity at 30 Ma. The early phase of the Perdido Fold Belt occurred at this stage. This event is linked to cortical uplift and may be related to the emplacement of the East Alkaline Magmatic Arc, during the Oligocene. Finally, from late Oligocene to Neogene thick siliciclastic prograding sequences accumulated towards the Gulf of Mexico. The late phase of deformation consists of growth faults associated to shale and Jurassic salt diapirs, and a late deformation of the Perdido Fold Belt. In*

*this basin there have been discovered more than 220 onshore gas fields in Cenozoic and Mesozoic rocks, with a cumulative production of over  $8 \times 10^{12}$  ft<sup>3</sup> of dry gas and subordinate condensate in over 60 years of exploitation. The next challenge will be to discover new productive plays in stratigraphic traps, Mesozoic structures and oil and gas reservoirs offshore.*

*Keywords: Burgos Basin, geology of northeastern Mexico, gas production.*

## 1. Introducción

La Cuenca de Burgos posee numerosos recursos naturales (uranio, carbón, hidrocarburos, etc.) pero, comparada con otras cuencas, existen pocos datos publicados. No obstante que Petróleos Mexicanos (Pemex) ha realizado una intensa exploración en esta cuenca, sus datos se encuentran en archivos inéditos. Numerosa información publicada en Texas se ha extrapolado a México, soslayando las diferencias geológicas entre una y otra región; esto ha creado paradigmas que no corresponden con la realidad geológica en el noreste de México. Este trabajo integra, de manera general y sintetizada, los conceptos geológicos más recientes y muestra cómo este conocimiento se ha usado para la explotación de hidrocarburos.

## 2. Evolución sedimentaria

La Cuenca de Burgos es una región geológica en donde se ha depositado un prisma sedimentario con rocas del Jurásico, Cretácico y Cenozoico con más de 8000 m de espesor (Echánove, 1986; González García y Holguín Quiñones, 1992). La distribución de rocas del Cenozoico comprende un área continental de aproximadamente 50000 km<sup>2</sup> y esta distribución es la característica que da nombre a esta cuenca (Figuras 1 y 2), pero la continuidad de este prisma sedimentario hacia la plataforma marina y la profundidad del Golfo de México duplica dicha área.

El basamento de esta cuenca ha sido explorado en sus márgenes oriental y suroccidental por pozos de Pemex y está formado por esquistos y rocas plutónicas (pozos Benemérito 1, Magvi 1, Chanate 1, Linares 1, Vaquerías 1; Figura 2) asignadas a la zona interna del Sistema Ouachita (Flawn *et al.*, 1961), deformado durante el Paleozoico y combinado con magmatismo posterior. El origen de la Cuenca de Burgos se encuentra relacionado con la apertura del Golfo de México durante el Jurásico Medio (Salvador, 1987; Winker y Bluffer, 1988). Su evolución estratigráfica inició con el depósito de capas continentales (Grupo Huizachal) acumuladas en bajos estructurales, asociadas a fosas y pilares en una cuenca de tipo *rift*. Se considera que en el Calloviano–Oxfordiano la subsidencia cortical admitió la invasión de un mar somero que propició acumulaciones de sal, anhidrita y carbonatos de alta energía (formaciones Minas Viejas y Olvido), el depósito continuó durante el Kimeridgiano y Titoniano con pelitas ricas en

materia orgánica (formaciones La Casita y Pimienta), éstas últimas como la fuente más importante generadora de hidrocarburos de esta cuenca (González García y Holguín Quiñones, 1992). A partir del Cretácico Temprano y hasta el Cenomaniano, la subsidencia continuó y se depositaron carbonatos micríticos de ambiente profundo, representados por la Formación Tamaulipas (Inferior y Superior) y la Formación Agua Nueva, así como pelitas del Aptiano (Formación Otates). Hacia el occidente, fuera de la Cuenca de Burgos, estas rocas cambian a facies someras de tipo lagunar, litoral o fluvial, situadas sobre o al margen de bloques del basamento constituido por esquistos y rocas ígneas. Entre el Turoniano y el Maastrichtiano, en la Cuenca de Burgos existió un cambio en la sedimentación; el depósito de carbonatos gradualmente fue sustituido por siliciclastos en volumen creciente (Formación San Felipe, Formación Méndez y Grupo Taylor), mientras que al occidente, en las cuencas de Parras, La Popa y Carbonífera de Sabinas, en ese tiempo, las facies marinas evolucionaron a un ambiente litoral y continental, en cuencas de tipo *foreland* (Robeck *et al.*, 1956; McBride *et al.*, 1975).

Durante el Cenozoico, la Cuenca de Burgos recibió siliciclastos que conformaron areniscas y pelitas, con facies someras al occidente y facies profundas al oriente, propiciadas por transgresiones y progradaciones cíclicas (Figura 1), donde prevaleció progresivamente, en tiempo y espacio, la retirada de los mares hacia el oriente, dejando áreas continentales expuestas al occidente. Galloway *et al.* (2000) consideran tres fuentes principales de aporte hacia el Golfo de México, los ríos Mississippi, Houston y Bravo. Apoyados con datos geoquímicos e isotópicos, Soegaard *et al.* (2003) y Lawton *et al.* (2009) proponen que las cuencas de Parras y La Popa recibieron aporte de sedimentos que provinieron del occidente de México. Para el presente trabajo se considera que los ancestros fluviales de los actuales ríos Nazas y Aguanaval fueron las vías de transporte que llevaron sedimentos a la parte central y sur de la Cuenca de Burgos.

En la Cuenca de Burgos, durante el Cenozoico, se depositaron potentes espesores de lutita y arenisca, en ciclos de secuencias separadas por discordancias o concordancias correlativas (Figura 3), en su mayoría posiblemente relacionadas con cambios del nivel del mar (Haq *et al.*, 1988). La Formación Midway es una facies de ambiente profundo, en su cima tiene depósito de arenisca fina (turbiditas) intercaladas entre pelitas. La Formación Wilcox y la Formación Queen City son complejos de

