

03060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL Y DE
POSGRADO - CCH
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PROCESOS DE DOLOMITIZACION MASIVA EN LA
FORMACION CUPIDO (CRETACICO INFERIOR) EN EL
CAÑON DE BUSTAMANTE, N. L.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS (GEOLOGIA)

P R E S E N T A

GABRIELA SARA GUZZY ARREDONDO

DIRECTOR DE TESIS: DR. GUSTAVO MURILLO MURETON

MEXICO, D. F.

2005

m 342588



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

CONTENIDO

	Página
DEDICATORIA	IV
AGRADECIMIENTOS	V
LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE TABLAS	IX
RESUMEN	X
ABSTRACT	XI
CAPÍTULO I	
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1 Antecedentes	1
I.2 Planteamiento del problema.	4
I.3 Objetivos	6
I.4 Metodología	6
A. Trabajo de campo.	7
B. Estudios de laboratorio.	7
CAPÍTULO II	
II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	16
II.1 Evolución paleogeográfica y paleoambiental de las secuencias mesozoicas del noreste de México.	18
CAPÍTULO III	
III. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN CUPIDO EN EL NORESTE DE MÉXICO	21
III.1 Facies sedimentarias de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.	25
CAPÍTULO IV	
IV. MODELOS DE DOLOMITIZACIÓN	30
IV.1 Antecedentes acerca de los procesos de dolomitización.	32
IV.2 Modelos de dolomitización.	37
IV.2.1.1 Dolomita tipo Sabkha.	38
IV.2.2 Dolomita tipo Coorong.	39
IV.2.3 Dolomita de agua marina normal.	39
IV.2.4.1 Dolomita de refluo de salmuera.	41
IV.2.4.2 Modelo de dolomitización de mezcla de aguas meteórica y marina (Modelo Dorag).	42

IV.2.4.3 Modelo de dolomitización organogénica/metanogénica de sedimentos marinos hemipelágicos.	43
IV.2.5 Modelo de dolomitización bacteriana y modelo de dolomitización microbiana .	44
IV.2.6 Modelo de dolomitización por sepultamiento profundo.	45
IV.2.7 Modelo de dolomita hidrotermal.	48
CAPÍTULO V	
V. CARACTERIZACIÓN Y DISTRIBUCIÓN DE LA DOLOMITA DE LA FORMACIÓN CUPIDO EN EL CAÑÓN DE BUSTAMANTE	50
V.1 Controles en la distribución de la dolomita.	50
V.2 Tipos de dolomita.	51
V.3 Catodoluminiscencia de las dolomitas.	53
V.4 Rasgos diagenéticos mayores de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.	54
V.5 Geoquímica de las dolomitas.	57
CAPÍTULO VI	
VI. POSIBLES PROCESOS DE DOLOMITIZACIÓN MASIVA DE LA FORMACIÓN CUPIDO EN EL CAÑÓN DE BUSTAMANTE	67
VI.1 Discusión	67
VI.2 Conclusiones	74
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	76
APÉNDICE	

Dedico este trabajo a mi esposo Francisco Javier Name Sierra y a mis hijos: Francisco Javier, Andrés, Fernando y Juan Manuel. Gracias por su amor, entusiasmo, comprensión y paciencia.

Este trabajo también es dedicado a mis padres Pedro Guzzy y Ma. Teresa Arredondo, a mis hermanos: Tere, Pedro, Jorge, Elena y Juan y a sus familias. Gracias por su amor y entusiasmo.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue financiado por el Fondo para la Investigación con Instituciones de Educación Superior del Instituto Mexicano del Petróleo, y forma parte del proyecto de investigación FIES-98-76-1, titulado: "Investigaciones geoquímicas acerca de los procesos diagenéticos en secuencias carbonatadas con potencial petrolero del sureste de México". Los análisis de la geoquímica de isótopos estables fueron financiados por el CONACYT, en el Proyecto CONACyT G35442-T "Desarrollo en México de Nuevas Metodologías en Isótopos Estables aplicadas al estudio de Depósitos Minerales, Vulcanismo, Sistemas Hidrotermales, Hidrología, Ecología y Biogeoquímica Acuática". Agradezco a las autoridades del Instituto Mexicano del Petróleo, de los Institutos de Geología, Geofísica y Física de la Universidad Nacional Autónoma de México y del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por haberme permitido realizar este trabajo.

Agradezco especialmente al Dr. Gustavo Murillo Muñetón y al Dr. Dante J. Morán Zenteno por su dirección, formación, comprensión y amistad. Agradezco también a los miembros del jurado: Dr. J. Manuel Grajales, Dr. Jordy Tritlla y Dr. Ricardo Barragán, por su apreciable apoyo y formación.

Agradezco al M. en C. Ricardo Martínez, M. en C. Elena Lounejeba, Dr. Peter E. G. Schaaf, M. En C. Gaby Solis, M. en C. Edith Cienfuegos, M. en C. Pedro Morales, Dra. Margarita Reyes, Dr. Hugo Delgado y al Ing. Carlos Linares por su valiosa ayuda, asesoría e instrucción.

Gracias a mis maestros, amigos y a todas las personas que me apoyaron y contribuyeron en la realización de este trabajo: Guillermo C. Aguilar, Eduardo Andrade, Diego Aparicio, Ofelia Barrientos, Ana Luisa Carreño, Elena Centeno, Victor Dávila, Liberto De Pablo, Antonio Flores de Dios, Caridad Hernández, Francisco J. Jaimes, Esther Leyva, Karim López, Lenin Loredó, Anastasio Lozano, Rufino Lozano, Consuelo Macías, Aurelia Manturano, Raymundo Martínez,

Barbara Martiny, Juan Julio Morales, Francisco J. Otero, Eduardo Palacios, Eustacio Pérez, Rafael Puente, José Ruiz, José L. Sánchez Zavala, Luigi Solari, Corina Solis, Martín Hernández, Francisco Vega Vera.

LISTA DE FIGURAS

		Página
Figura 1	Mapa de localización del Cañón de Bustamante, N. L.	2
Figura 2	Tendencia aproximada de las facies de plataforma–margen de la Formación Cupido en el NE de México.	3
Figura 3	Mapa geológico del noreste de México.	16
Figura 4	Geología del Cañón de Bustamante, N. L.	17
Figura 5	Correlación estratigráfica del Cretácico Inferior del NE de México, Centro-E de Texas y E de Costa del Golfo de Estados Unidos.	19
Figura 6	Sección de correlación estratigráfica del Cretácico Inferior de la Cuenca de Sabinas.	24
Figura 7	Litofacies de Formación Cupido.	27
Figura 8	Principales modelos de dolomitización.	40
Figura 9	Tipos de formación mineral basados en la temperatura del fluido y la temperatura del ambiente. Tomada de Machel y Lonnee (2002).	49
Figura 10	Fotografía de la pared norte del Cañón de Bustamante, donde se señala la sección estudiada en este trabajo.	51
Figura 11	Fotomicrografía de los tipos de dolomita de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.	53
Figura 12	Fotomicrografías de dolomita y calcita de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante, N.L	54
Figura 13	Secuencia paragenética y de eventos general observada en este trabajo en la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.	56
Figura 14	Composición isotópica de Carbono y Oxígeno ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las dolomitas y de las calcitas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.	59
Figura 15	Abundancias de elementos traza de las fases carbonatadas	

Figura 16	de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante. Gráfica de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de fases minerales de las Formaciones Cupido y la Virgen.	61 63
Figura 17	Fotomicrografías de inclusiones fluidas primarias de dos fases en cristales de dolomita y calcita.	65
Figura 18	Temperaturas de homogeneización (Th) en inclusiones fluidas de dolomitas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.	65

LISTA DE TABLAS

		Página
Tabla 1	Estudios petrográficos de las fases carbonatadas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.	Apéndice
Tabla 2	Abundancias de elementos mayores, composición isotópica de Oxígeno-Carbono ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$), relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y termometría de inclusiones fluidas de las fases carbonatadas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.	60
Tabla 3	Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las fases carbonatadas de la Formación La Virgen.	62
Tabla 4	Microtermometría en Inclusiones fluidas de fases carbonatadas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.	66

RESUMEN

La Formación Cupido del Cretácico Inferior (Hauteriviano superior-Aptiano inferior) representa una extensa plataforma carbonatada expuesta en el noreste de México desarrollada durante la etapa de evolución de post-*rift* del Golfo de México. Una característica importante de la Formación Cupido es la presencia de porciones intensamente dolomitizadas; en el Cañón de Bustamante, N. L., esta formación aflora espectacularmente, desde su base hasta su cima, a lo largo de 6 km y se observan porciones dolomitizadas con geometrías muy complejas. Se utilizó trabajo de campo, petrografía de luz polarizada y catodoluminiscencia, análisis de inclusiones fluidas, geoquímica de elementos mayores y traza, geoquímica de isótopos estables (carbono y oxígeno) y relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de dolomitas para comprender los posibles mecanismos de dolomitización de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante. La dolomitización afectó, parcialmente, todas las facies sedimentarias de la Formación Cupido, tanto de interior y margen de plataforma como de plataforma externa; y aparentemente no afectó a las unidades subyacente (Formación Taraises del Berriasiano-Hauteriviano inferior) y sobreyacente (Formación La Peña del Aptiano superior). La geometría de los cuerpos dolomitizados, típicamente de color negro, es irregular a masiva en facies de margen y plataforma externa, y de aspecto tabular en las facies cíclicas de interior de plataforma. La dolomita en su mayoría es de reemplazamiento de forma xenotópica-A a ipidiotópica-S, no ferrosa y de color rojo de baja luminiscencia (*dull*). El tamaño de los cristales de dolomita emuló el tamaño de los cristales de carbonato de calcio de las facies dolomitizadas, así la dolomita de reemplazamiento en las facies de interior y margen de plataforma es de grano medio a grueso y en facies de plataforma externa es de grano fino a medio. La petrografía, geometrías de los cuerpos de dolomita, datos de microtermometría de inclusiones fluidas (190 a 200 °C) y el $\delta^{18}\text{O}$ (4.4 ‰ a -6.4 ‰) de la dolomita indican que la dolomitización ocurrió a altas temperaturas, asociadas a una anomalía térmica regional, bajo condiciones diagenéticas de sepultamiento profundo. Esta anomalía térmica regional se documentó también con análisis de inclusiones fluidas de dolomita y calcita post-dolomita del área de potreros El Chico y Minas Viejas y cemento de calcita post-dolomítica del Cañón de Bustamante, todas ellas de la Cupido Formation. La geoquímica de las dolomitas y la estimación de la salinidad a partir del análisis de inclusiones fluidas sugieren que el fluido dolomitizante fue agua marina modificada. Aparentemente, el movimiento del fluido dolomitizante siguió patrones de circulación de flujo lateral, controlados por la porosidad y permeabilidad original de las facies calcáreas dolomitizadas. La edad de la dolomitización es incierta, aunque pudo haber ocurrido en el Cretácico Tardío.

ABSTRACT

The Lower Cretaceous (Upper Hauterivian-Lower Aptian) Cupido Formation represents an extensive carbonate platform exposed in northeastern Mexico developed during the post-rift stage of the Gulf of Mexico evolution. An important characteristic of the Cupido Formation is the presence of intensely dolomitized portions. In the Bustamante Canyon, N. L., where this formation is superbly exposed, from base to top, along 6 km, bodies of dolomite with very complex geometries are observed. In order to understand the possible dolomitization mechanisms in the Cupido Formation of the Bustamante Canyon, field work, plane-light and cathodoluminescence petrography, fluid inclusion analysis, major element and trace element geochemistry, stable isotopes (carbon and oxygen) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios were carried out. The dolomitization affected, partially, all sedimentary facies of the Cupido Formation including inner-platform, platform margin and outer platform facies as well; however, apparently it did not affect the underlying (Berriasian-lower Hauterivian Taraises Formation) and overlying (upper Aptian La Peña Formation) units. The geometry of the dolomitized bodies, typically black in color, is irregular to massive in both platform margin and outer platform facies and rather tabular in the cyclic inner-platform facies. Most dolomite is replacive with xenotopic-A to ipidiotopic-S fabrics, no ferroan and shows dull red color under cathodoluminescence. Crystal size of dolomite mimicked the crystal size of the original calcium carbonate, thus the replacive dolomite in the interior and margin platform facies is medium to coarse-grained while and in the outer platform facies is fine to medium-coarse grain. Geometry of the dolomite bodies, petrography, microthermometric data from fluid inclusions (190°C-200°C) and $\delta^{18}\text{O}$ values (-4,4 ‰ to -6,4 ‰) from dolomite indicate that the dolomitization process occurred at high temperatures under deep-burial diagenetic conditions and related to a regional thermal anomaly. This thermal anomaly was also documented from fluid inclusion analysis in dolomite and post-dolomite calcite from the El Chico and Minas Viejas *potreros* and in post-dolomitic calcite cement from the Bustamante Canyon, all of them from the Cupido Formation. The dolomite geochemistry and the salinity estimation from fluid inclusion analysis suggest that the dolomitizing fluid was modified marine water. Apparently, the movement of the dolomitizing fluid followed lateral flow circulation patterns controlled by the former porosity and permeability of the dolomitized limestone facies. The age of the dolomitization event is uncertain, although it could have happened in Late Cretaceous time.

CAPÍTULO I

I. INTRODUCCIÓN

I.1 Antecedentes

En el registro estratigráfico de secuencias carbonatadas es común la presencia de cuerpos de dolomías de diferente extensión, configuración y origen (Allan y Wiggins, 1993). La mayor parte de los cuerpos de dolomía se asocian a procesos diagenéticos. La dolomitización de los sedimentos carbonatados incrementa el tamaño de los cristales y de la garganta de los poros y decrece la tortuosidad del poro (Allan y Wiggins, 1993). Sin excepción, dicha combinación incrementa la permeabilidad del carbonato. De esta forma la dolomitización forma rocas que suelen ser almacenadoras de hidrocarburos y la caliza circundante forma el sello; por ejemplo, en Norteamérica el 80% de los depósitos de hidrocarburos se encuentran en dolomías y en el resto del mundo más del 50% (Allan y Wiggins, 1993).

La Formación Cupido forma parte de una plataforma carbonatada del Cretácico Inferior extensamente distribuida en el noreste de México (Fig.2). Por su distribución, sus características petrológicas generales y sus variaciones laterales de facies, este sistema representa un evento de sedimentación calcárea muy importante para la comprensión de la evolución paleogeográfica y paleoambiental de esta región de México. Por otra parte, la Formación Cupido tiene amplios segmentos dolomitizados, los cuales están excelentemente expuestos en diferentes localidades de la región, como en el Canón de Bustamante, N.L.; donde las variaciones laterales de esta formación han sido documentadas por la continuidad de sus afloramientos (Fig.1). Por tal razón, se seleccionó esta área para llevar a cabo una investigación con el objeto de comprender los procesos diagenéticos que dolomitizaron masivamente partes de la Formación Cupido.