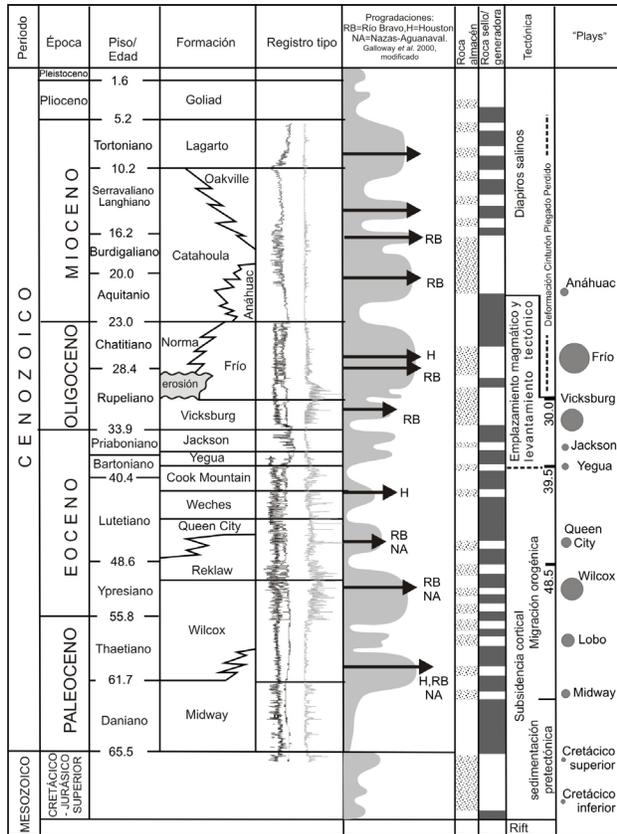


Figura 1. Columna estratigráfica de las formaciones del Cenozoico en la Cuenca de Burgos. El registro tipo indica la respuesta geofísica característica de las formaciones. Secuencias mostradas como progradaciones de arenas en términos relativos (P) y su fuente de proveniencia fluvial de los ríos Bravo (RB), Houston (RH) y Nazas y Aguanaval (NA). Las progradaciones de arenas promueven la abundancia de roca almacén, la abundancia de arcillas actúan como sellos y roca generadora, y los plays petroleros muestran su importancia de acuerdo al tamaño circular. Están incluidos los eventos tectónicos de rift, subsidencia cortical con sedimentación pro-orogénica y sin-orogénica, exhumación tectónica y evento neotectónico. Pulsos tectónicos indicados en millones de años (Ma). Modificado de Segura Treviño *et al.* (2006) y Galloway *et al.* (2000).

delta progradantes, mientras que la Formación Reklaw (parte superior) y la Formación Yegua (miembro medio) son facies de cuña progradante, limitadas en su base por prominentes discordancias regionales (48.5 y 39.5 Ma, respectivamente). Estas cuñas denotan denudación intensa originada posiblemente por pulsos de inestabilidad tectónica (Eguiluz de Antuñano, 2007, 2009). Por paleontología, estas unidades fueron depositadas entre las biozonas de *Globorotalia lehneri*, *Truncorotaloides rohri* y *Globorotalia aragonensis*; estas biozonas comprenden una edad alrededor de 48.5 a 39.5 Ma (Rosen *et al.*, 1994), las cuales coinciden con pulsos orogénicos (Eguiluz de Antuñano, 2004, 2007).

La Formación Weches representa un depósito de planicie deltaica, mientras que las formaciones Cook Mountain y Yegua (miembro inferior), en conjunto, corresponden con un ciclo inicial transgresivo y final regresivo. La Formación Jackson es del Eoceno tardío, consiste de una terna litológica compuesta en su base por predominio pelítico, que denota un ciclo de inundación; la parte media es un cuerpo arenoso progradante y su parte superior presenta lutitas de un tracto indefinido. La Formación Vicksburg es del Oligoceno, contiene tobas intercaladas entre cuerpos de lutita y arenisca que denotan ciclos transgresivos y progradantes. Su cima está cortada por una discordancia regional prominente (30 Ma), la cual corresponde con un límite de secuencia mayor que subyace a los depósitos del Sistema Sedimentario Frio continental y Frio marino. El Mioceno y Plioceno están representados por varias unidades estratigráficas (Figura 1) que corresponden a ciclos de lutita y arenisca que progradan al oriente, con incremento de espesor en su actual margen continental y extensión en su plataforma marina. En estos depósitos se distinguen varios límites de secuencias que tienen correlación en el Golfo de México (Galloway *et al.*, 2000).

La división de franjas sedimentarias en esta cuenca (Figura 2) no solamente refleja la disposición de cinturones de afloramientos en un homoclinal; las rocas de estas franjas, que afloran o están sepultadas en el subsuelo, implícitamente indican, de occidente a oriente, una continua regresión, variaciones de ambiente somero a profundo con su consecuente variación de contenido de materia orgánica y evolución térmica por sepultamiento. Estos factores controlan, entre otros, la generación de hidrocarburos (González García y Holguín Quiñones, 1992; Eguiluz de Antuñano, 2009).

### 3. Evolución Tectónica

La Cuenca de Burgos está situada en un margen de tipo pasivo y posee elementos tectónicos sobrepuestos. Los elementos tectónicos relevantes que la rodean son: el Arco de Salado, el Lineamiento del Río Grande y el Cinturón Plegado Perdido (Figura 2).

El complejo basal, explorado por pozos profundos en las márgenes occidental y sur de la cuenca (Figura 2) está

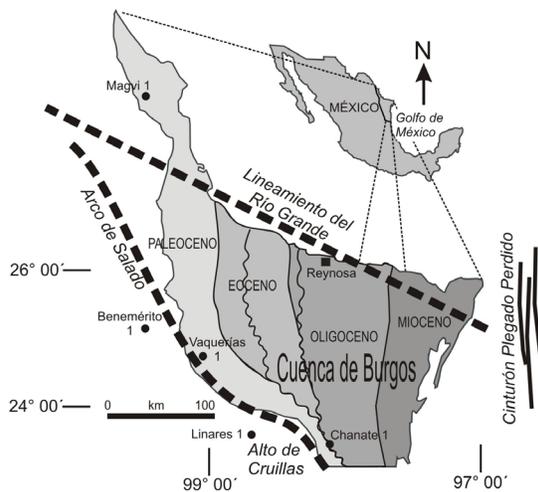


Figura 2. Localización de la Cuenca de Burgos y sus franjas de afloramientos sedimentarios. En la porción sur de la cuenca, las franjas se adelgazan por discordancias, efecto de levantamiento posiblemente tectónico.