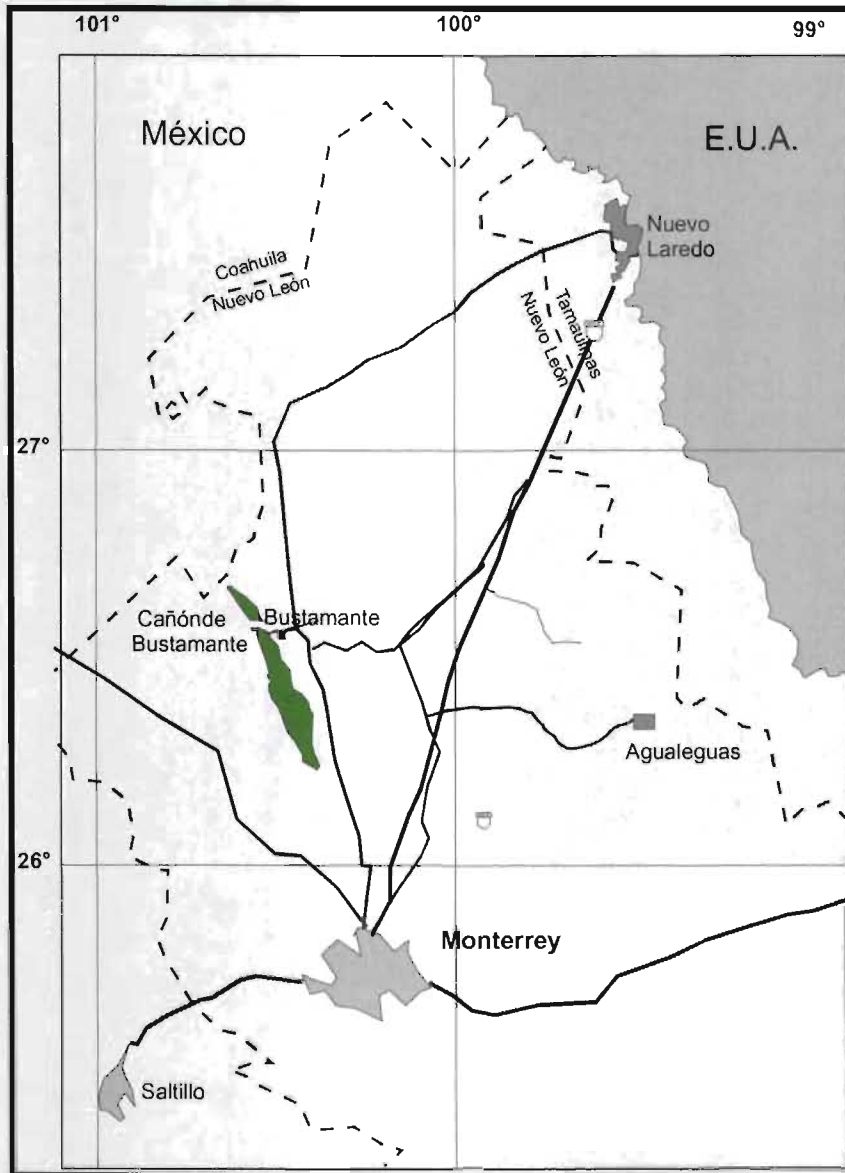


Fig. 1. Mapa de localización del Cañón de Bustamante, Nuevo León.

La Formación Cupido ha sido estudiada por varios investigadores con diferentes objetivos y grados de detalle. Dentro de los trabajos regionales se incluyen a Imlay (1937), Humphrey (1949), Humphrey y Díaz (1956), Alfonso-Zwanziger (1978), Márquez-Domínguez (1979) y Padilla y Sánchez (1986). Dentro de trabajos más detallados en los que se han hecho descripciones estratigráficas de la Formación Cupido se pueden mencionar: Guzmán (1974), Araujo y Martínez (1981), Moldovanyi y Lohmann (1984), Wilson y Ward (1993), Lehmann et al. (1998 y 1999), Murillo-Muñetón (1999) y Murillo-Muñetón y Dorobek (2003) (Fig. 2). Estudios diagenéticos

de la Formación Cupido han sido realizados por Guzmán (1974) y Moldovanyi y Lohmann (1984).

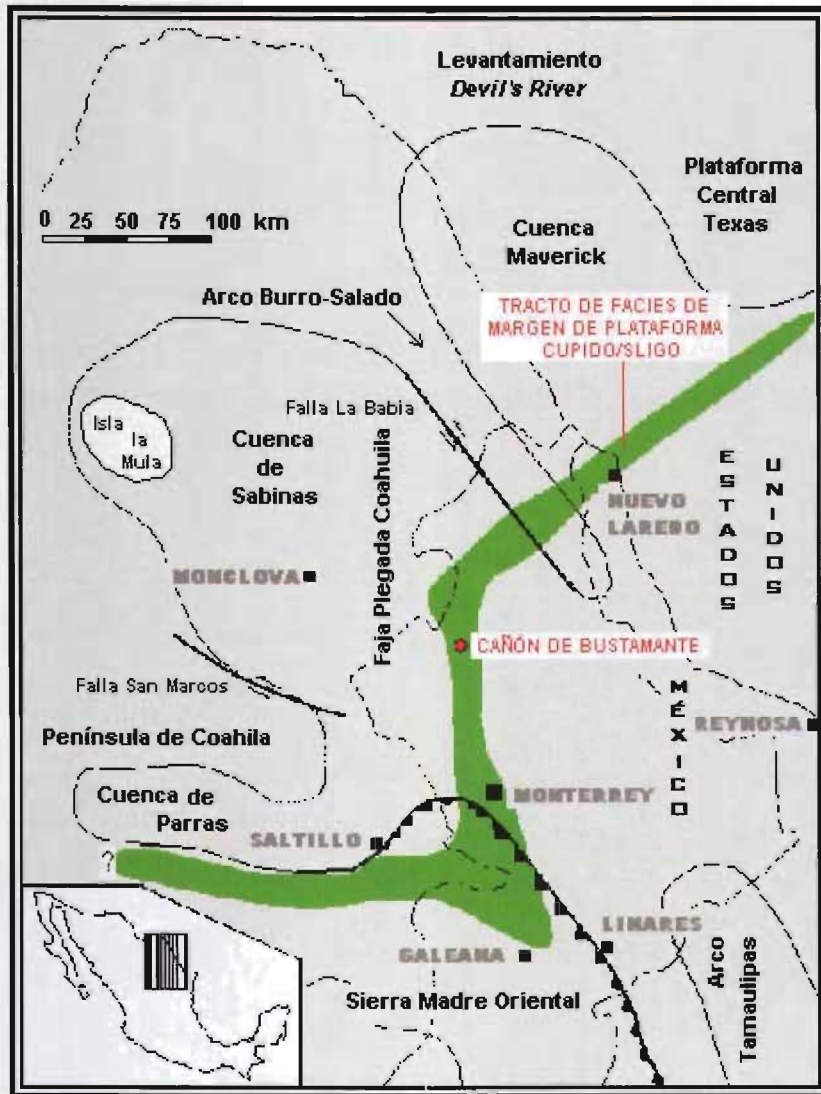


Fig. 2. Tendencia aproximada de las facies de plataforma–margen de la Formación Cupido en el NE de México de Alfonso-Zwanziger (1978). Distribución de las cuencas y elementos tectónicos de Charleston (1981), Márquez-Domínguez (1979), y Selvius y Wilson (1985). Modificado de Murillo-Muñetón (1999).

Goldhammer et al. (1991) y Goldhammer (1995) establecieron el primer marco de estratigrafía de secuencias del Jurásico Medio-Superior al Cretácico Inferior en el NE de México. Dentro de este contexto, la Formación Cupido, excluyendo su parte superior denominada Miembro Cupidito (Wilson y Pialli, 1977), y su equivalente cronoestratigráfico de cuenca (Formación Tamaulipas Inferior) constituyen el tracto

de sistemas de *highstand* de una secuencia de segundo orden del Valanginiano superior al Aptiano inferior (124-112 Ma) (Fig. 5). Por otra parte, Goldhammer et al. (1991) y Elrick (1995) describieron la cicloestratigrafía de alta resolución de las facies de plataforma interna de la Formación Cupido. La cicloestratigrafía de la Formación Cupido en el sur de la Sierra de Parras fue completada por Lohmann et al. (1998), quienes reconocieron dos secuencias compuestas de alta frecuencia dentro de la Formación Cupido. Murillo-Muñetón (1999) estableció un marco de estratigrafía de secuencias para la parte inferior de la Formación Cupido e identificó por primera vez montículos de lodo calcáreo microbianos en esta formación, expuestos excepcionalmente en el Cañón de Bustamante, N. L., donde se realizó el presente trabajo.

En el presente trabajo se dan a conocer los resultados de los análisis estratigráficos, petrográficos y geoquímicos de calcitas y dolomitas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante, los cuales han sido de gran utilidad para interpretar la formación de los cuerpos de dolomita. El entender los factores que controlan los procesos de dolomitización es fundamental en el estudio de la historia de las cuencas sedimentarias carbonatadas. El reconocer el ambiente de formación de la dolomía para hacer inferencias sobre la posible extensión y geometría del depósito es un aspecto muy importante en la exploración de hidrocarburos en depósitos carbonatados (Allan y Wiggins, 1993).

1.2 Planteamiento del problema

Las secuencias cretácicas de carbonatos de México presentan con frecuencia rasgos de dolomitización incipiente o intensa que modifican las características texturales y la permeabilidad de estas rocas. Dado el potencial petrolero que este tipo de secuencias presentan en diferentes regiones del oriente de México, es de vital importancia entender los tipos de procesos y fluidos que intervienen en esta clase de transformación diagenética. Ya existen estudios detallados sobre la sedimentología de la Formación Cupido en algunas localidades, sin embargo, no se han realizado estudios detallados que permitan comprender mejor los procesos de dolomitización.

Uno de los aspectos fundamentales en el estudio de los mecanismos de dolomitización es conocer las características de los fluidos asociados a dichos procesos. Varios tipos de fluidos dentro de las cuencas sedimentarias son capaces de formar cuerpos de dolomías a escala regional (McIlreath y Morrow, 1990; Allan y Wiggins, 1993, Warren, 2000). Los principales fluidos dolomitizantes son el agua marina, salmueras y soluciones resultantes de la mezcla de agua marina con agua meteórica (Allan y Wiggins, 1993; Warren, 2000). En realidad un proceso de dolomitización puede estar asociado a diferentes tipos de fluidos y condiciones de presión y temperatura. Los cristales de dolomita pueden contener información geoquímica fundamental que permite hacer inferencias sobre la naturaleza del fluido (elementos mayores, traza, isótopos, etc.). También a través del estudio de las inclusiones fluidas en los cristales de dolomita se pueden inferir las condiciones de temperatura y salinidad del fluido (Tucker y Wright, 1990; Allan y Wiggins, 1993; Warren, 2000). Es posible que la dolomitización de una secuencia ocurra en diferentes episodios con variaciones significativas en las condiciones de presión y temperatura, así como el tipo y magnitud de la permeabilidad de la roca afectada (McIlreath y Morrow, 1990; Tucker y Wright, 1990). En primera instancia, dichos episodios se pueden reconocer por las relaciones texturales entre las diferentes fracciones de dolomita y eventualmente pueden ser corroboradas por variaciones geoquímicas y mineralógicas (McIlreath y Morrow, 1990; Warren, 2000).

Comúnmente, el fluido que se asocia a la dolomitización masiva de sucesiones sedimentarias de calizas es el agua marina modificada, debido a que se necesitan grandes volúmenes de agua rica en Mg para dolomitizar a un carbonato en estas condiciones (Moore, 1989; McIlreath y Morrow, 1990). También se consideran fluidos salinos que descienden al subsuelo desde zonas de sedimentación evaporítica activa, o mezclas de agua meteórica y agua marina (Moore, 1989; McIlreath y Morrow, 1990; Warren, 2000). Las partes más profundas de muchas de las cuencas están invadidas por salmueras que se originaron como fluidos intersticiales de secciones relacionadas con evaporitas. La movilización de las salmueras hacia la

periferia de las cuencas puede generar amplias zonas de dolomitización asociadas a la formación de yacimientos tipo *Mississippi Valley* (Spirakis y Heyl, 1995).

Entender los procesos y productos de la diagénesis es un aspecto crítico en el análisis de la evolución de las cuencas sedimentarias, ya que tiene implicaciones prácticas para conocer la destrucción, preservación y la generación de la porosidad y permeabilidad. Estos conocimientos son de gran importancia para la industria del petróleo y del agua, así como para la localización de algunos depósitos minerales de interés económico.

I.3 Objetivo

El principal objetivo de este trabajo fue realizar una investigación integral utilizando diversas metodologías para inferir la naturaleza de los procesos de dolomitización y el origen de los fluidos dolomitizantes que afectaron parte de la secuencia de calizas de la Formación Cupido en una sección estratigráfica del Cañón de Bustamante, N. L., mediante trabajo de campo, petrografía, microtermometría en inclusiones fluidas y análisis geoquímicos de las dolomitas. Adicionalmente, se buscó entender los factores texturales que controlaron la distribución de la dolomía.

I.4 Metodología

Para descifrar la historia deposicional y diagenética de las dolomitas es indispensable, además del estudio de campo, hacer uso de técnicas físicas y químicas, dentro de las cuales las más usadas son: la petrografía (de luz polarizada y catodoluminiscencia), los análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno, la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, elementos traza y microtermometría en inclusiones fluidas (Tucker y Wright, 1990; Allan y Wiggins, 1993; Warren, 2000).

A continuación se describen las técnicas analíticas utilizadas y los procedimientos llevados a cabo en el presente estudio:

A. TRABAJO DE CAMPO

Se revisó la bibliografía referente a los estudios realizados sobre la Formación Cupido. A partir de la organización y jerarquización de esta información se llevó a cabo una síntesis y una discusión sobre la arquitectura estratigráfica, las facies sedimentarias y los ambientes de depósito de la Formación Cupido. Con base en lo anterior y tomando en cuenta la distribución de la dolomita en el Cañón de Bustamante, se eligió una sección estratigráfica (sección IV) de seis secciones estudiadas por Murillo-Muñetón (1999). Se revisaron 85 muestras de mano previamente colectadas en el Cañón de Bustamante por Murillo-Muñetón (1999) y se elaboraron láminas delgadas. El análisis se llevó a escalas microscópica y macroscópica, para la identificación de las estructuras sedimentarias, facies, microfacies, fábrica de las rocas, contenido fósil, así como el tamaño, forma y relación de los cristales de dolomita y calcita.

Se realizó trabajo de campo para revisar la estratigrafía de la Formación Cupido en los flancos norte y sur del Cañón de Bustamante y se seleccionó como área de trabajo la sección IV de Murillo-Muñetón (1999) del flanco norte, debido a que corta a numerosos cuerpos de dolomita. Además, se colectaron muestras de los contactos de la Formación Cupido con las formaciones subyacente (Taraises) y sobreyacente (La Peña). Se observaron y revisaron las estructuras sedimentarias y cambios de litofacies en dos secciones estratigráficas (IV y V) del flanco norte del cañón previamente descritas por Murillo-Muñetón (1999), se documentó la distribución de los cuerpos dolomitizados y de acuerdo a los cambios de facies y grado de dolomitización (parcial o total) se colectaron 42 muestras adicionales.

B. ESTUDIOS DE LABORATORIO

B.1 ESTUDIOS PETROGRÁFICOS EN LÁMINA DELGADA

B.1.1 Petrografía con luz polarizada

Para hacer los estudios petrográficos se elaboraron láminas delgadas de las 127 muestras de mano y se tiñeron con alizarina roja S y ferricianuro de potasio de

acuerdo al método de Dickson (1966), para diferenciar la dolomita de la calcita y la presencia o ausencia de dolomita y calcita ferrosas. Se identificaron microfacies, fábrica de las rocas, fósiles y estructuras sedimentarias, así como tamaño, forma y relación de los cristales de dolomita y de calcita. Las láminas delgadas pulidas fueron preparadas a 40 μm en el Laboratorio de Laminación del Instituto de Geología de la UNAM con una pulidora Struers y en el Laboratorio de Sedimentología y Diagénesis en el área de laminación del Instituto Mexicano del Petróleo con una pulidora Logitech PM 4 (Tabla 1 en Apéndice).

B.1.2 Catodoluminiscencia

Una vez realizados los estudios petrográficos con luz polarizada, se seleccionaron 60 muestras para estudios de catodoluminiscencia, de acuerdo a las microfacies identificadas y su posición estratigráfica. El objetivo fue observar las relaciones entre las facies y sus porciones dolomitizadas, así como la presencia o ausencia de zonación de los cristales (Walker y Burley, 1991; Reeder, 1981). Se prepararon 60 láminas delgadas de superficie pulida de 40 μm y se adhirieron al portaobjetos con resina fotosensible UV. Estas láminas se prepararon con una pulidora Struers en el Laboratorio de Laminación del Instituto de Geología de la UNAM. Los análisis de catodoluminiscencia se realizaron en el Laboratorio de Catodoluminiscencia del Instituto de Geología de la UNAM con un luminoscopio Relion, acoplado a un microscopio Olympus con una cámara digital acoplada. Estos análisis también se realizaron en el Laboratorio de Sedimentología y Diagénesis del IMP usando un luminoscopio Reliotron acoplado a un microscopio petrográfico Nikon con software de captura y procesado de imágenes Scion Image (IMP). En ambos laboratorios las condiciones de operación de los instrumentos fueron las siguientes: potencial de aceleración 15 kV, corriente del haz de luz 250 microamperes y condiciones de vacío 0.01 Tors.

B.1.3 Microscopio electrónico de barrido

En algunas muestras representativas se utilizó el microscopio electrónico de barrido para observar detalles más finos relacionados a las variaciones en la morfología de

los cristales individuales y a las relaciones entre ellos. Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Sedimentología y Diagénesis del IMP usando un microscopio MEB Carl Zeiss modelo DSM960A con microanalizadores de composición elemental EDS y WDS conectado a una computadora.

B.2 ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

Con base en los datos obtenidos del trabajo de campo, los análisis petrográficos y de catodoluminiscencia, se seleccionaron las muestras para realizar análisis de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en 10 muestras, de isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en 9 muestras, y abundancias de elementos mayores y elementos traza en 7 muestras.

B.2.1 Isótopos de estroncio: relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Con el objeto de inferir la naturaleza del fluido dolomitizante, se seleccionaron diez muestras de acuerdo a sus características petrográficas y su posición estratigráfica. La preparación de las muestras de carbonatos para la determinación de la relación isotópica de Sr consistió en separar los cristales individuales de calcita y de dolomita usando un mortero de ágata previamente lavado con ácido clorhídico diluido 0.15N, para fracturar al mineral. Posteriormente se separaron los cristales con unas pinzas de punta fina y una aguja de disección observándose con el microscopio de disección. Una vez separados los cristales, estos se lavaron con agua desionizada, se decantaron y se lavaron nuevamente con agua desionizada en baño de ultrasonido durante 10 minutos, se volvieron a decantar y se secaron bajo una lámpara de 250 watts. Los cristales se observaron nuevamente en el microscopio para comprobar que todo el material obtenido fuera el adecuado para el análisis. Los cristales se pulverizaron en un mortero de ágata. Una vez pulverizada la muestra se metió en un frasquito de vidrio y se pesó en la balanza analítica. Para facilitar la medición de relaciones isotópicas de Sr por medio de la espectrometría de masas con ionización térmica (TIMS) se eliminaron las interferencias isobáricas, especialmente de Ba y Rb. Esto se logró separando el Sr de la matriz química de las

muestras usando polímero específico (resina SR SPEX) capaz de retener o liberar el Sr bajo diferentes condiciones de acidez.

Para reducir el blanco analítico del medio ambiente, el procesamiento químico de las muestras se llevó a cabo en un laboratorio limpio clase 1000 o menor utilizando materiales resistentes (polímeros de fluor, teflón) a los ácidos y reactivos ultra puros (ácidos Bi-distilados o de grado INSTRA, agua de grado analítico I -MQ-). Una vez que la muestra estuvo pura desde el punto de vista mineralógico, se eliminaron las capas superficiales en las cuales pudiese existir intercambio químico con el entorno del mineral y alterasen las relaciones isotópicas de Sr. La lixiviación se llevó a cabo con ácido acético ultra puro diluido en un baño ultrasónico durante algunos segundos de acuerdo al tamaño de los fragmentos, inmediatamente se agregó el agua para parar la reacción efervescente y se enjuagó la muestra. Una vez seca la muestra, se pesaron de 2 a 5 mg por cada 1000 ppm de Sr en la muestra y se registró el peso. La calcita se disolvió en ácido acético al 10 %, mientras la dolomita en ácido clorhídrico 2N.

Una vez seca la muestra se disolvió en ácido nítrico 8N y quedó lista para la separación en las columnas. Estas últimas se componen de un cuerpo cilíndrico hecho de teflón de tres diámetros consecutivamente menores, un filtro de borosilicato el cual obstruye un extremo de diámetro intermedio. El cilindro del diámetro intermedio se relleno con la resina SrSPEC. La columna se colocó verticalmente, se lavó con agua y se acondicionó con el mismo ácido nítrico y de la misma concentración que el de la muestra. Cuando la columna estuvo lista, se ingresó la muestra en la columna. Una vez ingresada la muestra, el Sr se retuvo por la resina. La columna se lavó con porciones medidas de ácido nítrico de cada vez menor concentración. Los efluentes contienen los elementos que crean las interferencias isobáricas y este efluente se desechó. Por último, en un vaso limpio se recogió el Sr pasando por la columna el agua. El derivado químico obtenido de esta manera es un concentrado del Sr y no contiene los elementos problema para el análisis instrumental. El concentrado se dejó evaporar. Previo al análisis instrumental, el

contenido de la muestra se disolvió en unos microlitros del ácido clorhídrico y se cargó al filamento.

El equipo y las condiciones en las que se realizaron las mediciones de los isótopos de Sr fueron los siguientes. Los análisis se realizaron en un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca Finnigan MAT 262 en el LUGIS, Instituto de Geofísica de la UNAM. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las muestras se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas (n) para Sr. Los errores reportados se refieren a los dos últimos dígitos en donde $2\sigma_m = 2\sigma/\text{raíz } n$. Los valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr) son $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710236 \pm 18 (\pm 1\sigma_{\text{abs}}, n = 252)$. Todas las relaciones isotópicas de Sr se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$. El promedio de los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo fue 5.5 ng Sr (blanco total). Las fracciones minerales analizadas fueron de las muestras BCA-18, 23, 32, 46, 52, 60, 65, 70 y VX. Adicionalmente se analizaron dos muestras de la Formación La Virgen (VI-1 y VI-36) para evaluar su posible influencia en la firma isotópica de los fluidos dolomitizantes (Fig. 14, Tablas 2 y 3). Las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinadas se graficaron en el diagrama de variaciones isotópicas de estroncio de agua de mar de Burke et al. (1982) para observar si las fracciones analizadas de caliza conservan la firma isotópica del agua marina y para identificar el comportamiento isotópico de las fracciones analizadas de dolomía en relación al agua marina u otras posibles fuentes del fluido (Fig. 14, Tabla 2).

B.2.2 Isótopos estables: $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$

Los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en las muestras de calizas y dolomías, así como en cristales de calcita secundaria, se realizaron para hacer inferencias sobre el origen del fluido dolomitizante y las condiciones termales de formación de las dolomitas. Para los análisis de la calcita marina precursora, se prepararon láminas delgadas y se seleccionó el material original en la pared de la concha de un rudista, evitando

aquel que tuviera alteraciones diagenéticas. Posteriormente se separó el material con unas pinzas de punta fina y una aguja de disección observándose con el microscopio de disección. Una vez separado el material, este se lavó con agua desionizada, se decantó y se lavó nuevamente con agua desionizada en baño de ultrasonido durante 10 minutos, se volvió a decantar y se secó bajo una lámpara de 250 watts. Se observaron nuevamente en el microscopio para comprobar que todo el material obtenido sea el adecuado para el análisis. Los cristales se pulverizaron en un mortero de ágata. En el caso de la dolomita y de cemento de calcita post-dolomita, se fracturó el material seleccionado de la muestra con un mortero de ágata previamente lavado con ácido clorhídico diluido 0.15N. Se observó el material en el microscopio de disección para separar el material de cualquier material no seleccionado para el análisis. Una vez separado el material, se lavó con agua desionizada, se decantó y se lavó nuevamente con agua desionizada en baño de ultrasonido durante 10 minutos, se volvió a decantar y se secó bajo una lámpara de 250 watts. Posteriormente el material se pulverizó en un mortero de ágata. Para la limpieza del material, los tubos de reacción se lavaron con extrán neutro al 5% durante 30 min en ultrasonido dos veces, posteriormente se enjuagaron con agua destilada por 30 min en el ultrasonido (este último paso se repitió tres veces), se colocaron en una mufla y se calentaron a 500 °C por 2 horas. Después las muestras se colocaron en un tubo y se lavaron con acetona 30 min en ultrasonido (dos veces). Los tubos se enjuagaron con agua destilada por 30 min en el ultrasonido (tres veces) y se colocaron en el horno a 80°C durante la noche para secarlos. Posteriormente se pesaron aproximadamente $400 \mu\text{g} \pm 20 \mu\text{g}$ en una microbalanza "Mettler Toledo AX5", se colocaron en una mufla a 85°C por 24 hr, al término se colocó la tapa con septum y se pusieron en la plancha del Gas Bench (calcitas a 25°C y dolomitas a 72°C). Posteriormente se programó el automuestreador para inyectar por 5 min He 5.0 pureza para eliminar el aire, se inyectó el ácido ortofosfórico con una jeringa gas tight (10 gotas) y se dejó reposar 24 horas. Después, se realizó la adquisición con el programa de gas bench, con el cual se obtuvieron diez medidas de cada muestra. Cada conjunto de muestras se midieron utilizando los estándares NBS-19, NBS-18 y LSVEC para normalizar los resultados. Finalmente, se determinaron las relaciones

isotópicas de las muestras en un espectrómetro de masas Thermoquest Finnigan Delta Plus-XL con gas Bench de flujo continuo de He IE ^{18}O y ^{13}C en el Laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geología de la UNAM (Fig. 14; Tabla 2).

B.2.3 Elementos mayores y elementos traza

Se realizó geoquímica de elementos mayores y traza para identificar posibles variaciones en la composición química de dolomitas diferentes texturalmente, así como dentro de cristales individuales. También, se analizaron cristales de cemento de calcita post-dolomita para compararlos químicamente con la dolomita. Con base en la petrografía de luz polarizada y catodoluminiscencia se seleccionaron 6 muestras de dolomita y una de calcita. Los puntos analizados fueron seleccionados de acuerdo a la petrografía e incluyen análisis del borde y centro de los cristales. Se analizaron un total de 84 puntos, en los que se midieron las abundancias de los elementos mayores Ca y Mg, y de los elementos traza Fe, Mn, Na, y Sr (Fig. 13, Tabla 2). Los puntos de análisis se seleccionaron en el microscopio petrográfico y se marcaron en las secciones de cada muestra. Los análisis geoquímicos fueron realizados en el Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Texas A&M (College Station, Texas), donde se utilizó una microsonda electrónica marca Cameca, cuyas condiciones de operación fueron: alto voltaje 15 kV, corriente del haz 15 nA, diámetro del haz 10 micras y los siguientes límites de detección estadística (en ppm por peso elemental): Mg 20, Fe 100, Mn 90, Sr 130 y Na 30.

B.3 ANÁLISIS DE MICROTERMOMETRÍA EN INCLUSIONES FLUIDAS

Para los análisis de inclusiones fluídas se prepararon 7 láminas delgadas doblemente pulidas de 300 μm de espesor en el Laboratorio de Laminación del Instituto de Geología de la UNAM. Las láminas correspondientes a 6 muestras de dolomita y una de cemento de calcita post-dolomita. Dichas muestras se analizaron en el microscopio Olympus BH-2 con un aumento 40x para marcar la sección de la muestra con inclusiones fluídas primarias. El objetivo de este análisis fue estimar la temperatura mínima de dolomitización y la salinidad del fluido dolomitizante (Allan y Wiggins, 1993). Para medir la temperatura de homogeneización (T_h) y la temperatura

de fusión (T_m) se seleccionaron sólo inclusiones fluidas primarias que no presentaran estrangulamiento y que tuvieran un tamaño adecuado para medirlas. Los análisis microtermométricos se realizaron en un sistema para estudio de inclusiones fluidas del Laboratorio de Sedimentología y Diagénesis del Instituto Mexicano del Petróleo. Dicho sistema consta de una platina de calentamiento-enfriamiento marca Linkam (modelo THMSG-600) instalada en un microscopio petrográfico marca Nikon. Este microscopio tiene un condensador especial para optimizar la resolución cuando se usan objetivos de alto aumento (por ejemplo 80x o 100x). La platina está conectada a un controlador de temperaturas por el cual se calienta la muestra y a una bomba de enfriamiento que hace circular nitrógeno líquido. Las temperaturas alcanzadas por ambos dispositivos varían en el rango de -180 a 600 °C. La velocidad de calentamiento en la que se hicieron los análisis fue de 10 °C/min y los estándares de calibración sintética que se utilizaron fueron muestras de inclusiones fluidas en cuarzo sintético Fluid Inc., uno calibrado con H_2O a densidad crítica (0 °C y 374.1 °C) y otro calibrado con H_2O y CO_2 (25%M) (-56.6 °C). El equipo complementario lo conforman un circuito cerrado de TV, para monitoriar los procesos de cambio de fase de las inclusiones, una computadora y un software especializado que permite el control total del funcionamiento de todo el equipo, así como su programación.

Para identificar la presencia o ausencia de inclusiones de hidrocarburos (Allan y Wiggins, 1993) se observaron las 7 muestras con un microscopio petrográfico Olympus BH-2 con lámpara de mercurio para Fluorescencia UV y analizador de imágenes Image Pro Plus en el Laboratorio de Sedimentología y Diagénesis del Instituto Mexicano del Petróleo.

B.3.1 Temperatura de homogeneización (T_h)

Se midieron las temperaturas de homogeneización en 109 inclusiones fluidas de dolomita y 32 de cemento de calcita secundaria post-dolomita. En las dolomitas, las mediciones se hicieron en inclusiones de dos fases (líquido-vapor), mientras en las

calcitas las mediciones comprendieron inclusiones de dos fases (líquida-vapor) y de tres fases (sólido-líquido-vapor).

B.3.2. Temperatura de fusión del hielo y salinidad (T_m)

Debido a que el tamaño de las inclusiones fluidas no era suficiente para medir las temperaturas de fusión en dolomitas, solamente en una muestra se realizaron mediciones por congelamiento y fusión de hielo para estimar la salinidad del líquido. En el cemento de calcita post-dolomita se realizaron 3 mediciones de T_m .

CAPÍTULO II

II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Los afloramientos de la Formación Cupido se encuentran distribuidos en la Faja de Pliegues de Coahuila, así como en la zona transversal de la Sierra Madre Oriental, donde están expuestas principalmente secuencias plegadas del Jurásico y Cretácico (Fig. 3). El Cretácico, en esta región, se encuentra subyacente concordantemente por un grupo de unidades marinas del Jurásico Superior que a su vez cubren en discordancia a rocas del Triásico, Paleozoico y probablemente del Precámbrico (Morán-Zenteno, 1994).