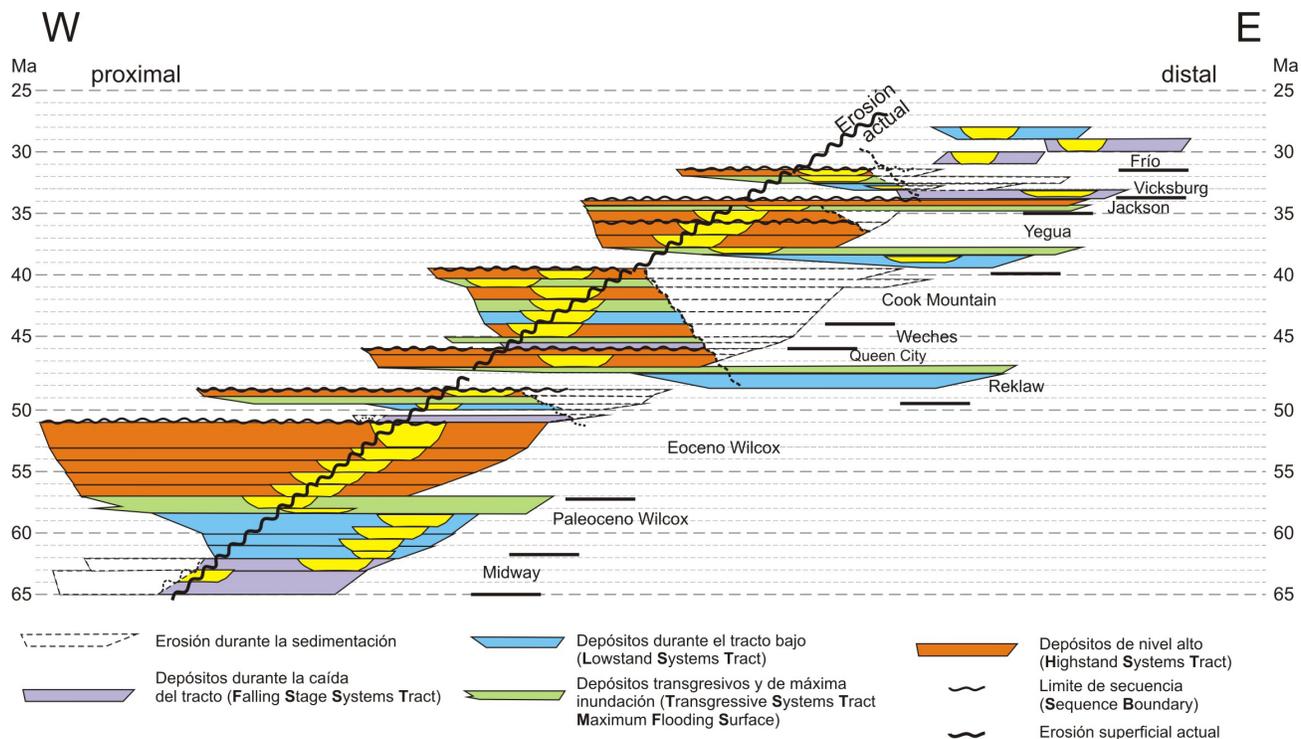


Figura 3. Diagrama que representa las secuencias estratigráficas en la Cuenca de Burgos (según Wheeler, 1958; modificado de Coe y Church, 2002). Los colores muestran el tipo de tracto de los sistemas de depósito. Las líneas de tiempo, en millones de años (Ma), están indicadas por líneas cortadas horizontales. Las edades de las formaciones y de los tractos principales están indicadas por las líneas de tiempo. Algunas discordancias están asociadas a erosión e hiatos durante el depósito, pero también se representa la superficie de erosión actual. Las discordancias proximales se correlacionan con concordancias correlativas ubicadas en posición distal; en este caso, ambas ocurren en el mismo tiempo. De occidente a oriente los depósitos varían de proximales a distales, respectivamente, ambos sin representar el espesor escalár.

formado por esquistos de edad paleozoica, relacionados con la zona interna del cinturón tectónico Marathon-Ouachita y con la orogenia Apalachiana (Flawn *et al.*, 1961). También hay rocas ígneas del Pérmico y del Triásico. Otro componente son las rocas sedimentarias de ambiente continental, vinculadas con fosas tectónicas generadas durante la apertura del Golfo de México (Salvador, 1987). La parte occidental de este basamento corresponde al flanco oriental del Arco de Tamaulipas o Salado. En secciones sísmicas, de acuerdo a su posición dentro de la cuenca, se distingue al basamento inclinado suavemente al oriente y al noreste. Éste presenta fallas escalonadas en bloques altos y bajos, rellenos posiblemente por capas continentales, como lo demuestran los sondeos más someros (Figura 4). En general, la configuración en planta de este basamento tiene forma semicircular, interrumpido al noreste por fallas. Estos datos indican que el complejo basal tiene una etapa inicial de acortamiento con metamorfismo regional y magmatismo y, posteriormente, un período de extensión por *rifting*.

Sobre un sustrato de evaporitas descansan rocas del Jurásico Superior y desde este tiempo hasta el Eoceno la cuenca se desarrolló bajo un régimen de subsidencia tectónica de tipo margen pasivo, con depósito de secuencias marinas preorogénicas y sinorogénicas interrumpido por breves periodos. La cubierta sedimentaria del Paleógeno

tiene deslizamiento por desprendimiento (*detachment*) sobre la cima del Cretácico, con fallas de extensión dirigidas al oriente y simultáneas con la sedimentación (Echánove, 1986; Ortiz-Ubilla y Tolson, 2004). En rocas del Paleógeno hay superficies de erosión mayor, coincidentes en tiempo (48.5 y 39.5 Ma) con los eventos de migración de la deformación orogénica Laramide (Gray *et al.*, 2001; Chávez-Cabello, 2005; Eguiluz de Antuñano, 2007). En base a mapas geológicos (Herrera Monreal *et al.*, 2008; Ramírez Gutiérrez *et al.*, 2008) e imágenes de satélite, en estas rocas se identifica una deformación que forma anticlinales y sinclinales amplios, sensiblemente orientados N-S (Eguiluz de Antuñano, 2007). En secciones sísmicas se observa que la cubierta mesozoica tiene acortamiento, con sinclinales amplios y anticlinales relativamente angostos despegados sobre el sustrato con evaporitas (Figura 4).

En el Oligoceno Inferior, la Formación Vicksburg presenta redes de fallas maestras extensionales, que se profundizan y afectan a estratos del Mesozoico, pero también participan en el desacople del complejo basal (Figura 4). En la cima de la Formación Vicksburg se reconoce una superficie de erosión mayor (30 Ma). La edad relativa de estas fallas y de la discordancia coincide con la edad de emplazamiento de la Provincia Alcalina del Este de México (PAEM; Demant y Robin, 1975). Sobre

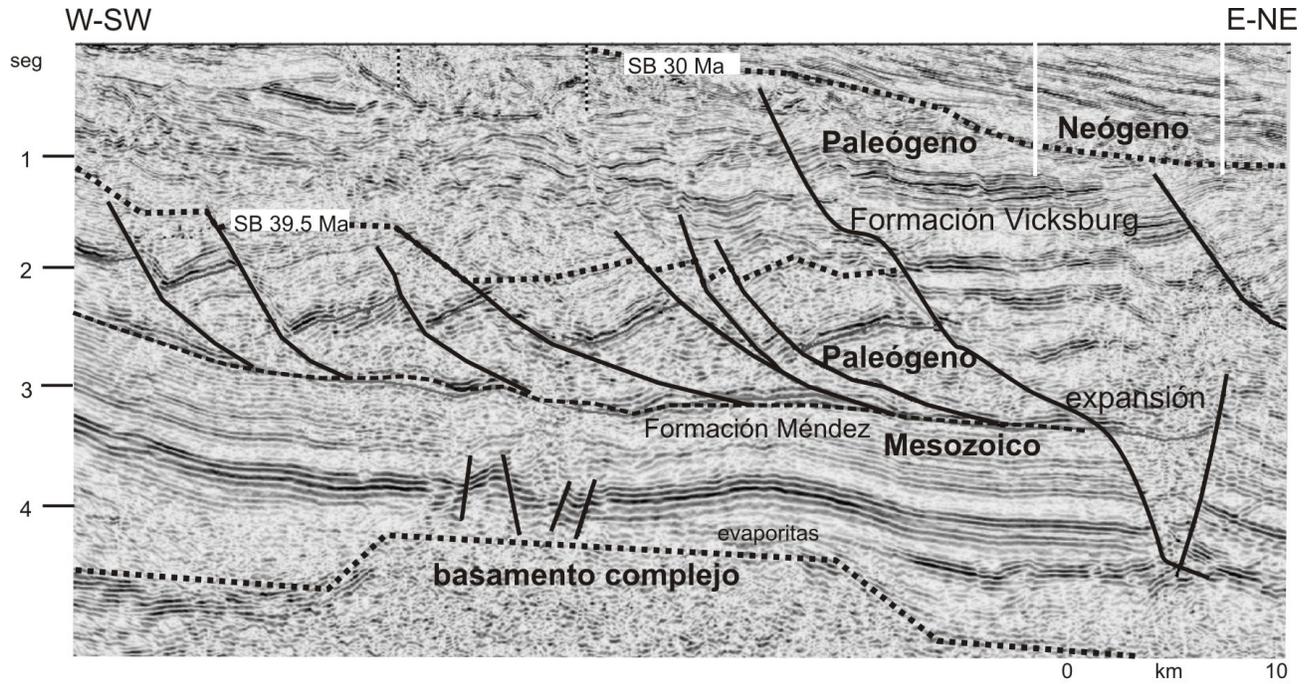


Figura 4. Sección sísmica regional que muestra un basamento inclinado al oriente y escalonado. Un nivel inferior de despegue sobre evaporitas del Jurásico Superior, con pliegues por acortamiento y un nivel superior de despegue sobre lutita del Cretácico Superior (Formación Méndez) con extensión que afecta a rocas del Paleógeno. Se observan dos discordancias prominentes, una corresponde a 39.5 Ma y otra a 30 Ma (Eguiluz de Antuñano, 2009).

esta discordancia se depositaron sedimentos del Oligoceno superior (Formación Frío) y del Neógeno (formaciones Anáhuac, Oakville, Catahoula y Lagarto). Estos depósitos reflejan un levantamiento continental y la pronunciada retirada del mar hacia el Golfo de México.