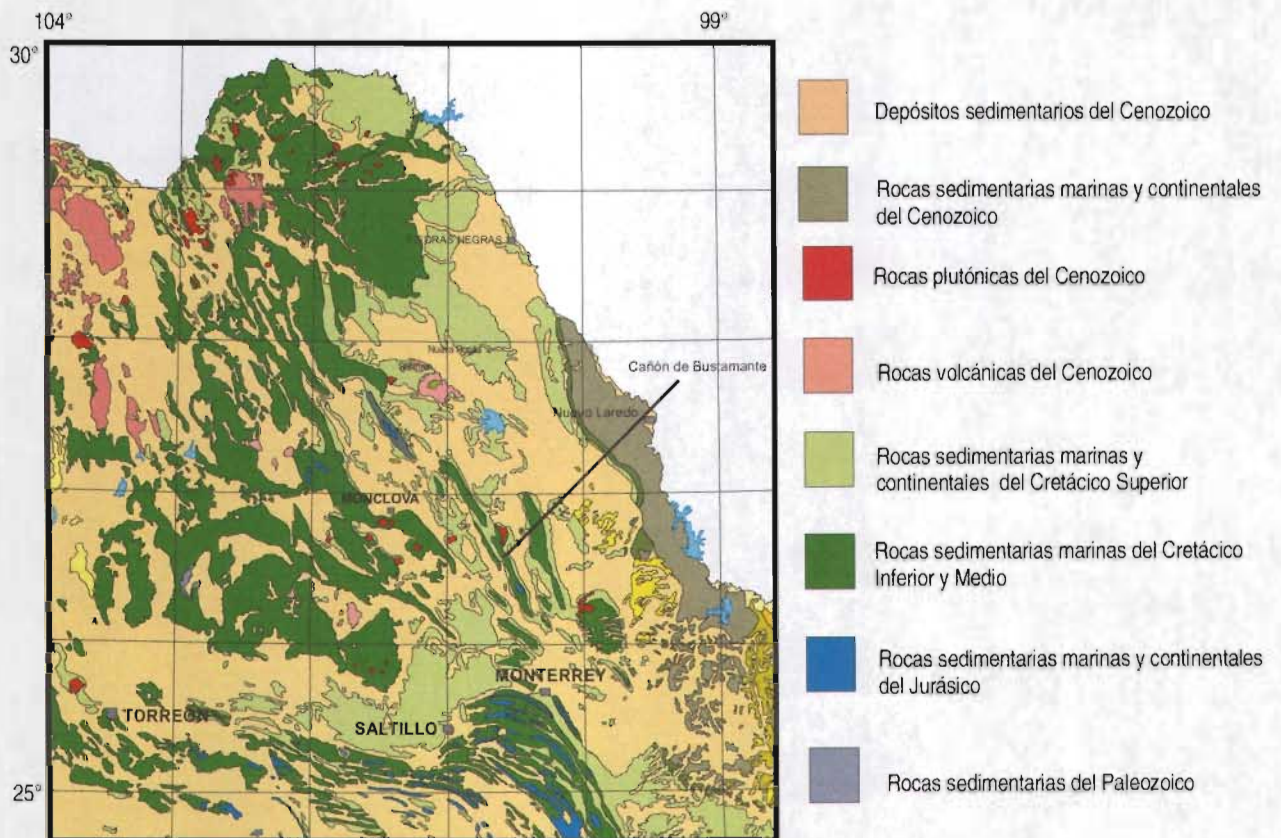


Fig. 3. Mapa geológico del noreste de México. (Modificado de Ortega-Gutiérrez, 1992).

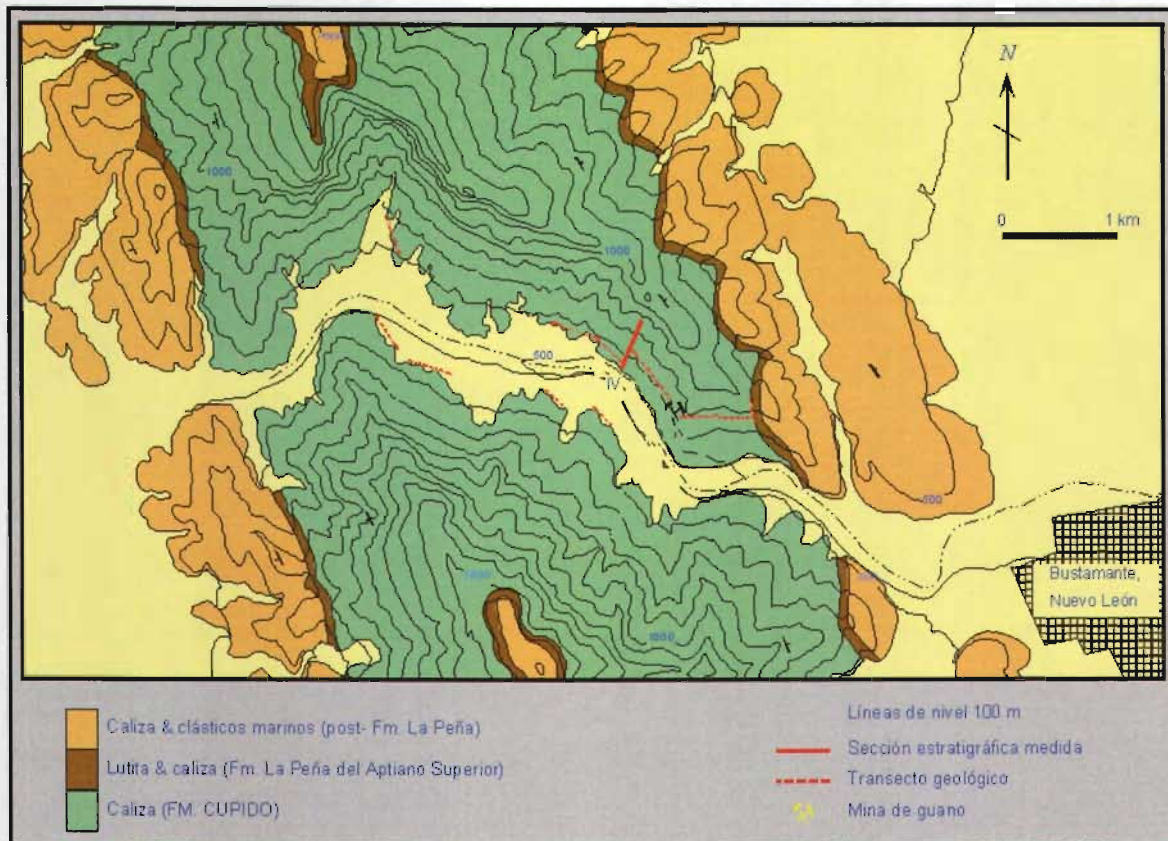


Fig. 4. Geología del Cañón de Bustamante, N. L. (Tomada de Murillo-Muñetón, 1999).

La secuencia del Cretácico Inferior de la región central de Coahuila presenta variaciones verticales y laterales significativas (Fig.5) y está formada principalmente por depósitos de carbonatos, pero también existen unidades terrígenas y evaporíticas. Las unidades del Cretácico Inferior definidas para esta región incluyen a la Arcosa San Marcos y la Arcosa Patula predominantemente terrígenas, así como a las formaciones Menchaca, Barril Viejo, Padilla y La Mula que incluyen calizas, calizas arcillosas y lutitas. Estas unidades están sobreyacidas por la Formación La Virgen constituida por evaporitas y carbonatos de aguas someras (Humphrey y Díaz, 1956; Guzmán-García, 1991). Otras secciones del Cretácico Inferior ubicadas inmediatamente al este y al sur de la zona central de Coahuila incluyen a la Formación Taraises formada por lutitas, calizas arcillosas y calizas de mar abierto sobreyacidas por la Formación Cupido. La Formación Tamaulipas Inferior se extiende hacia el este y el sur del área de distribución de la Formación Cupido y consiste de calizas de cuenca (Humphrey y Díaz, 1956; Ross, 1981) cronoestratigráficamente equivalentes a la Formación Cupido. Las relaciones

estratigráficas entre estas unidades se muestran en la Fig. 6. En síntesis, la Formación Cupido representa depósitos carbonatados cuyas facies varían de plataforma interna, a margen de plataforma y plataforma externa. Esta distribución de facies define una plataforma carbonatada marina que se conoce como Sistema Carbonatado Cupido (Murillo-Muñetón, 1999 y referencias incluidas). Este sistema se desarrolló como parte de la evolución del margen pasivo del Golfo de México, desde el Hauteriviano Superior hasta el Aptiano Inferior, como resultado de una transgresión marina de gran escala, marcada por ciclos menores de transgresión y regresión (Goldhammer et al., 1991).

II.1 Evolución paleogeográfica y paleoambiental de las secuencias mesozoicas

Durante el Jurásico Tardío sucede una transgresión al noreste de México que da lugar a la formación del Golfo de Sabinas, la Isla de Coahuila y la Península y el Archipiélago de Tamaulipas. Este fenómeno ha sido asociado por varios autores con la apertura del extremo occidental del Mar de Tethys, en el inicio de la disgregación del supercontinente Pangea. (González, 1979). De acuerdo a la síntesis elaborada por Marquéz-Domínguez (1979), la transgresión marina del Jurásico Tardío continuó y al inicio del Cretácico Temprano, durante todo el Neocomiano, dio lugar a depósitos de una secuencia heterogénea que comprende varias formaciones: La Arcosa San Marcos, Menchaca, Barril Viejo, Padilla, La Mula y La Virgen. En el sector sureste del Golfo de Sabinas se depositó la Formación Taraises durante el Berriasiano-Hauteriviano. Del Hauteriviano al Aptiano, se depositaron de forma extensiva secuencias calcáreas formadas en diferentes ambientes sedimentarios. Las calizas de la Formación Cupido, se depositaron en gran parte del Golfo de Sabinas en un ambiente de plataforma, incluyendo un margen arrecifal que se extiende de Laredo a Monterrey y de ahí hacia al oeste hacia Torreón. El desarrollo del arrecife restringió la circulación de las aguas hacia el poniente, propiciando el depósito de evaporitas en la Formación La Virgen en una cuenca de intraplataforma.

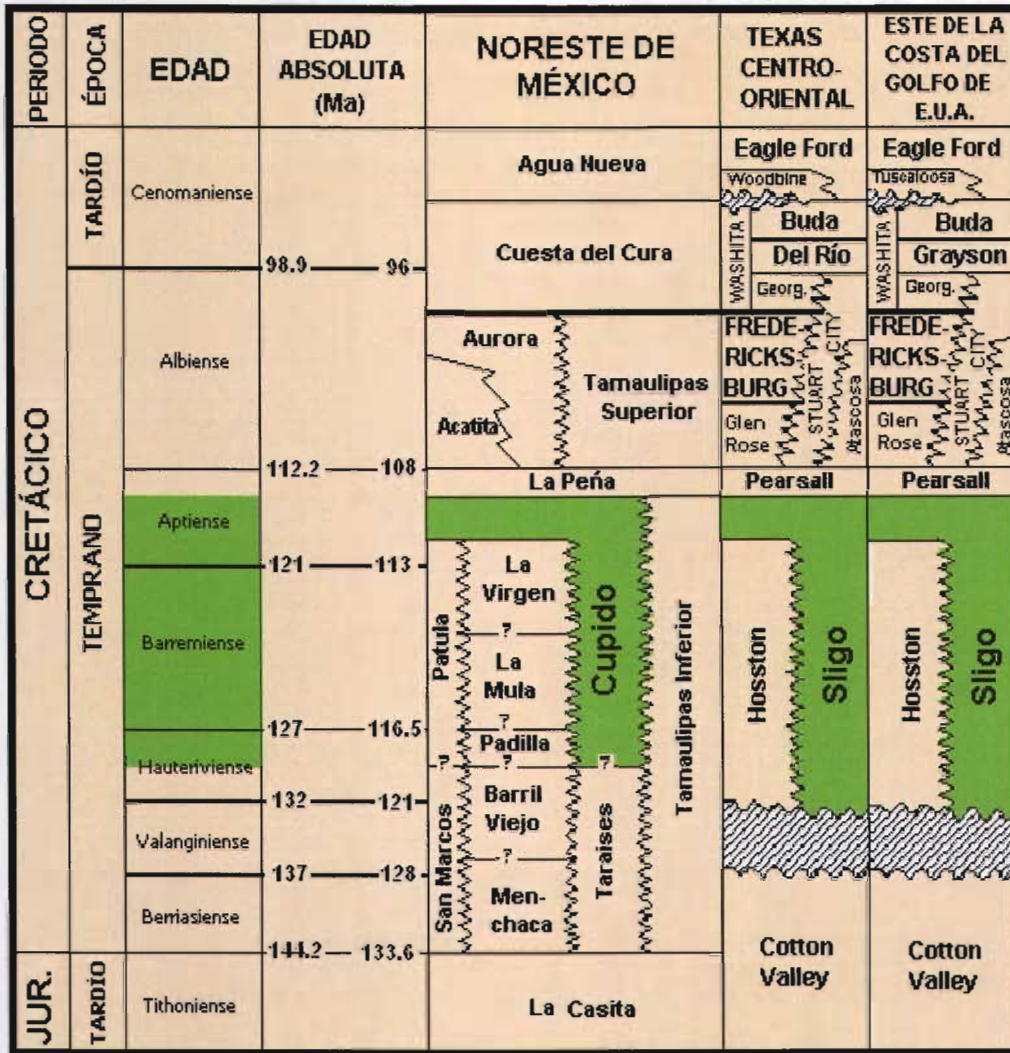


Fig. 5. Correlación estratigráfica del Cretácico Inferior del NE de México, Centro-E de Texas y E de Costa del Golfo de Estados Unidos. Tomada de Murillo-Muñetón (1999). El color verde significa el tiempo de depósito de la Formación Cupido, la cual es equivalente a la Formación Sligo en E. U. A.

En el Aptiano tardío ocurrió otra transgresión marina mayor depositándose la Formación La Peña, la cual terminó con la Plataforma Cupido (Salvador, 1987; Wilson, 1990; Goldhammer et al., 1991; McFarlan y Menes, 1991). Del Albiano al Cenomaniano transgresión marina, cubriendo los elementos hasta entonces positivos, permitiendo el desarrollo de gruesas secuencias carbonatadas en todo el noreste de México. Sobre las plataformas de Burro (Península de Tamaulipas) y Coahuila (Isla de Coahuila) se depositaron secuencias de facies someras y evaporíticas debido a la presencia de arrecifes que bordeaban a los elementos. A

este intervalo pertenecen las formaciones Aurora, Acatita y Tamaulipas Superior (Lehmann, et al., 1999).

Durante el Cretácico Tardío, la sedimentación marina en el noreste de México se caracterizó por la acumulación de sedimentos terrígenos provenientes de la parte occidental de México. La progradación de estos depósitos de terrígenos dio lugar a un retiro gradual de la línea de costa hacia el oriente de México. El régimen tectónico de esta región cambió dramáticamente a un sistema compresional de deformación asociada a la Orogenia Laramide del Cretácico Tardío al Eoceno (Lawton y Giles, 1997). El cinturón de pliegues y cabalgaduras de La Sierra Madre Oriental, las cuencas de antepaís La Popa y Parras y el Cinturón Plegado de Coahuila fueron formados durante este tiempo (Kellum et al., 1936; Imlay, 1936; Humprey y Díaz, 1956; Charleston, 1973 y 1981). La retirada gradual de los mares hacia el este produjo la formación de sucesivas líneas de costa y deltas originando gran cantidad de depósitos detríticos. En las cuencas de La Popa y Parras el hundimiento lento dio lugar a la acumulación de gruesos espesores de lutitas y areniscas. Durante el Cenozoico Temprano la deformación asociada a la Orogenia Laramide tuvo un avance importante produciendo anticlinales y sinclinales.

CAPÍTULO III

III. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA FORMACIÓN CUPIDO EN EL NORESTE DE MÉXICO

El término Formación Cupido se ha aplicado a una unidad litoestratigráfica de extensión regional que tiene variaciones complejas de facies. Esta unidad presenta relaciones estratigráficas diversas con unidades que le subyacen y le sobreyacen, y se interdigita lateralmente con otras unidades que representan tanto facies de plataforma interna como de cuenca (Fig.6). No existe un acuerdo respecto al alcance estratigráfico de la unidad, aunque sí parece haber la confirmación de que el término se ha aplicado a una unidad diacrónica especialmente en su límite inferior (González, 1979; Márquez-Domínguez, 1979; Murillo-Muñetón, 1999). La estratigrafía regional de la Formación Cupido ha sido objeto de numerosos estudios, tanto en trabajos directamente enfocados a la Formación Cupido, como en trabajos regionales. Imlay (1937) propuso el nombre de Formación Cupido para las capas expuestas a lo largo de la pared norte del Cañón del Mimbres (localidad tipo), en la parte media de la Sierra de Parras, aproximadamente a 60 km al sur de la población de Parras, Coahuila. En esta localidad Imlay (1937) describió la litología y estableció las relaciones cronológicas a través de estudios de ammonites asignando a la Formación Cupido una edad del Hauteriviano superior al Barremiano, así mismo propuso gran parte de la nomenclatura litoestratigráfica en la región. Este autor aplicó el término Caliza Cupido, para la unidad calcárea de color gris y estratificación delgada a gruesa que subyace a la Formación La Peña y sobreyace a la Formación Taraises. Además señaló que la Formación Cupido también aflora en las sierras de San Marcos y La Purísima y que está ampliamente distribuida en la Provincia de Sierras y Cuencas de Coahuila. Posteriormente, Humphrey (1949) redefinió a la Formación La Peña y a la Caliza Cupido le incluyó el miembro inferior calcáreo de La Peña. Humphrey y Díaz (1956) le dan a estas rocas el rango de formación, incluyendo en ella a todas las rocas carbonatadas de la Sierra de Parras ubicadas entre la Formación Taraises o Capulín abajo y la Formación La Peña.

Relaciones estratigráficas. La Formación Cupido sobreyace concordantemente y transicionalmente a la Formación La Mula en la Sierra La Purísima, Coah.; mientras que en la Sierra de San Marcos sobreyace en contacto transicional a la Arcosa San Marcos (Araujo y Martínez, 1981). En la Sierra de Villa Juárez (Cañón de la Carbonera) la base de la Formación Cupido está en contacto concordante directo con la cima de la Formación Carbonera y se observa donde desaparecen las capas calcáreas y aparecen los sedimentos arcillo-calcáreos de la Formación Carbonera (Araujo y Martínez, 1981). Hacia el oriente, el contacto superior de la Formación Cupido con la Formación La Peña es concordante, no transicional y se marca donde inician capas delgadas de calizas arcillosas con amonites del Aptiano superior de la Formación La Peña; mientras que el contacto inferior con la Formación Taraises es concordante y transicional. Estas relaciones estratigráficas se observan en el área del presente estudio (Cañón de Bustamante; Murillo-Muñetón, 1999; Fig. 6).

Espesores de la Formación Cupido. El espesor de la Formación Cupido varía de acuerdo a la localidad; por ejemplo se reportan 830 m en el Cañón la Boca (Bonet, 1956), 617 m en el Potrero Minas Viejas y 600 m en el Potrero de Menchaca (González, 1979; Márquez-Domínguez, 1979). Araujo y Martínez (1981) reportan 280 m en la Sierra de la Purísima, 200 m en la Sierra de San Marcos, 150 m en la Sierra del Rosario (Presa Francisco Zarco), 252 m en la Sierra de Las Amarillas, 315 m en la Sierra de los Álamos, 272 m en la Sierra de la Cadena, 300 m en la Sierra de la Muerte, 164 m en la Sierra de San Lorenzo. En el Cañón de Bustamante, en la sección estratigráfica donde se realizó este trabajo, Murillo-Muñetón (1999) reporta un espesor de 433 m en la parte inferior de la Formación Cupido. Las facies de mar abierto de la Formación Cupido, localizadas en las Sierras de San Felipe (Cuchillas de San Felipe, con un espesor de 71 m) y San Lorenzo (Mineral de San Diego, con un espesor de 130 m), presentan espesores menores a los de plataforma (Araujo y Martínez, 1981).

Edad y correlación. La edad de la Formación Cupido es controversial. De acuerdo a su posición estratigráfica y a los fósiles índice encontrados en las formaciones que la

subyacen y la sobreyacen, algunos autores como Humphrey (1949), Humphrey y Díaz (1956), Guzmán (1974), Guzmán-García (1991), asignaron un rango de edad del Hauteriviano tardío al Aptiano temprano. Conklin y Moore (1977), Wilson y Ward (1993) y Lehmann et al. (1998) le asignan una edad de Barremiano al Aptiano tardío; mientras Márquez-Domínguez (1979), extienden su límite inferior hasta el Valanginiano. Según Araujo y Martínez (1981), la edad de esta formación se extiende del Barremiano-Aptiano inferior. Para el corredor de la Huasteca, Monterrey-Bustamante, dentro del cual se encuentra la localidad estudiada, Murillo-Muñetón (1999) y Murillo-Muñetón y Dorobek (2003) sugieren una edad del Hauteriviano superior al Barremiano para la parte inferior de la Formación Cupido de acuerdo a las asociaciones de foraminíferos bentónicos, algas dasicladáceas y escasos amonites.

En dirección a la cuenca, la Formación Cupido se correlaciona con la Formación Tamaulipas Inferior, la cual consiste de mudstone con biota pelágica y nódulos de pedernal (Humphrey y Díaz, 1956; Ross, 1981). La Formación Cupido se correlaciona también con la Formación Vigas y con la parte inferior de la Formación Cuchillo del Estado de Chihuahua.

Controles sobre la evolución de la Formación Cupido. Los factores que controlaron la evolución estratigráfica de la parte inferior de la Formación Cupido fueron el perfil antecedente al depósito de la rampa en el tope de la Formación Taraises, la tasa lenta de subsidencia post-*rift*, las tendencias de acomodación a gran escala, las condiciones de invernadero del Período Cretácico y el régimen oceanográfico (Murillo-Muñetón, 1999). La sedimentología de esta unidad está directamente relacionada a su posición respecto a los elementos paleogeográficos existentes durante la época de su depósito. La sedimentación en el NE de México, desde mediados del Jurásico hasta mediados del Cretácico, estuvo influenciada por algunos elementos paleotectónicos originados durante el *rifting* ocurrido desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Temprano. Dentro de estos elementos paleotectónicos se incluyen las paleopenínsulas de Tamaulipas (o Arco Burro-Salado) y Coahuila (Kellum et al., 1936; Humphrey y Díaz, 1956; Charleston, 1973;

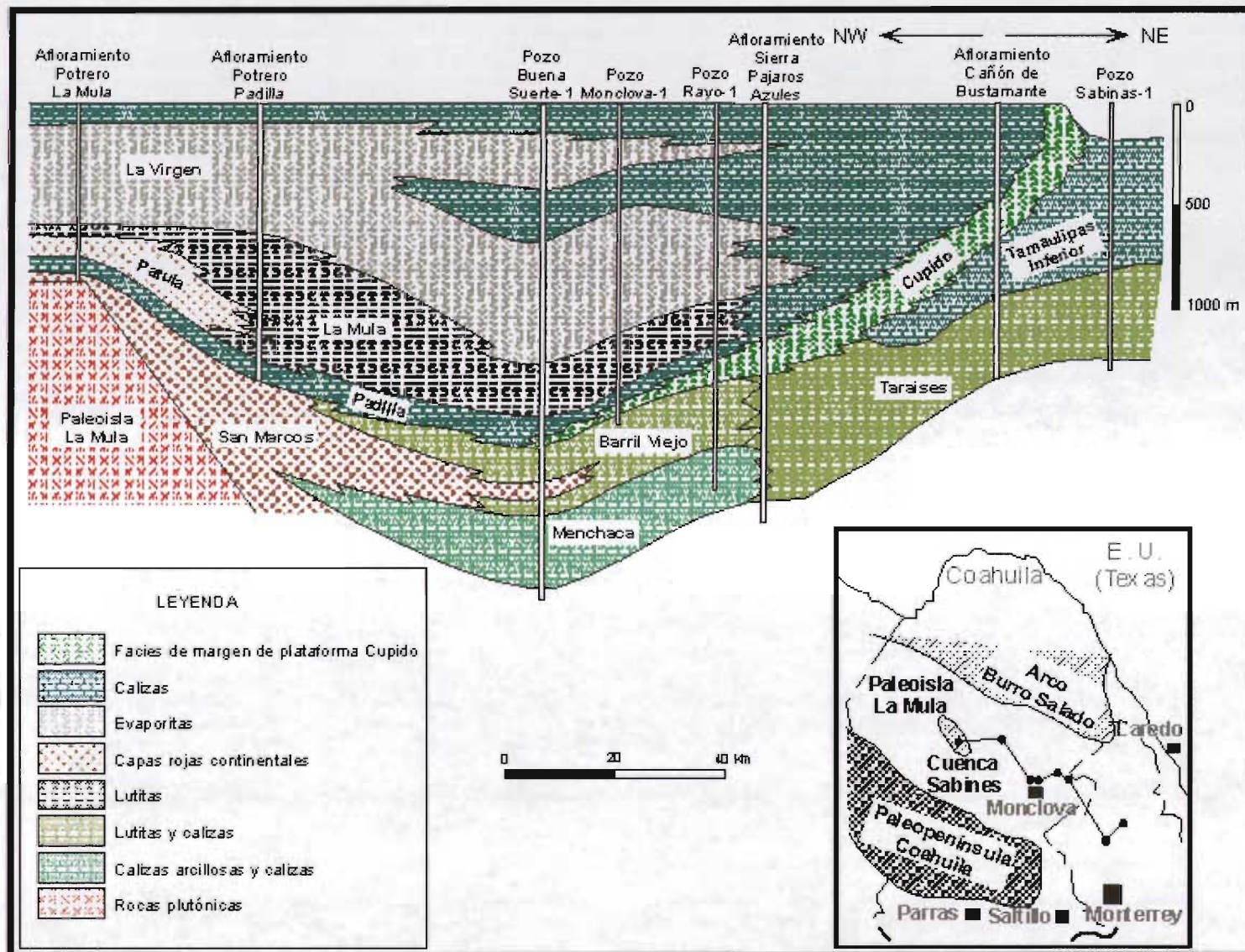


Fig. 6. Sección de correlación estratigráfica del Cretácico Inferior de la Cuenca de Sabinas basada en un afloramiento y en los datos del subsuelo. Tomada de Murillo-Muñetón (1999).

González, 1979; Smith, 1981; Wilson y Ward, 1993), así como la paleoisla La Mula (Márquez-Domínguez, 1979; Jones et al., 1984). La plataforma Cupido se desarrolló también extensivamente en la porción suroeste de la paleopenínsula de Coahuila en el Estado de Durango (Araujo y Martínez, 1981). Los sedimentos siliciclásticos erosionados de las partes emergidas de la paleopenínsula de Coahuila y de la paleoisla de La Mula fueron depositados sobre la plataforma carbonatada Cupido (Kellum et al., 1936; Humphrey y Díaz, 1956; Charleston, 1973; Márquez-Domínguez, 1979).

III.1 Facies sedimentarias de la Formación Cupido

Dentro de los principales trabajos sobre las facies sedimentarias de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante se encuentra el estudio de Murillo-Muñetón (1999), quien describe que la parte inferior de la Formación Cupido consiste de facies de margen de plataforma, plataforma externa y transición a cuenca. La siguiente descripción de facies de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante está basada en los trabajos de Murillo-Muñetón (1999) y Murillo-Muñetón y Dorobek (2003).

III.1.1 Facies de Submarea Somera

Facies de packstone de intraclastos-peloides-bioclásticos rico en fragmentos de rudistas. Estas facies están muy distribuidas en la parte inferior de la Formación Cupido, son de estructura masiva y se encuentran intercaladas con montículos de lodo calcáreo-biodetríticos-microbianos de calciesponjas y corales. Localmente esta facies varía a facies de wackestone/packstone. Su estructura masiva, composición de los granos carbonatados y color son indicativos de ambientes marinos de aguas someras. El lodo calcáreo contenido en esta facies sugiere condiciones de relativa baja energía. Estas facies representan el margen de la cresta de la rampa carbonatada.

Facies de packstone de bioclásticos-granos “envueltos”. Estas facies se encuentran en la parte superior de un intervalo masivo de la sección estratigráfica estudiada (Sección IV), son calizas de color gris medio, en capas medianas a masivas, con abundantes (50%) granos “envueltos” irregulares, ovalados y circulares, de tamaño de

pocos milímetros a 4 cm; los cuales representan incolitas micritizadas. Estas facies gradúan transicionalmente hacia arriba a ciclos de submarea de la plataforma interna de la Formación Cupido y se interpreta que fueron depositadas en condiciones de agua marina muy somera en un ambiente de laguna interior de plataforma protegida por un cinturón de grainstone/packstone rico en rudistas.

Facies de boundstone de coral estromatopóridos y rudistas. Esta facies contiene abundantes colonias de corales *in situ* y estromatopóridos circundados por una matriz de packstone/wackestone pobremente clasificada con numerosos bioclastos de aguas someras. La morfología y distribución dispersa de estas facies sugieren que fueron arrecifes aislados dentro de las facies de packstone y grainstone ricos en rudistas que comprenden la mayor parte del margen de la rampa de Cupido Inferior.

III.1.2 Facies de Submarea Profunda

Facies de wackestone y packstone de intraclastos-peloides-bioclastos. Estas facies forman capas de medianas a gruesas de color gris oscuro a mediano y claro y presentan nódulos de pedernal de forma irregular de color negro, amarillo claro y gris medio. Los granos de carbonatos son finos a gruesos; algunos derivados de aguas someras. En estas facies se encuentran montículos de lodo calcáreo-microbianos-esponjas. Los intervalos donde domina el wackestone representan depósitos profundos de rampa externa, mientras que en los que domina el packstone, representan depósitos de rampa externa pero relativamente someros.

Facies de mudstone. Estas facies son de color gris oscuro a negro y forman la parte basal de la Formación Cupido, son de estratificación mediana a gruesa, con algunas capas delgadas localmente. Contiene escasos peloides, intraclastos, briozoarios, fragmentos de moluscos y de equinodermos, pelecípodos, esponjas silíceas, foraminíferos bentónicos, ostrácodos, espículas de esponjas calcitizadas y concreciones rojizas. Existen intercalaciones de numerosos montículos de lodo calcáreo-microbianos-esponjas silíceas. Esta facies representa los depósitos de aguas

más profundas del sistema carbonatado Cupido y se acumularon probablemente en el área transicional de rampa profunda a cuenca.