La sedimentación en el área terrestre está asociada con fallas de crecimiento en la carpeta sedimentaria, mientras que en la plataforma marina las fallas de crecimiento están vinculadas con diapiros de arcilla y de sal. Se considera que como efecto del emplazamiento magmático en la PAEM, en el Oligoceno, se originó la mayor exhumación de la carpeta sedimentaria y se reactivaron el Arco el Salado y el Lineamiento del Río Grande (Le Pichon, *et al.*, 2004) y se originó el Cinturón Plegado Perdido (Trudgill *et al.*, 1999). En términos de la interacción de sedimentación y deformación, se considera que durante el Paleógeno llegaron sedimentos detríticos a la Cuenca de Burgos como depósitos de cuenca de tipo antepaís (*foreland basin*), producto de la migración en tiempo y espacio del frente de deformación laramídica.

En el noreste de México existe una continua migración de facies siliciclásticas en espacio y tiempo desde el occidente, en la Cuenca del Centro de México (Zacatecas), hasta el oriente, en la Cuenca de Burgos (Tamaulipas). En Camacho y Mazapil, Zacatecas, las facies de turbiditas aparecen en el Turoniano (biozonas: "*Globotruncana helvetica*" o *Helvetoglobotruncana* y *G. fornicata* Plummer, *G. gr. Sigali/Reichel*; Tardy *et al.*, 1974). En la proximidad de San Jerónimo y Parras, Coahuila, los primeros depósitos

turbidíticos aparecen en el Campaniano (biozonas de *Globotruncana stuarti*/Lapp, *G. fornicata*, *G. arca* Cushman), mientras que en Saltillo y La Popa los siliciclastos arenosos llegaron en el Maastrichtiano (biozonas: *Exogyra costata*, *E. ponderosa* y *Coahuilites sheltoni*; Giles *et al.*, 1999). Para la Cuenca de Burgos la aparición franca de arenisca inicia en el Paleoceno (biozonas: *Globorotalia daubjergensis* y *G. pseudobulloides*), con el depósito de la Formación Wilcox en el área de Parás, Nuevo León, pero con la progradación de esta formación hacia el oriente, la aparición arenosa cambia en edad al Ypresiano (biozonas: *Globorotalia velascoensis* y *G. soldadoensis*) en el área de Doctor Coss, Nuevo León.

En la Cuenca de Burgos los depósitos del Paleoceno y Eoceno de la Formación Wilcox son secuencias de tercer orden, presumiblemente controladas por cambios relativos del nivel del mar (Figura 3), entre 60 Ma y 48.5 Ma (Galloway *et al.*, 1991, 2000; Rosen *et al.*, 1994). De igual forma se propone este control para el depósito de las formaciones Weches, Cook Mountain y Queen City y para parte de las formaciones Reklaw y Yegua; sin embargo, en estas dos últimas unidades existen discordancias profundas que sugieren otro origen. Con base en su posición estratigráfica e información paleontológica, estas unidades fueron depositadas entre las biozonas de *Globorotalia lehneri*, *Truncorotaloides rohri* y *Globorotalia aragonensis* (Segura Treviño *et al.*, 2006). Estas biozonas comprenden una edad alrededor de 48.5 a 39.5 Ma (Rosen *et al.*, 1994), coincidente con las etapas finales de la deformación

Laramide. Por este motivo se propone que estas erosiones profundas (Figura 3) pueden estar genéticamente vinculadas con pulsos de la deformación orogénica del Eoceno (Eguiluz de Antuñano, 2004, 2007).

Los primeros estudios (Muir, 1936) propusieron que la deformación del cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental (SMO) se produjo al final del Cretácico, un paradigma que perduró muchos años. Otros estudios (Humphrey, 1956; Guzmán y De Cserna, 1963; McBride *et al.*, 1974) mencionaron que la deformación de la SMO continuó en el Paleógeno. Coney (1976) y Dickinson *et al.* (1988) consideraron que la deformación Laramide en Norteamérica comenzó entre 84 a 75 Ma y terminó entre 52 a 36 Ma. Nuevos estudios en México confirman que la edad de deformación Laramide es más joven que el Ypresiano (Vega-Vera y Perrilliat, 1989; Lawton *et al.*, 2001). Galloway *et al.* (1991) indican que el levantamiento del Arco de Salado es coincidente con el tiempo de depósito de la Formación Weches de la Cuenca de Burgos y con la edad final de deformación Laramide. Gray *et al.* (2001), apoyados con diversos métodos, sugieren que el fin de la edad de deformación Laramide en la Sierra Madre Oriental ocurrió entre 50 y 45 Ma. Chávez-Cabello (2005) propone que el final de la deformación Laramide en la Cuenca de Sabinas fue entre 44 Ma y no más de  $39.9 \pm 0.04$  Ma. Estos datos apoyan la hipótesis que sustenta la relación de la tectónica con la edad de las discordancias mayores para la Cuenca de Burgos y se puede extrapolar a otras partes de la Planicie Costera del Golfo de México (Carrillo, 1980).

La interacción de las placas tectónicas en el occidente de México pudo ser responsable del levantamiento continental (Coney, 1976), mientras que hacia el oriente ocurrió basculamiento, subsidencia y acomodo estructural del prisma sedimentario en las cuencas de antepaís. Este proceso de migración en tiempo y espacio llegó en el Paleógeno a la Cuenca de Burgos. Los paquetes gruesos de arcillas, la inestabilidad tectónica y la inducción de una posible pendiente inclinada al oriente fueron factores que se conjugaron para propiciar planos de despegue regionales (Pérez-Cruz, 1992; Ortiz-Ubilla y Tolson, 2004) vinculados con numerosas fallas lítricas y normales sinsedimentarias al depósito, con sus planos orientados casi N-S, reactivadas en diferentes tiempos.

Se puede reconocer usando evidencia sísmica que las fallas de extensión actúan de dos maneras. Una, como fallas de crecimiento, lítricas y con un nivel de despegue común, con desplazamiento limitado y creación de estructuras de pliegue contra falla (*rollover*). En la otra, las fallas de extensión tienen un desplazamiento más grande y unen al nivel de despegue superior con el despegue a mayor profundidad. En ambos casos estas fallas crearon el espacio para alojar espesores de arenas en trampas estratigráficas y estructurales favorables para alojar hidrocarburos. Se considera que los hidrocarburos generados en diferentes niveles estratigráficos y principalmente en el Jurásico Superior, migraron por conducto de las fallas e invadieron la

porosidad de las arenas, antes de que éstas sufrieran oclusión de poro por compactación y diagénesis (González García y Holguín Quiñones, 1992).