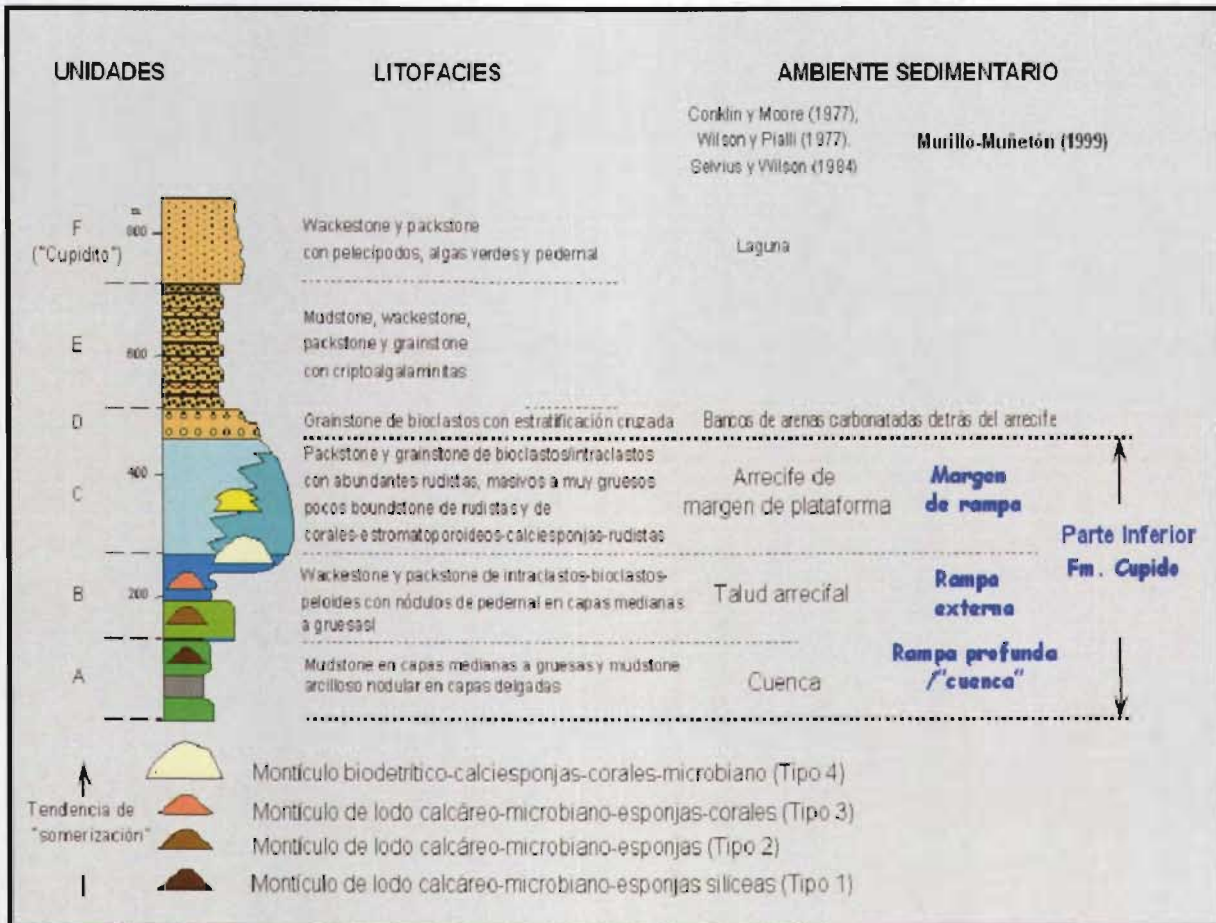


Fig. 7. Litofacies de Formación Cupido. Tomada de Murillo-Muñetón, 1999.

Facies de mudstone arcilloso. Estas facies son de color gris oscuro y forman una pequeña parte de la Formación Cupido. Son similares a las de mudstone antes descritas, excepto que presentan estructuras en capas nodulares delgadas con un alto contenido arcilloso. Están interestratificadas con mudstone de rampa profunda/cuenca y gradúan lateralmente y localmente a los montículos de lodo calcáreo-microbianos-esponjas. Esta facies también se interpreta como depósitos de rampa profunda a cuenca.

III.1.3 Montículos de lodo calcáreo-microbianos

Los montículos fueron subdivididos de acuerdo a su contenido fósil, morfología, dimensiones, facies, matriz, litología y posición estratigráfica, en cuatro tipos.

(a) Montículos de lodo calcáreo-microbianos-esponjas silíceas. Estos montículos son de color gris oscuro y su altura varía de algunos metros a decenas de metros. Son los primeros en aparecer en la plataforma Cupido y se desarrollaron dentro de facies de mudstones y de mudstones arcillosos de rampa profunda/cuenca (Fig. 7). Se encuentran justo encima del contacto con la Formación Taraises que subyace a la Formación Cupido.

(b) Montículos de lodo calcáreo-microbianos-esponjas. Estos montículos son de color gris oscuro y su altura varía de algunos metros a decenas de metros, similar a los del tipo (a). Presentan en el centro facies de boundstone microbiano de esponjas silíceas y calcáreas. Estos cuerpos carbonatados están contenidos dentro de facies de wackestone y packstone de rampa externa y son significativamente menos abundantes que los del tipo (a).

(c) Montículos de lodo calcáreo-microbianos-esponjas-corales. Estos montículos son de color gris oscuro, consisten de boundstones de esponjas-microbiano con corales. Se interestratifican gradacionalmente con facies de packstone de intraclastos-peloides-bioclastos. Su contenido fósil indica que estos montículos se desarrollaron en un ambiente de plataforma externa ligeramente agitada por corrientes y de aguas más someras que los montículos del tipo (b) (Fig. 7).

(d) Montículos de lodo calcáreo-biodetríticos-esponjas calcáreas-microbianos-corales. Este tipo de montículos, de color gris claro, son los más grandes, llegando a medir hasta 90 m de altura. Se desarrollaron en facies de packstone de intraclastos/peloides/bioclastos de plataforma externa y en facies packstone ricos en fragmentos de rudistas de la cresta de la rampa. El contenido fósil indica que estos

montículos se desarrollaron en ambientes de alta energía con aguas más someras que los de tipo (c), probablemente por arriba y debajo del nivel del oleaje normal (Fig. 7).

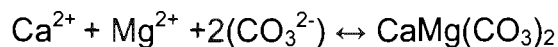
En síntesis, las facies de la parte inferior de la Formación Cupido pueden subdividirse en tres ambientes de depósito: (1) facies de cresta de la rampa constituidas por grainstone y packstone de intraclastos-bioclastos-peloides ricas en fragmentos de rudistas; (2) facies de rampa externa representadas por packstone y wackestone de intraclastos-bioclastos-peloides y (3) facies de rampa profunda-cuenca representadas por mudstone y mudstone arcilloso. Los patrones de apilamientos a gran escala marcan el registro de las facies durante un largo período progradacional en la historia de la plataforma Cupido (Murillo-Muñetón, 1999).

CAPÍTULO IV

IV. MODELOS DE DOLOMITIZACIÓN

La dolomita es un mineral compuesto por carbonato de Ca y Mg, cuyo nombre fue acuñado por Saussure en 1792 en honor al geólogo francés Deodat Guy de Dolomieu (1750-1801), quien fue el primero en describir a las dolomías en los Alpes Tiroleses en Italia (Purser et al., 1994; Warren, 2000). La dolomita ideal tiene una red cristalográfica consistente en capas alternadas de Ca y de Mg separadas por capas de CO₃; su composición química estequiométrica es CaMg(CO₃)₂, donde el Ca y el Mg están presentes en iguales proporciones (Warren, 2000).

Para una precipitación directa de dolomita sucede la siguiente reacción:

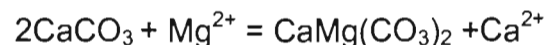


Cuya constante de equilibrio es:
$$K = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{Mg}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]^2}{[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]}$$

El valor de la constante de equilibrio (K) no se ha podido determinar con precisión debido a que, hasta ahora, no se ha logrado precipitar dolomita en el laboratorio a bajas temperaturas y con aguas naturales. Por lo que, las condiciones en las que suceden las reacciones de dolomitización son difíciles de determinar (Tucker, 1991). Sin embargo, Hsu (1967) estimó un valor aproximado para K de 10^{-17} y Hardie (1987) determinó un valor para K de aproximadamente $10^{-16.5}$ utilizando dolomitas metaestables modernas. Conociendo la actividad aproximada del Ca²⁺, Mg²⁺ y CO₃²⁻ en el agua de mar, los cálculos del producto de actividad iónica ($10^{-15.01}$) muestran que el agua de mar está supersaturada con respecto a la dolomita por cerca de dos órdenes de magnitud (Lippmann, 1973). Sin embargo, la dolomita es un precipitado raro, lo cual demuestra que la cinética es el mayor control en la formación de dolomita en el agua de mar actual. Lippmann (1973) argumenta que debido a la fuerza relativa del enlace electrostático del ión Mg y el agua, el ión Mg está más fuertemente hidratado en el agua

de mar que el ión Ca (un 20% más que el Ca y mucho más que el CO₃). Esta es una de las razones por las que actualmente uno de los carbonatos que mayormente precipita en el agua de mar es la aragonita. La barrera de hidratación del Mg es más fácil de ser eliminada en aguas hipersalinas, donde hay altas concentraciones de Mg. No obstante, es aún difícil que se separen el Ca y el Mg en monocapas necesarias para precipitar dolomita ideal o estequiométrica; de ahí que las dolomitas cálcicas, altamente desordenadas, son dominantes en la mayoría de los medios hipersalinos del Holoceno (Lippmann, 1973)

Para vencer las barreras cinéticas, el agua de mar necesita estar concentrada, calentarse, diluirse, tener bajos niveles de sulfato o altos niveles de CO₃²⁻ (Warren, 2000). Aparentemente, la dolomita se forma en su mayoría por el anión carbonato (CO₃²⁻), más que por el anión bicarbonato (HCO₃⁻), desalojando los dipolos del agua del ión Mg²⁺ en la superficie de crecimiento del cristal (Lippmann, 1973). Lo cual sugiere que la dolomitización es favorecida por soluciones altamente alcalinas, donde el CO₃²⁻ domina sobre el HCO₃⁻. Así mismo, el subproducto de la reducción de sulfatos incrementa la alcalinidad del agua marina (la cual tiene generalmente un pH entre 7.8 y 8.2) a través de la producción de HCO₃⁻ y de CO₃²⁻ de la oxidación de la materia orgánica favoreciendo también la dolomitización (Tucker, 1991). Hsu (1967) propone la siguiente reacción para dolomitizar una caliza utilizando agua marina:



Donde tomando la actividad de las fases sólidas (dolomita y calcita) como unidad, la constante de equilibrio se reduce de la siguiente forma:

$$K = [\text{Mg}^{2+}] / [\text{Ca}^{2+}] = 0.67$$

Cuando la proporción $[\text{Mg}^{2+}] / [\text{Ca}^{2+}]$ es mayor que 0.67, la reacción tiende a la derecha. El agua de mar actual tiene un valor molar Mg/Ca de aproximadamente 5.2, esto implica que el agua marina no sólo puede precipitar dolomita de manera directa sino también puede dolomitizar a una caliza. Nuevamente la principal razón por la que

esto no sucede en muchas de las plataformas marinas modernas, es probablemente, en gran parte, por factores cinéticos (Tucker y Wright, 1990; Warren, 2000).

En sistemas naturales la dolomita presenta diferente proporción $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$ y variaciones en la composición química y en los sutiles arreglos atómicos (Hardie, 1987). Muy pocas, o casi ninguna de las dolomitas sedimentarias son totalmente estequiométricas, por lo que, sería más adecuado representarlas como: $Ca_{(1+x)}Mg_{(1-x)}(CO_3)_2$. Composiciones documentadas de dolomita abarcan rangos de $Ca_{1.16}Mg_{0.94}(CO_3)_2$ a $Ca_{0.96}Mg_{1.04}(CO_3)_2$ del espectro de dolomita calcítica a dolomita magnesiana (Warren, 2000).

IV.1 Antecedentes de los procesos de dolomitización

El estudio de la dolomita es uno de los principales campos en la investigación de la sedimentología y diagénesis de carbonatos. En los últimos años ha habido un gran avance en los conocimientos sobre los procesos de dolomitización, sin embargo, aún hay muchos problemas sin resolver y lagunas en el conocimiento de este mineral y de su ocurrencia a través del registro geológico. La abundancia de la dolomita varía significativamente a través del Fanerozoico (Mackenzie, 2004).

Durante los últimos 200 años se han estudiado extensamente la geoquímica y el origen de la dolomita. Sin embargo, su ocurrencia sigue siendo un enigma científico, principalmente porque a pesar de su estabilidad termodinámica y su abundancia en el registro antiguo, se encuentra escasamente en ambientes modernos y no se ha podido producir en el laboratorio a condiciones de la superficie de la Tierra usando aguas naturales. Este enigma se conoce como “el problema de la dolomita”. Por lo anterior, los controles químicos en la precipitación de la dolomita son difíciles de definir y se han tenido que extrapolar de experimentos a altas temperaturas, lo cual ha causado algunas controversias (Tucker y Wright, 1990). Sin embargo, los estudios en laboratorio han incrementado el entendimiento de la reactividad de diferentes tipos de dolomita, permitiendo progresar en el conocimiento sobre su formación (Warren, 2000). Hacer

interpretaciones genéticas inequívocas sobre la evolución deposicional y de sepultamiento de las dolomitas es todavía problemático (Veizer, 1983). Conocer las condiciones de formación de las dolomitas antiguas sigue siendo una interrogante (Land, 1980; Tucker y Wright; 1990; Warren, 2000); así como saber cuándo los datos obtenidos con los elementos traza y la firma isotópica reflejan las condiciones fisicoquímicas en las que se formó; ya que posiblemente los elementos traza y la firma isotópica se reajustan cada vez que la dolomita se reequilibra por la acción de nuevos fluidos dolomitizantes (Land, 1980).

Otro aspecto importante sobre la formación de dolomita es el hecho de que el agua de mar está supersaturada con respecto a dolomita, sin embargo, debido a factores cinéticos generalmente no se precipita en ambientes marinos. La mayoría de las dolomitas modernas ocurren en ambientes de intermarea y supramarea en climas tropicales y áridos, lo cual dificulta la interpretación de la formación de las dolomitas antiguas de otros ambientes sedimentarios. Para descifrar la historia de formación de las dolomitas se requiere integrar datos estratigráficos y técnicas analíticas químicas y físicas tales como las relaciones estratigráficas, el análisis de la geometría y la petrografía del cuerpo dolomitizado, la abundancia de elementos traza, las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, los isótopos estables de O y C y las inclusiones fluidas. Aparentemente, la geometría del cuerpo de dolomita y su asociación litológica y petrográfica son los indicadores más útiles para interpretar su origen (Warren, 2000).

Para que una caliza sea dolomitizada se requieren dos factores esenciales: una fuente de Mg suficiente para dolomitizar y un mecanismo de bombeo que permita que llegue la cantidad suficiente de Mg al sitio de dolomitización. Los cálculos del balance de masas indican que es necesario que el volumen de fluidos en los poros, dependiendo de su contenido de Mg, se intercambie una gran cantidad de veces para que se complete la reacción de dolomitización (Allan y Wiggins, 1993). Para dolomitizar un metro cúbico de una caliza típica que contenga 6% de MgCO_3 con 40% de porosidad se requiere que pasen 807 volúmenes del poro de agua de mar por la roca (Land, 1985). Con el agua de mar diluida 10 veces con agua meteórica (modelo de mezcla de aguas), se

necesitarían aproximadamente 8100 volúmenes de poro; mientras que con saturación de halita en agua de mar derivada de salmueras (modelo de reflujos de salmueras) serían suficientes 44 volúmenes de poro. Si la salmuera se ha condensado serían requeridos solamente de 10 a 12 volúmenes de poro. En estos escenarios idealizados se considera que no ha habido reducción del volumen del poro. Para considerar la reducción de la porosidad en los modelos teóricos, tomando en cuenta los valores comunes en las dolomitas antiguas, se requiere calcular el efecto de una compactación química o de grandes volúmenes de solución del flujo a través de la roca. Estos simples cálculos de volumen muestran claramente la necesidad para algunos modelos de basarse en los mecanismos físicos reales relacionados con el marco hidrológico (Warren, 2000).

El agua de mar comúnmente es rica en Mg^{2+} y se considera la fuente potencial más abundante de este elemento para la formación de dolomita, pero debido a los obstáculos cinéticos para precipitar dolomita en el medio marino, en la mayoría de los modelos de dolomitización propuestos el agua de mar es considerada químicamente modificada en mayor o menor extensión (Tucker y Wright, 1990).

Factores globales que influyen en la distribución de la dolomita. Según Morse y Mackenzie (1990) y Purser et al. (1994) los mecanismos que favorecen al desarrollo abundante de la dolomita en algunos intervalos en particular, son probablemente múltiples y dependen de los siguientes factores:

- (1) **Clima.** Este es posiblemente el factor más mencionado para explicar la distribución regional de la dolomita en los modelos de dolomitización sabkha y Coorong (Von der Borch, 1965). Tanto la temperatura como la humedad ambientales determinan las reacciones químicas, incluyendo la dolomitización. Este control influye directamente en la distribución de las dolomitas actuales; tanto las dolomitas, como los carbonatos en general, se forman en las latitudes tropicales y subtropicales, con frecuencia bajo climas áridos. El clima cálido, posiblemente árido, es factor clave en el desarrollo de la mayoría de los cuerpos de dolomita moderna (Sibley, 1980; Tucker y Wright, 1990).

- (2) Fluctuaciones globales del nivel del mar.** La dolomitización puede depender de la estabilidad del nivel del mar. Sibley (1991) sugiere que un nivel relativo del mar fijo favorece la acreción lateral de las plataformas carbonatadas permitiendo su vasto desarrollo en planos de superficies que avorecen la dolomitización en salmueras y en mezclas de aguas.
- (3) Evolución global de los océanos y de la atmósfera.** Los cambios en la $p\text{CO}_2$ tienen probablemente influencia en los cambios en la saturación de los minerales carbonatados en los océanos (Tucker y Wright, 1990).
- (4) Tiempo geológico.** Este es posiblemente un factor determinante en la abundancia de dolomita en las rocas antiguas. Como ha sido sugerido por Fairbridge (1957) y otros investigadores, las rocas más antiguas tienen mayores posibilidades de ser afectadas por flujos dolomitizantes, especialmente por el sepultamiento (Puser, et al., 1994).

Interpretaciones acerca del origen de las dolomitas. La dolomita puede formarse como un precipitado primario, por reemplazamiento diagenético de calizas o como una fase hidrotermal/metamórfica (Warren, 2000). Sin embargo, la mayoría de las dolomitas se forman por reemplazamiento diagenético de calizas (Warren, 2000), durante la dolomitización el fluido dolomitizante disuelve al carbonato precursor substituyendo al Ca con el Mg (Scoffin, 1987). La dolomita se forma en diferentes ambientes tales como lagos, aguas someras del piso marino, en zonas de reflujos de salmueras y durante un sepultamiento temprano o profundo (Scoffin, 1987; Warren, 2000). El fluido dolomitizante puede ser agua marina, aguas de formación (salmueras), mezcla de agua marina con agua hipersalina de salmueras, mezcla de agua meteórica con agua marina, vía el enfriamiento de salmueras de la cuenca o aguas de formación (Tucker y Wright, 1990; Warren, 2000). Los controles más importantes son: la temperatura, la composición química de la solución, los componentes orgánicos, el pH, el Eh, la velocidad de cristalización, y en el caso del reemplazamiento, las características del carbonato precursor (Scoffin, 1987). El metabolismo de las bacterias vía reducción de sulfatos puede influenciar la precipitación primaria de dolomita en ambientes anóxicos

hipersalinos (Machel et al., 1995; Warren, 2000). Así mismo, la reducción térmica de sulfatos es un proceso abiótico que favorece la dolomitización (Machel et al., 1995).

Las reacciones más importantes que suceden en la dolomitización las explican Folk y Land (1975) a través de un diagrama de salinidad contra relación de Mg/Ca de la solución. En un medio hipersalino, con gran concentración de iones (relación Mg/Ca es de 5:1 a 10:1) y rápida cristalización, la dolomita presenta un menor ordenamiento estructural. En un ambiente con aguas marinas normales la dolomita se forma probablemente con una relación Mg/Ca con valores aproximados a 3:1, mientras que en ambientes con aguas meteóricas y aguas subterráneas de baja salinidad, la dolomita puede formarse con una relación Mg/Ca 1:1 y con una cristalización lenta. En el último caso la dolomita es más ordenada (Scoffin, 1987). Adicionalmente a las inferencias que pueden hacerse sobre esta relación de los elementos mayores, los elementos traza indican características esenciales para comprender el ambiente de dolomitización.

La concentración de los elementos traza en las dolomitas está determinada por el coeficiente de distribución de los elementos influenciado por los factores cinéticos así como sus abundancias en el fluido diagenético o dolomitizante (Veizer, 1983; MacIlreath y Morrow, 1990; Morse y Mackenzie, 1990; Tucker y Wright, 1990; Allan y Wiggins, 1993; Banner, 1995; Warren, 2000). Los diversos ambientes diagenéticos presentan diferentes condiciones fisicoquímicas que constituyen factores de variación en los coeficientes de distribución (Land, 1980). La cinética de la precipitación determina las concentraciones de Sr en la dolomita (Banner, 1995). En ambientes diagenéticos, las velocidades del fluido y del crecimiento del cristal juegan un papel importante en la estequiometría del cristal durante la reacción dolomitizante. En las transformaciones lentas con mayor estequiometría, donde el coeficiente de distribución puede tener un menor efecto, las concentraciones de Sr son bajas (100-200 ppm) (Banner, 1995). El Fe y el Mn pueden usarse más comúnmente para diferenciar los ambientes de dolomitización: la dolomita precipitada bajo la superficie está enriquecida en Fe y Mn comparada con la dolomita marina en tres órdenes de magnitud. Sin embargo, pueden encontrarse bajas concentraciones de Fe en las dolomitas

precipitadas en el subsuelo cuando existen altas concentraciones de H₂S (Allan y Wiggins, 1993), o cuando el fluido dolomitizante es agua marina modificada, o cuando el Fe está seguido por otras faces minerales (Veizer, 1983; Macllreath y Morrow, 1990; Morse y Mackenzie, 1990; Banner, 1995). Por otra parte, dado que el Ca tiene un coeficiente de distribución $D = 1$, los elementos traza que tienen $D < 1$, como el Fe y el Mn, presentan un radio iónico menor que el del Ca y durante la dolomitización toman el lugar del Ca en la red cristalográfica del carbonato concentrándose en el mineral. Mientras que los elementos traza que tienen un $D > 1$, como el Sr permanecen en el fluido dolomitizante (Allan y Wiggins, 1993). Por esta razón algunos autores como Machel (1988) han podido hacer inferencias sobre la dirección del fluido dolomitizante con base en las concentraciones de elementos traza a través de sus coeficientes de distribución.

Para la interpretación de las dolomitas antiguas, Tucker y Wright (1990) sugieren cinco amplias categorías de los modelos de dolomitización: evaporítico (sabkha), de filtración-reflujo, de zona de mezcla meteórica-marina, de agua marina y de sepultamiento. En los años 60's, el conocimiento de dolomitas modernas asociadas a evaporitas y sabkha se utilizó para interpretar muchas de las dolomitas antiguas como de origen de supramarea. En los 70's, las dolomitas no asociadas a evaporitas fueron interpretadas empleando un modelo de zona de mezcla de aguas meteórica y marina. La dolomitización por sepultamiento de los carbonatos de margen de plataforma por fluidos ricos en Mg²⁺ expulsados de las rocas arcillosas de la cuenca fue popular a finales de los 70's. En los 80's, destacaron los estudios sobre dolomitas formadas por agua de mar normal o ligeramente modificada en una gran variedad de ambientes de supramarea al arrecife, de la interfase pelágico/hemipelágico o debajo de esta.

IV.2 Modelos de dolomitización

Se han propuesto diferentes modelos de dolomitización que consideran criterios estratigráficos, petrográficos y geoquímicos. Estos modelos se describen a continuación tomando como base los trabajos de Tucker y Wright (1990) y Warren (2000) (Fig. 8):

IV.2.1. DOLOMITA SINDEPOSICIONAL

IV.2.1.1 DOLOMITA TIPO SABKHA. En este modelo la dolomita es sindeposicional y se forma muy cerca de la superficie dentro de la zona de supramarea árida (ambiente sabkha), usualmente dentro de lodos calcáreos de aragonita que se encuentran a menos de un metro de profundidad por debajo de la superficie (Warren, 2000; Fig. 8A). La dolomita se forma en o cerca de ambientes hipersalinos de agua de mar con elevada relación Mg/Ca debida a la precipitación de evaporitas. La precipitación de yeso y anhidrita empobrecen al agua marina en Ca por lo que la relación Mg/Ca aumenta. La precipitación de dolomita es rápida resultando una dolomita desordenada (Tucker y Wright, 1990). La dolomita tipo sabkha se forma cuando las mareas inundan las planicies de marea quedando saturadas con agua marina (Fig. 8A). Debido a la alta evaporación, el agua marina se hace hipersalina (salmuera), aumenta su densidad y fluye hacia abajo dolomitizando los sedimentos calcáreos subyacentes (Allan y Wiggins, 1993).

La dolomita tipo sabkha es relativamente fácil de identificar ya que está asociada con sedimentos de supramarea, los cuales contienen muchos rasgos distintivos tales como estromatolitos, horizontes de anhidritas e intercalaciones de sedimentos eólicos (Allan y Wiggins, 1993). Volúmenes pequeños de dolomicrita son comunes en sedimentos de ambiente de sabkha y también ocurren en sedimentos de submarea del Golfo Pérsico (Illing y Taylor, 1993). La diagénesis puede producir cambios en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ reflejando el descenso del agua meteórica por debajo del sedimento, o por las reacciones de reducción de sulfatos por la mediación bacteriana (RBS). Las dolomitas antiguas tipo sabkha son sindeposicionales, con espesores de 1 a 2 m, estratiformes, grano muy fino, restringidas a facies de supramarea y coprecipitadas con evaporitas nodulares (Warren, 2000).

Las características geoquímicas que permiten reconocer a las dolomitas tipo sabkha son: $\delta^{18}\text{O}$ enriquecido con respecto al agua de mar de la que se formó, $\delta^{13}\text{C}$ igual al de los carbonatos marinos, altas concentraciones de Sr y Na (Tucker y Wright, 1990 y Allan y Wiggins, 1993); así como bajas concentraciones de Fe y Mn, relaciones

isotópicas de Sr similares a los valores del agua de mar en el tiempo de la depositación (Allan y Wiggins, 1993).

IV.2.2. DOLOMITA TIPO COORONG

La región de Coorong corresponde a una planicie costera progradante del sur de Australia. La formación de dolomita sucede en los lagos esquizohalinos, alimentados por filtración, conectados por un corredor de interdunas. El Lago Mine tiene la mayor acumulación de dolomita a lo largo de toda la planicie costera y no está conectado a la Laguna de Coorong (Fig. 8B). El clima en esta zona es cálido e influye fuertemente en la distribución de la dolomita (Von der Borch, 1965) y en su geoquímica (Warren, 2000). Se precipitan dos tipos de dolomita, una dolomita rica en Mg (tipo A) asociada con magnesita o hidromagnesita y precipitada en el centro de los lagos durante períodos de aridez y otra dolomita rica en Ca (tipo B) distribuida en toda la planicie costera y precipitada durante períodos de inundación. La fuente del Mg es agua marina y basaltos a través de los cuales fluye el agua meteórica. Este modelo de dolomitización sólo puede usarse para explicar una laminación local de dolomita micrítica precipitada por evaporación en las zonas de desagüe de paleoacuíferos carbonatados (Warren, 1990).

IV.2.3. DOLOMITA DE AGUA MARINA NORMAL

Si hay un mecanismo de bombeo eficiente para mover grandes volúmenes de agua de mar a través de los sedimentos carbonatados, la dolomita puede precipitarse directamente como un cemento marino, sólo se requiere suficiente tiempo para que crezcan los cristales primarios (Land, 1985; Fig. 8F). Mazzullo et al. (1995) se refieren a la dolomita precipitada por agua de mar como "dolomita de submarea". La marea y el oleaje hacen circular agua marina a través de los sedimentos suministrando la mayoría del Mg para el proceso de dolomitización. El proceso parece ser promovido por la elevada alcalinidad del agua de poro, reflejando la oxidación de la materia orgánica por la actividad bacteriana y, localmente, el estado temprano de metanogénesis. También, en los mares de aguas profundas y frías pueden precipitarse pequeños volúmenes de

dolomicritas consideradas como un precipitado directo del agua marina normal formando un porcentaje aproximado del 1% de los carbonatos marinos de aguas profundas en todo el mundo (Warren, 2000). Un mecanismo de bombeo del agua marina densa y fría al margen de un atolón resulta de la elevación del gradiente termal

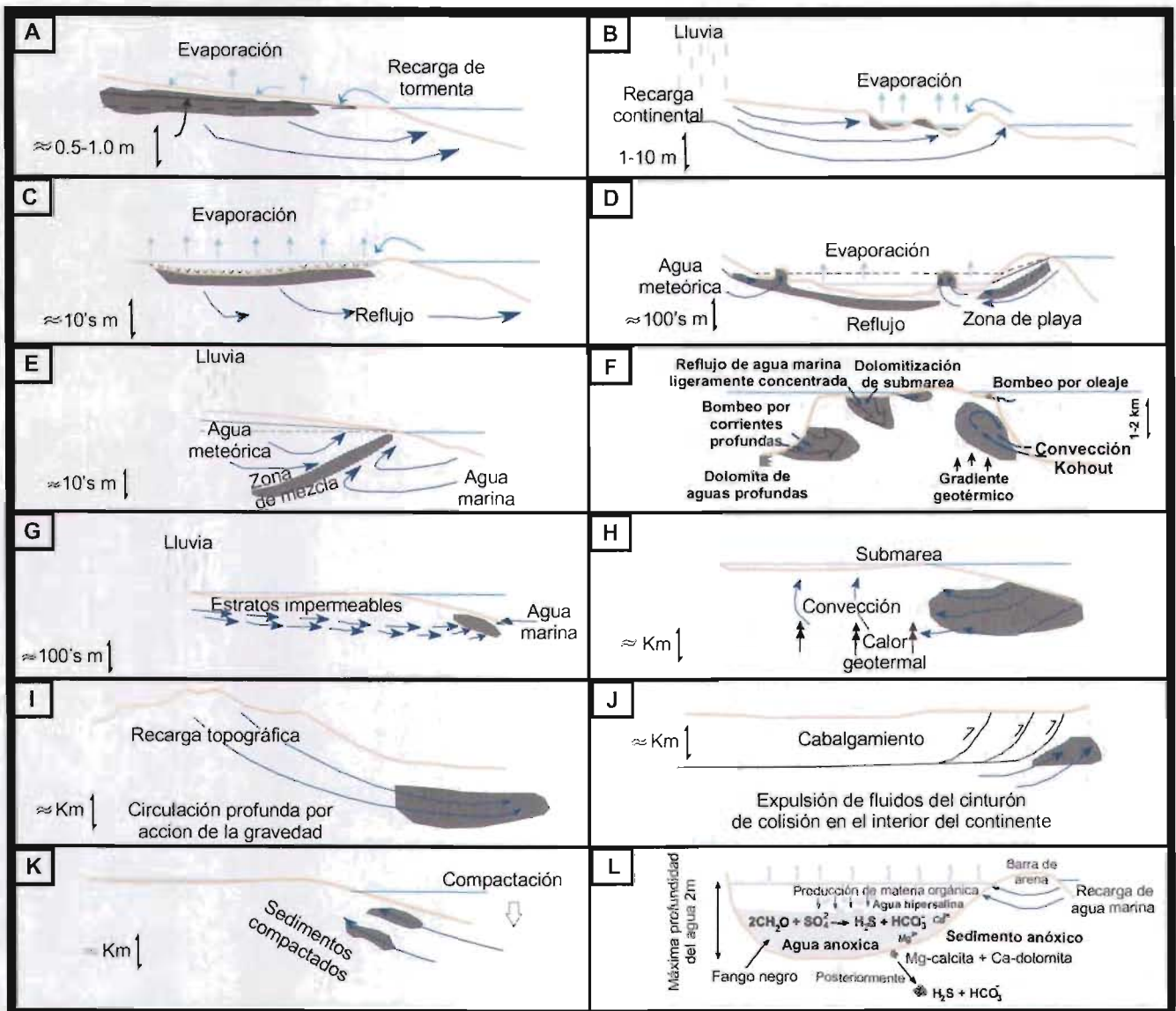


Fig. 8. Principales modelos de dolomitización: (A) Sabkha/evaporación. (B) Tipo Coorong. (C) Reflujo de salmuera/filtrado. (D) Evaporación con descenso de flujo (salina gigante con mezcla hipersalina). (E) Zona de mezcla de aguas meteóricas y marinas/acuífero no confinado. (F) Agua marina normal. (G) Zona de mezcla de aguas meteóricas y marinas/acuífero confinado. (H) Convección termal tipo Kohout. (I) De sepultamiento/post-oro-genético. (J) Sepultamiento/margen de colisión. (K) Sepultamiento/margen pasivo. (L) Mediación bacteriana y Microbiano. Modificado de Tucker y Wright (1990) y Warren (2000).

asociado con un basamento volcánico, el cual conduce a la circulación convectiva del agua de mar denominada circulación Kohout (Simms, 1984).