Las secuencias Jackson y Vicksburg se encuentran comprendidas entre las biozonas de *Globorotalia cerroazulensis* y *Globigerina ampliapertura* (Segura Treviño *et al.*, 2006) y corresponden a una edad aproximada de 37 a 32 Ma (Rosen *et al.*, 1994). Representan secuencias de segundo y tercer orden, con discordancias importantes que llegan a poner en contacto a la Formación Jackson (miembro superior) sobre la Formación Yegua (superficie de erosión ~36 Ma) y a la Formación Vicksburg sobre la Formación Jackson (miembro superior), o inclusive sobre la Formación Yegua (superficie de erosión ~35 Ma), sin poder distinguirse si tienen un origen tectónico, eustático, o combinado. La cima de la Formación Vicksburg tiene una superficie de erosión de grado mayor. Por posición estratigráfica apoyada con información paleontológica, la edad relativa de esta discordancia puede corresponder a 30 Ma (Figuras 1 y 3). Sobre esta unidad descansa un depósito tipo molasa, representado por la Formación Frío. Ésta tiene la particularidad de contener una granulometría gruesa, con tobas y abundantes clastos volcánicos de composición alcalina.

En el norte de México y sur de Texas hay un magmatismo calco-alcalino de alto potasio, su edad varía de 48 a 30 Ma y está asociado con la deformación orogénica y a su vez con la interacción tectónica de las placas (James y Henry, 1991; Aranda-Gómez *et al.*, 2001). Clark *et al.* (1982) sugieren que este evento magmático, ligado a la deformación Laramide, regresó al oeste de México entre 32.5 a 30 Ma y, como consecuencia del cambio de la interacción de las placas, se emplazó en el oriente de México un magmatismo de tipo alcalino de intraplaca (Robin y Tuornon, 1978; Robin, 1981; Aranda-Gómez *et al.*, 2005).

En este entorno geodinámico el ascenso de magma proveniente de la astenosfera posiblemente levantó el basamento y exhumó su columna sedimentaria (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Gray *et al.*, 2001), como se aprecia en las sierras de San Carlos y Cruillas, Tamaulipas. Este levantamiento tectónico pudo tener varios efectos, pues al levantarse el continente se rejuveneció esta región del país y se provocó la retirada del mar, erosión y progradación de sedimentos, para depositar los estratos de la Formación Frío (Oligoceno tardío). Esta unidad posee una litología asociada a proveniencia de material volcánico alcalino y su base descansa sobre una discordancia mayor, de forma similar a las discordancias citadas para la Formación Reklaw y la Formación Yegua. Esta analogía puede sugerir una génesis de erosión y depósito vinculada a efectos tectónicos.

Entre los 32 a 30 Ma el postulado emplazamiento magmático de la PAEM (Robin y Tournon, 1978), modificó la paleogeografía y levantó el basamento; este levantamiento provocó la exhumación de la carpeta sedimentaria y, especialmente, la remoción de ésta en la parte sur de la cuenca. Sedimentos que previamente fueron

depositados sobre el Arco de Tamaulipas o Salado y en la Cuenca de Magiscatzin se erosionaron en este tiempo (Gray *et al.*, 2001). Aunado a lo anterior, se pudo crear el despegue inferior de rocas del Jurásico y Cretácico sobre las evaporitas del Jurásico, así como el desacople de esta carpeta sedimentaria mesozoica por desprendimiento, asociada a las fallas profundas del Sistema Viksburg y en la parte distal de este sistema estructural, la formación de pliegues por acortamiento del Cinturón Plegado Perdido (Trudgill *et al.*, 1999). Las secciones sísmicas (Figura 4) muestran que el basamento está inclinado hacia el oriente y que fallas de extensión de gran magnitud, con sus espacios rellenos por sedimentos de la Formación Vicksburg del Oligoceno, llegan a separar bloques de rocas mesozoicas (Eguiluz de Antuñano, 2007, 2009).

En el lugar en donde se observan estos rompimientos de expansión profunda, hay focos de calor con gradientes de 50°C/km a < 70°C/km (Eguiluz de Antuñano, 2009), situados entre zonas ubicadas al oriente y occidente con gradientes de calor normales (< 30 a 40 °C/km). Coincidentemente en estas zonas de alto gradiente calorífico hay campos productores de aceite negro (Zacate, Salitrillo y Torrecillas) posiblemente, sin ser probado aún, ligados a emanación de calor cortical y mayor maduración de materia orgánica. Esto sugiere que el desacople del basamento pudiera permitir emanación de calor proveniente del interior de la corteza.

En la sucesión sedimentaria a finales del Rupeliano, sobre los 32 Ma, existe una transgresión (Frío Marino) seguida por una progradación intensa (Frío No Marino). En el Mioceno una nueva transgresión invadió el continente (Formación Anáhuac), seguida de una progradación franca hacia el oriente, que corresponde con las formaciones de ambiente fluvial Catahoula, Oakville, Lagarto y Goliad (Figura 1).

El área oriental y marina de esta cuenca, además de las rocas del Mesozoico y del Paleógeno, contiene sedimentos del Mioceno al Reciente. Estructuralmente esta área se divide de occidente a oriente en cuatro zonas (Hernández-Mendoza *et al.*, 2008). La primera es la zona no expandida ubicada en la parte continental y la línea de costa actual; la segunda es una zona de expansión coincidente a profundidad con el borde de la plataforma mesozoica, con sus fallas de despegue conectadas con la zona oriental, caracterizada por diapiros de sal. Por último, entre ambas zonas hay un área con numerosas fallas orientadas N-S y NE-SW, asociadas en su parte norte a diapiros de arcilla y el Cinturón Plegado Perdido.

#### 4. Producción y recursos petroleros

Esta cuenca pertenece a la Provincia Geológica del Golfo de México, considerada por su producción y recursos petroleros, como la tercera provincia más importante del mundo. El Sistema Petrolero en la Cuenca de Burgos (Figura 1) funciona de manera eficiente al existir rocas con contenido

orgánico, madurez, espesor y tipo adecuado para generar hidrocarburos (González García y Holguín Quiñones, 1992), así como abundantes rocas almacén y sellos para recibirlos y preservarlos en trampas estratigráficas y estructurales apropiadas (Echánove, 1986).

La Cuenca de Burgos había producido más de 5 trillones ( $5 \times 10^{12}$ ) de pies cúbicos de gas y aceite equivalente en 50 años de exploración y explotación de sus campos (1946 a 1997). Entre 1997 y 2007, se extrajeron  $3.3 \times 10^{12}$  ft<sup>3</sup> adicionales (Lajous, 2004; Pemex, 2009). De acuerdo a la clasificación de la *American Association of Petroleum Geologists* respecto al tamaño de las reservas de gas, en los campos de la Cuenca de Burgos (considerando como parámetro el volumen de producción acumulada) se descubrieron un campo supergigante, 4 subgigantes, 8 grandes, 5 medianos, 11 pequeños y más de 90 campos insignificantes con reservas menores a  $50 \times 10^9$  ft<sup>3</sup> (Echánove, 1986). Estos campos pequeños en su conjunto acumularon una producción tan grande como la del campo Arcos, con más de  $600 \times 10^9$  ft<sup>3</sup>.

En la Cuenca de Burgos la producción mayor proviene de rocas del Cenozoico. Los *plays* gasíferos, en orden de importancia, están en las unidades Frío, Vicksburg, Wilcox, Queen City, Jackson, Yegua y Midway (Figura 1), clasificados como trampas estructurales o combinados como trampa estructural-estratigráfica. Las trampas estratigráficas y las rocas del Mesozoico son poco conocidos, poco explorados y con producción de gas marginal. Los yacimientos de esta cuenca se encuentran en rocas siliciclásticas, que en el Paleógeno tienen baja permeabilidad y porosidades de 18% en promedio, mientras que en el Neógeno tienen mejor permeabilidad y mayor porosidad.

Para 1970 la cuenca alcanzó a producir  $650 \times 10^6$  ft<sup>3</sup>/día, pero para 1992 declinó a  $183 \times 10^6$  ft<sup>3</sup>/día (Figura 5). En 1993 se iniciaron los estudios del Proyecto Integral Cuenca de Burgos, con el fin de evaluar el potencial remanente de gas natural no asociado. La primera etapa de evaluación concluyó a finales de 1995 y sus resultados fueron la identificación y delimitación de 6 subsistemas generadores, 24 *plays*, 190 oportunidades exploratorias, estimación de un recurso potencial remanente de  $10 \times 10^{15}$  ft<sup>3</sup>, y el incremento de la producción a  $300 \times 10^6$  ft<sup>3</sup>/día. Esto último fue consecuencia de la optimización de producción de los principales campos y de la mejora en las técnicas de ingeniería petrolera (fracturamiento hidráulico y la implementación de terminaciones múltiples).

Para 1999, con la perforación de 30 pozos exploratorios, se llegó a incorporar reservas 2P (reserva probable) del orden de  $760 \times 10^9$  ft<sup>3</sup> y 170 oportunidades detectadas (Lajous, 2004). La creación de equipos de trabajo multidisciplinarios, desarrollo de habilidades críticas y la aplicación de tecnología líder (Sísmica 3D y métodos modernos interactivos), han sido piezas clave para incrementar reservas y producción. En 1999 se re-direccionó el proyecto y las metas estimadas para el 2005 fueron incorporar  $600 \times 10^9$  ft<sup>3</sup> de reservas 2P

al año y llegar a producir  $1500 \times 10^6$  ft<sup>3</sup>/día. Para agosto del 2005 se llegó a establecer una plataforma de producción de  $1230 \times 10^6$  ft<sup>3</sup>/día, en 2007 de  $1400 \times 10^6$  ft<sup>3</sup>/día y en 2008 de  $1450 \times 10^6$  ft<sup>3</sup>/día de gas y 6500 barriles de condensado al mes (Figura 5) con 2771 pozos (Pemex, 2009). Entre 1997 y 2008 se terminaron 329 pozos de exploración y 3704 pozos de desarrollo. Desde la reactivación de actividades al año 2008, se han extraído adicionalmente más de  $3500 \times 10^{12}$  ft<sup>3</sup> de gas, para hacer un total de más de  $8500 \times 10^{12}$  ft<sup>3</sup> (Figura 5).

La reserva remanente 3P (reserva posible) de gas en la Cuenca de Burgos fue de  $5103 \times 10^9$  ft<sup>3</sup> en un inventario de poco más de 202 campos (Galicia y Alvarado, 2005). La reserva de gas natural en México en el año 2000 se calculó en  $78300 \times 10^9$  ft<sup>3</sup>, la producción promedio diaria fue de  $4750 \times 10^6$  ft<sup>3</sup> y el consumo de  $5640 \times 10^6$  ft<sup>3</sup>/día, importándose  $940 \times 10^6$  ft<sup>3</sup>/día (20 %) para satisfacer la demanda interna. Para el año 2004 esa reserva declinó 18% ( $63800 \times 10^9$  ft<sup>3</sup>) y a finales de 2007 la reserva 3P fue de  $61400 \times 10^9$  ft<sup>3</sup>, con reserva probada (1P) de  $18100 \times 10^9$  (Pemex, 2008).

En abril del 2008 la producción de gas asociado y no asociado en México llegó a  $6058 \times 10^6$  ft<sup>3</sup>/día. Las cuencas de Veracruz y de Burgos juntas producen más del 30 % ( $2300 \times 10^6$  ft<sup>3</sup>) del gas que requiere el país (Morales Gil, 2008), superando la demanda interna de este recurso. La meta de Pemex es mantener una producción superior a la demanda. La política de explotación acelerada de los yacimientos ocasiona su despresurización y tasas menores de recuperación óptima, lo que provoca una inversión económica mayor para mantener las metas de producción. Los descubrimientos en aguas profundas en el Golfo de México (Noxal 1, Lakach 1 y Lalai 1) incorporaron una reserva 3P de  $2400 \times 10^9$  ft<sup>3</sup> (Morales Gil, 2008), pero su explotación y desarrollo requerirá un plazo considerable e inversiones cuantiosas.

Para el año 2004 se estimó (Diario El Norte, con

información proporcionada por la Secretaría de Energía), que en toda la historia de exploración y explotación de la Cuenca de Burgos se habían perforado 4843 pozos, de éstos, 1750 fueron productores, lo que muestra un éxito de perforación de 36 %, mientras que en la historia del Distrito IV de Texas, se habían perforado 85662 pozos, con 10730 productores (12 % de éxito).

Los campos más grandes de la Cuenca de Burgos se descubrieron en la etapa inicial de exploración, campos cada vez más pequeños serán las oportunidades a descubrir en el área terrestre, sin embargo, las rocas del Mesozoico, asociadas a fracturas, son buenas rocas almacén y producen gas y aceite en las cuencas de Tampico-Misantla y Sabinas. La producción en rocas naturalmente fracturadas tiene la propiedad de poseer alta permeabilidad de fluidos, esta característica permite predecir que las rocas del Mesozoico en la Cuenca de Burgos, pueden ser un blanco de alto riesgo exploratorio, pero promisorio, como así lo demuestran varios sondeos (pozos San Javier 1, Cadena 1 A, Morralito 1, Malinche 1, Calandria 1, arena P28 en campos Corindón-Pandura, etc., Echánove, 1986). La siguiente frontera será descubrir campos petroleros en la plataforma y aguas profundas, en la extensión marina de la Cuenca de Burgos (Pemex, 2008).

## 5. Conclusiones

La Cuenca de Burgos posee una potente columna sedimentaria con rocas que van del Jurásico al Reciente, en esta columna se identifican sucesiones de depósitos transgresivos y regresivos, con discordancias originadas por cambios relativos del nivel del mar, así como por efectos tectónicos. En la cuenca se identifican tectónicas sobrepuesta. El complejo basal está formado por esquistos

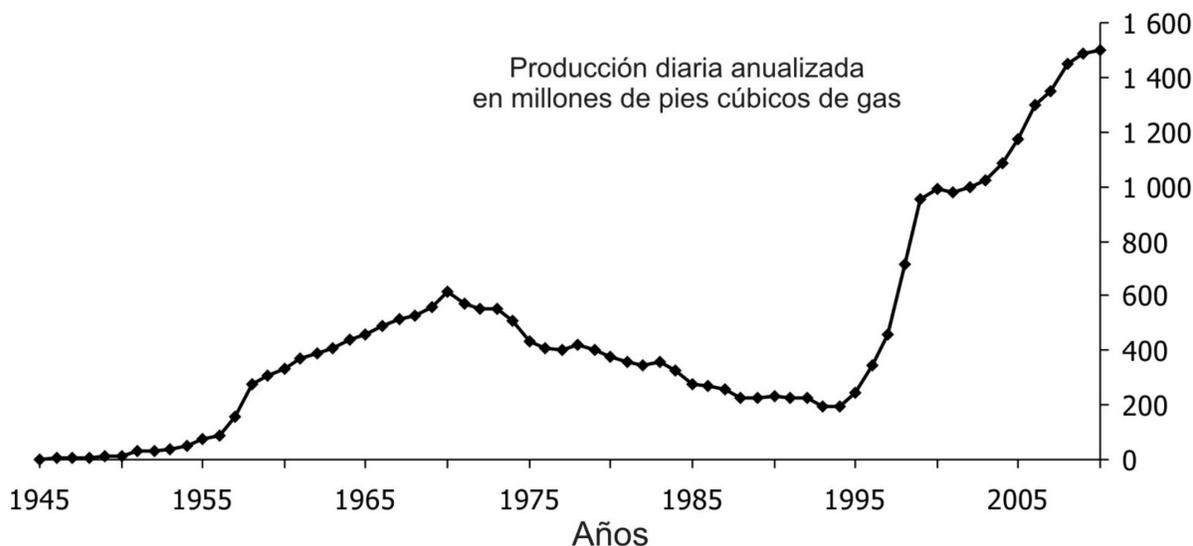


Figura 5. Gráfico de producción diaria anualizada, de gas no asociado, en la Cuenca de Burgos.

del Paleozoico y por capas continentales del Jurásico Medio (?), relacionados con la orogenia Apalacheana y con el *rifting* del Golfo de México, respectivamente. Una etapa de subsidencia cortical facilitó acumular sedimentos pre-orogénicos y sin-orogénicos, en donde se identifica la posición estratigráfica de tres discordancias mayores; dentro de la Formación Reklaw, en la Formación Yegua y sobre la Formación Vicksburg, éstas coinciden muy próximas en edad (48.5, 39.5 y 30 Ma) con etapas finales de la deformación Laramide y con el emplazamiento de la PAEM. La exhumación de la mayor parte de la cuenca y la deformación del Cinturón Plegado Perdido se registraron durante el emplazamiento de la PAEM. El emplazamiento de diapiros de sal y arcilla y la deformación reactivada del Cinturón Plegado Perdido fueron originados durante el Neógeno. En la Cuenca de Burgos se identifican dos niveles principales de despegue, uno situado en la base del Paleógeno que genera extensión durante el depósito de los sedimentos del Cenozoico, y otro sobre evaporitas del Jurásico, que pliega con acortamiento a rocas del Mesozoico y más jóvenes en el área Perdido.

La historia de exploración y producción de gas muestra el potencial gasífero de la Cuenca de Burgos y como la reactivación de sus actividades, usando nuevas tecnologías, experiencia de su personal e inversión económica, ha permitido encontrar nuevas oportunidades e incorporar reservas de gas, lo cual promete un futuro promisorio, mientras se evite la explotación acelerada de los campos y se conserven tasas de extracción adecuadas.

## Agradecimientos

El autor reconoce la meritoria labor de los editores Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta y Dr. Gabriel Chávez Cabello y agradece la invitación para participar con este trabajo, como un aporte en el conocimiento geológico del noreste de México. Se agradece la revisión de este trabajo al Dr. Gabriel Chávez-Cabello y personas que generosamente, con sus comentarios, participaron para mejorarlo. Se agradece a Bárbara Martiny, María Chapela Lara y Andrés Boni Noguez, que con su esfuerzo mejoraron sustantivamente las ideas expresadas en este trabajo.

## Referencias

- Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Luhr, J.F., Becker, T., Solorio-Munguía, J.G., Martínez, E., 2001, Timing of multiphasic deformation based on the study of continental clastic deposits and volcanic rocks, east-central Chihuahua, México: *GEOS*, 21, 204.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, F.J., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 187-225.
- Carrillo, B.J., 1980, Paleocóncavos terciarios de la Planicie Costera del Golfo de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 32, 27-55.
- Clark, K.F., Foster, C.T., Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction related magmatic arcs in Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 533-544.
- Coe, A.L., Church, K.D., 2002, Sequence stratigraphy and sea-level change, *en* Coe, A.L. (ed.), *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*: Cambridge, Reino Unido, Cambridge University Press, 57-95.
- Coney, P. J., 1976, Plate tectonics and the Laramide Orogeny, *en* Woodward, L.A., Northrop, S.A. (eds.), *Tectonics and Mineral Resources of Southwestern North America*: Socorro, Nuevo México, New Mexico Geological Society, 5-10.
- Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y magmatismo cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: *Juriquilla, Querétaro*, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 266 p.
- Demant, A., Robin, C., 1975, Las fases del vulcanismo en México: Una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 1, 66-79.
- Dickinson, W.R., Klute, M.A., Hayes, M.J., Janecke, S.U., Lundin, E.R., McKittrick, M.A., Olivares, M.D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1023-1039.
- Echánove, E.O., 1986, Geología petrolera de la Cuenca de Burgos: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 38, 1-74.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M., Randall, M., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2004, Tectónica Laramide en la Cuenca de Burgos, México: *GEOS*, 24, 307-308.
- Eguiluz de Antuñano, S., 2007, Laramide deformation in the Burgos Basin, Northeastern Mexico, *en* 27th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference: Houston, Texas, Gulf Coast Section SEPM (Society for Sedimentary Geology), 688-702.
- Eguiluz de Antuñano S., 2009, The Yegua Formation: Gas play in the Burgos Basin, *en* Bartolini, C., Román Ramos, J.R., (eds.), *Petroleum Systems in the Southern Gulf of Mexico: American Association Petroleum Geologists Memoir*, 90, 49-77.
- Flawn, P.T., Goldstein Jr., A., King, P.B., Weaver, C.E., 1961, The Ouachita System: Austin, Texas, Bureau of Economic Geology, The University of Texas, 401 p.
- Galicia, G., Alvarado, P., 2005, Yacimientos de gas natural en clásticos Terciarios de México: características estáticas y dinámicas, *en* *Symposium de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Plays y yacimientos de aceite y gas en rocas siliciclásticas: Reynosa, Tamaulipas, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Resumen 42.
- Galloway, W.E., Bebout, D.G., Fisher, W.L., Dunlap, J.B., Cabrera-Castro, R., Lugo-Rivera, J.E., Scott, T.M., 1991, Cenozoic, *en* Salvador, A. (ed.), *The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America*, 245-324.
- Galloway, W.E., Ganey-Curry, P.E., Xiang, L., and Buffler, R.T., 2000, Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84, 1743-1774.
- Giles, A.K., Lawton, F.T., Vega-Vera, J.F., 1999, Salt tectonics of Cretaceous-Paleogene La Popa Basin, Nuevo León, México, *en* *Third Joint AMPG/AAPG International Conference Guidebook: Las Cruces, Nuevo México, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros-American Association of Petroleum Geologists*, 109 p.
- González García, R., Holguín Quiñones, N., 1992, Las rocas generadoras de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 42, 9-23.
- Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A. Mahon, K.I., Pevear, D.R., Chuchla, R.J., 2001, Thermal and chronological record of syn- to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico, *en* Bartolini, C., Buffler R.T., Cantú-Chapa, A., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 75, 159-181.

- Guzmán, E.J., De Cserna, Z., 1963, Tectonic history of Mexico, *en* Childs, O.E., Beebe, B.W. (eds.), *Backbone of the Americas: Tectonic History from Pole to Pole; a symposium: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 2, 113-129.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles, *en* Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H., van Wagoner, J., Ross, C.A., Kendall, C.G.S.C., (eds.), *Sea-level changes: An integrated approach: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 71-108.
- Hernández-Mendoza, J.J., DeAngelo, M.V., Wawrzyniec, T.F., Hentz, T.F., 2008, Major structural elements of the Miocene section, Burgos Basin, northeastern Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 92, 1479-1499.
- Herrera Monreal, J.C., Santiago Carrasco, B., Caballero Martínez, J.A., Ramírez García, G., González Reyes, B., 2008, Carta geológico-minera Río Bravo G14-8, escala 1:250000: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Humphrey, W.H., 1956, Tectonic framework of Northern Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 6, 25-35.
- James, E.W., Henry, C.D., 1991, Compositional changes in Trans-Pecos Texas magmatism coincident with Cenozoic stress realignment: *Journal of Geophysical Research*, 96, 13561-13575.
- Lajous, A., 2004, La Cuenca de Burgos y los contraflancos de servicios múltiples: La Jornada: 17 de marzo de 2004, disponible en <www.jornada.unam.mx/2004/03/17/per-cuenca.html>.
- Lawton, T.F., Vega-Vera, F.J., Giles, K.A., Rosales-Domínguez, C., 2001, Stratigraphy and origin of the La Popa basin, Nuevo Leon and Coahuila, Mexico, *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 75, 219-240.
- Lawton, T.F., Bradford, I.A., Vega, F.J., Gehrels, G.E., Amato, J.M., 2009, Provenance of Upper Cretaceous-Paleogene sandstones in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province: *Geological Society of America Bulletin*, 121, 820-836.
- Le Pichon, X., Ranguin, C., Husson, L., Flotté, N., 2004, Geodynamics of mid-Tertiary extensional phase in southwest Texas and relationship with the Rio Grande fault: *GEOS*, 24, 377.
- McBride, E.F., Weidie, A.E., Wollenben, J.A., Laudon, R.C., 1974, Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 85, 1603-1622.
- McBride, E.F., Weidie, A.E., Wollenben, J.A., 1975, Deltaic and associated deposits of Difunta Group (Late Cretaceous to Paleocene), Parras and La Popa basins, northeastern Mexico, *en* Broussard, M.L. (ed.), *Deltas: models for exploration: Houston, Texas, Houston Geological Society*, 485-522.
- Morales Gil, C.A., 2008, Perspectivas de la exploración y producción de hidrocarburos en México: México, D.F., Pemex exploración y producción, publicado 17 de marzo de 2008, disponible en [http://www.pemex.com/files/content/perspectivas\\_17.pdf](http://www.pemex.com/files/content/perspectivas_17.pdf), consultado 10 de julio de 2011.
- Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico Region, Mexico: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 280 p.
- Ortiz-Ubilla, A., Tolson, G., 2004, Interpretación estructural de una sección sísmica en la región Arcabuz-Culebra de la Cuenca de Burgos, NE de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 226-235.
- Pérez-Cruz, G.A., 1992, Geologic Evolution of the Burgos Basin, Northeastern Mexico: Houston, Texas, Rice University, tesis doctoral, 155 p.
- Petróleos Mexicanos (Pemex), 2008, Reservas de hidrocarburos, *en* Pemex, Memoria de labores 2007, publicado 5 de abril de 2008, disponible en [http://www.pemex.com/files/content/MEM2007\\_V2\\_2.pdf](http://www.pemex.com/files/content/MEM2007_V2_2.pdf), consultado 2 de junio de 2011.
- Petróleos Mexicanos (Pemex), 2009, Reservas de hidrocarburos, *en* Pemex, Memoria de labores 2008, publicado 25 de mayo de 2009, disponible en [http://www.pemex.com/files/content/4\\_Mem\\_08.pdf](http://www.pemex.com/files/content/4_Mem_08.pdf), consultado 11 de agosto de 2011.
- Ramírez Gutiérrez, J.G., Romo Ramírez, J.R., Aranda Osorio, J.N., Valle Reynoso, O., 2008, Carta geológico-minera Reynosa G14-4, escala 1:250000: Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Robeck, R.C., Pesquera, R., Arredondo, S., 1956, Geología y depósitos de carbón de la región de Sabinas, Estado de Coahuila, *en* 20th International Geological Congress: México, D.F., 109 p.
- Robin, C., 1981, Relations volcanologie-magmatologie-géodynamique: Application au passage entre volcanisme alcalin et andésitique dans le Sud mexicain: Clermont-Ferrand, Auvernia, Francia, Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II, tesis doctoral, 503 p.
- Robin, C., Tournon, J., 1978, Spatial relations of andesitic and alkaline province in Mexico and Central America: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 1633-1641.
- Rosen, R.N., Bowen, B.E., Thies, K.J., 1994, Subsurface planktonic zonation of the Paleogene of Texas and Louisiana Gulf Coast and its relationship to relative changes of coastal onlap, *en* 44th annual convention of the Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions: Austin, Texas, 631-639.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 419-451.
- Segura Treviño, A., Fuentes, J.N., Ramírez Villaseñor, G., González García, A.V., Guerra Pérez, S., Quintanilla Pérez, M., 2006, Carta Bioestratigráfica de la Cuenca de Burgos (cartel), *en* Simposio de Paleontología: Reynosa, Tamaulipas, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- Soegaard, K., Ye, H., Halik, N., Daniels, A.T., Arney, J., Garrick, S., 2003, Stratigraphic evolution of Latest Cretaceous to early Tertiary Difunta foreland basin in northeast Mexico: Influence of salt withdrawal on tectonically induced subsidence by the Sierra Madre Oriental fold and thrust belt, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 79, 364-394.
- Tardy, M., Sigal, J., Glacon, G., 1974, Bosquejo sobre la estratigrafía y la paleogeografía de los flysch cretácicos del Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental, México: México, D. F., Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 12-28.
- Trudgill, B.D., Rowan, M.G., Fiduk, J.C., Weimer, P., Gale, P.E., Korn, B.E., Phair, R.L., Gafford, W.T., Roberts, G.R., Dobbs, S.W., 1999, The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico; Part 1, structural geometry, evolution and regional implications: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83, 88-113.
- Vega-Vera, F.J., Perrilliat, M.C., 1989, La presencia del Eoceno marino en la cuenca de la Popa (Grupo Difunta), Nuevo León; orogenia postypresiana: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 8, 67-70.
- Wheeler, H.E., 1958, Time-stratigraphy: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 42, 1047-1063.
- Winker, C.D., Buffler, R.T., 1988, Paleogeographic evolution of early deep water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72, 318-346.

Manuscrito recibido: Enero 20, 2010.

Manuscrito corregido recibido: Junio 20, 2010.

Manuscrito aceptado: Junio 30, 2010.