Las características geoquímicas que distinguen a estas dolomitas son: $\delta^{18}\text{O}$ igual o empobrecido con respecto al carbonato precursor, $\delta^{13}\text{C}$ igual o empobrecido con respecto al carbonato precursor, concentraciones variables de Sr y Na, concentraciones variables de Fe y Mn, composición isotópica de Sr similar al del agua de mar en el tiempo de la depositación (Tucker y Wright, 1990; Allan y Wiggins, 1993).

IV.2.4. DOLOMITA DE SEPULTAMIENTO SOMERO

La dolomitización por sepultamiento somero ocurre a profundidades de 500 m a 1,500 m., donde la dolomita es temprana, de cristales finos y medianos, con dolomita selectiva u obliterada (Puser, et al., 1994). Este tipo de dolomitización incluye los modelos de reflujo de salmueras, mezcla de aguas marina y meteórica, dolomitización organogénica/metanogénica de sedimentos marinos hemipelágicos y dolomitización por mediación bacteriana y modelo de dolomita microbiana.

IV.2.4.1 DOLOMITA DE REFLUJO DE SALMUERA. Este modelo también se conoce como **modelo de laguna hipersalina, reflujo o filtración por reflujo** (Adams y Rhodes, 1960; McIlreath y Morrow, 1990). Este es uno de los modelos de dolomitización a gran escala. En este modelo el agua marina entra a la laguna y se evapora, se hace hipersalina, de mayor densidad y se filtra por los sedimentos carbonatados hacia mar adentro a través de la pendiente de los estratos (Fig. 8C). El ciclo del paso del agua marina fresca remplazando a las aguas hipersalinas (salmueras), la evaporación de ésta y el filtrado hacia el mar, constituyen el mecanismo de bombeo que transporta Mg continuamente hacia el sedimento dolomitizándolo. La fuente de Mg es el agua marina evaporada. La dolomitización probablemente ocurre después de la gran precipitación de evaporitas, en la que el sulfato ha sido removido y la relación Mg/Ca es elevada (aproximadamente 9) en relación a la del agua de mar que es 5.2, lo cual contrarresta el efecto inhibitorio de la salinidad. El incremento en la solución CO_3/Ca que ocurre durante la precipitación de evaporitas también favorece a la

dolomitización (McIlreath y Morrow, 1990). Este tipo de dolomita se forma en cuencas restringidas y zonas lagunares donde la evaporación es intensa y permite la concentración de salmueras y la precipitación de evaporitas. Dolomitas del Neógeno al Pérmico asociadas con yeso y anhidrita tienen del 50 al 57% de CaCO_3 y altos niveles de Na (>2,700 ppm), mientras que las dolomitas marinas no evaporíticas presentan concentraciones de Na de solamente 150-350 ppm (Warren, 2000).

Las características geoquímicas de las dolomitas de reflujo de salmueras son: $\delta^{18}\text{O}$ igual o enriquecido con respecto al carbonato precursor, $\delta^{13}\text{C}$ igual al de los carbonatos marinos precursores, altas concentraciones de Sr y Na, bajas concentraciones de Fe y Mn, y composición isotópica de Sr similar al del agua de mar en el tiempo de la depositación (Tucker y Wright, 1990; Allan y Wiggins, 1993; Warren, 2000).

IV.2.4.2 MODELO DE DOLOMITIZACIÓN DE MEZCLA DE AGUAS METEÓRICA Y MARINA (MODELO DORAG). Este modelo se basa en la idea de que la mezcla de aguas meteóricas con aguas marinas produce un fluido subsaturado con respecto a calcita y aragonita y sobresaturado con respecto a dolomita (Allan y Wiggins, 1993). Cuando las aguas meteóricas subterráneas saturadas con CO_2 son diluidas por las aguas marinas mantienen la misma proporción de Mg/Ca, pero debido a la baja fuerza iónica del agua, la reducida concentración de sulfatos y la alta proporción de $\text{CO}_3^{2-}/\text{HCO}_3^{-1}$ en la solución, se propicia la precipitación de dolomita (Lippmann, 1973; Folk y Land, 1975; Fig. 8E y G), resultante de soluciones con baja relación Mg/Ca (Tucker y Wright, 1990).

Las características geoquímicas distintivas de las dolomias de mezcla de aguas son: $\delta^{18}\text{O}$ igual o empobrecido con respecto al carbonato precursor, $\delta^{13}\text{C}$ igual o empobrecido con respecto al carbonato precursor, concentraciones variables de Sr (70-250 ppm) y Na, concentraciones variables de Fe y Mn, composición isotópica de Sr similar a los valores del agua de mar en el tiempo de la depositación (Land, 1983; Tucker y Wright, 1990; Allan y Wiggins, 1993).

IV.2.4.3 MODELO DE DOLOMITIZACIÓN ORGANOGÉNICA/METANOGENICA DE SEDIMENTOS MARINOS HEMIPELÁGICOS.

Beker y Kastner (1981) demostraron experimentalmente que el porcentaje de dolomitización se incrementa cuando los niveles de sulfato disminuyen (Warren, 2000). Dichos autores señalan que los altos niveles de sulfato en el agua marina inhiben la precipitación de dolomita mientras que los bajos niveles de sulfato en los fluidos del poro de sedimentos ricos en materia orgánica son un ambiente propicio para la precipitación de dolomita vía reducción microbiana de sulfatos, pero dado a que realizaron su experimento a 200°C, otros autores cuestionan la extrapolación del experimento, debido a que son más bajas las temperaturas que ocurren bajo esa profundidad del piso marino. Además Land (1985) y Hardie (1987) argumentan por el contrario que la presencia de sulfatos estimula la dolomitización. Por otro lado, se pueden llevar a cabo reacciones óxido-reducción por mediación biótica vía reducción bacteriana de sulfatos (RBS) o abiótica vía reducción térmica de sulfatos (RTS) dentro de un régimen termal de baja temperatura ($0 < T < 60-80^{\circ}\text{C}$) o alta temperatura ($80-100^{\circ}\text{C} < T < 150-200^{\circ}\text{C}$), respectivamente (Machel et al., 1995). Los productos de RBS y de RTS son similares, pero su cantidad relativa varía y es determinada por factores como la cantidad de reactantes disponibles y la composición química del agua, siendo los reactantes orgánicos para RBS los ácidos orgánicos y otros productos de la biodegradación aeróbica o fermentativa, y los reactantes orgánicos para RTS los n-alcanos, seguidos por las especies cíclicas y mono-aromáticas Machel (2001). A las dolomitas formadas en estas condiciones se les llama dolomitas orgánicas u organodolomita (Moore et al., 2004).

La dolomita asociadas a reducción de sulfatos muestra firmas isotópicas empobrecidas con respecto al carbonato precursor de $\delta^{13}\text{C} = -20$ ‰, mientras que la dolomita formada a profundidades ligeramente mayores, en zonas de oxidación de metano, tiene valores más empobrecidos con respecto al carbonato precursor de $\delta^{13}\text{C}$ de hasta -70 ‰ (Warren, 2000).

IV.2.5. MODELO DE DOLOMITIZACIÓN POR MEDIACIÓN BACTERIANA Y MODELO DE DOLOMITA MICROBIANA.

La formación de dolomita bajo condiciones anaeróbicas en lagunas hipersalinas (Lagoa Vermelha) de la costa de Río de Janeiro en Brasil sugiere la intervención microbiana para la formación de algunas dolomitas (Vasconcelos y McKenzie, 1997). Estos autores precipitaron en el laboratorio dolomita ordenada a temperaturas bajas utilizando bacterias que realizan reducción de sulfatos y formularon el modelo microbiano de dolomita. Esta dolomita puede ocurrir en condiciones donde es propicio el crecimiento bacteriano, el cual se puede extender hasta superficies deposicionales de profundidades de 1 a 3 km (Warren, 2000; Fig. 8L). Vasconcelos y Mackenzie (1997) descubrieron acumulaciones de dolomita cálcica cristalizada bajo condiciones anóxicas hipersalinas dentro de capas negras lodosas en la superficie del sedimento, observando que la precipitación inicial de la dolomita y la evolución diagenética temprana están fuertemente vinculadas a la actividad microbiana. A medida que aumenta la profundidad de la sección sedimentaria (70 a 90 cm) observaron que continúa la precipitación de la dolomita a través de procesos inorgánicos ocurriendo un incremento en el ordenamiento de la estructura cristalográfica y presentando valores más negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (= -20 a -50 ‰) que el carbonato precursor. Las paleobacterias se preservan generalmente como cuerpos carbonatados esféricos o de forma irregular. Las bacterias pueden concentrar Ca y Mg en sus paredes celulares, formando microambientes en donde el producto de la actividad iónica de calcita y dolomita excede la saturación favoreciendo la precipitación de carbonatos alrededor del cuerpo de la bacteria (ver varios autores en Warren, 2000; Roberts et al., 2004). Durante la historia de la Tierra, las bacterias anaeróbicas han hecho una importante producción de dolomita debido a que las condiciones fueron más anóxicas en el pasado que hoy día (Warthmann et al., 2000).

La dolomita también puede formarse por reducción de sulfatos en los contactos aceite-agua o gas-agua en las zonas donde las bacterias inducen la degradación de hidrocarburos. Bajo la superficie, los contactos aceite-agua o gas-agua definen una

zona de transición aeróbica a anaeróbica (reductora), entre aguas subterráneas oxigenadas y crudos parafínicos reducidos de aceites o gases. Las condiciones anaeróbicas formadas por la acumulación de hidrocarburos proporcionan un medio adecuado para que las bacterias aeróbicas proporcionen nutrientes a las bacterias anaeróbicas, mientras que los flujos de las aguas provenientes de la cuenca suplen los requerimientos de Ca, Mg y SO₄. De esta forma, las dolomitas formadas en los contactos aceite-agua o gas-agua pueden incluso formar cementos en carbonatos. La firma isotópica del carbono en estas dolomitas tiende a ser muy negativa ($\delta^{13}\text{C} = -20$ a -50 ‰) respecto al carbonato precursor, ya que el carbono en las dolomitas deriva del metano y de otros hidrocarburos empobrecidos en ¹³C. La variación mineralógica refleja las variaciones en la disponibilidad de Fe, Mg y Ca en el fluido del poro (Warren, 2000).

La relación entre el agua de poro y la geoquímica del sedimento revelan un mecanismo de formación de dolomita en el cual la oxidación del sulfito y la resultante producción de ácido producen agua de poro subsaturada con respecto a calcita magnesiana y aragonita, y sobresaturada con respecto a dolomita (Moreira et al., 2004). Estos autores también mencionan que la oxidación del sulfito en las lagunas costeras hipersalinas como las de Brejo do Espinho y la Laguna de Vermelha en Brasil, proveen las condiciones termodinámicas y geoquímicas requeridas para la dolomitización masiva marginal-marina observada en la historia de las rocas.

IV.2.6. MODELO DE DOLOMITIZACIÓN POR SEPULTAMIENTO PROFUNDO

La dolomitización por sepultamiento profundo se forma a profundidades entre 1,500 m a 3,000 m ó más, en estas condiciones la dolomita es tardía, de cristales gruesos (incluyendo dolomita barroca) y se presenta como una fase reemplazante y rellenando poros, cavidades y fracturas (Puser et al., 1994) (Figs. 8J, K e I). Las dolomitas de sepultamiento se forman por debajo del ambiente freático en intervalos permeables por los que pasa el agua caliente enriquecida en Mg²⁺, que proviene de la cuenca o de un sistema hidrotermal (Warren, 2000). Los parámetros más importantes que actúan durante el sepultamiento profundo son: las presiones litostática (carga sedimentaria) y

dirigida (resultante de esfuerzos tectónicos), la temperatura y la química de los fluidos (Moore, 1989). Durante la diagénesis de las calizas, la aplicación de la presión neta que se ejerce sobre la masa de la roca da como resultado un esfuerzo, el cual es liberado por disolución resultando una compactación química (disolución por presión). Cada cuenca sedimentaria tiene una historia termal diferente, y por lo tanto, diferente gradiente térmico, transferido por su historia de sepultamiento, tipo de sedimento, marco tectónico e hidrología. Con el incremento de temperatura decrece la solubilidad del carbonato debido a la influencia del CO₂ en el sistema carbonatado, favoreciendo la dolomitización y la formación de cemento de calcita. Las temperaturas elevadas tienen una fuerte influencia sobre la composición isotópica del oxígeno en la dolomita y en los cementos de calcita (¹⁶O es preferentemente incorporado al sólido, resultando una mayor concentración de ¹⁸O en la fase líquida), por lo tanto, los minerales carbonatados tienen generalmente firmas isotópicas δ¹⁸O negativas con respecto al carbonato precursor (Moore, 1989; Puser et al., 1994; Warren, 2000). Por otro lado, las altas temperaturas en los ambientes de sepultamiento profundo favorecen la dolomitización, ya que reducen las restricciones termodinámicas y cinéticas de este proceso (Zenger, 1983).

La composición química de los fluidos en el subsuelo es muy compleja y varía dentro de las cuencas debido a la mezcla de aguas con diferente composición química y a la continua interacción agua-roca. La mayoría de las aguas en el subsuelo presentan muy baja relación Mg/Ca. Además, el sistema hidrológico influye determinadamente en la diagénesis de sepultamiento teniendo un fuerte impacto en la subsecuente evolución de la porosidad. Durante la fase de compactación cuando aún hay una gran porosidad disponible pueden ocurrir eventos diagenéticos a gran escala, tales como la cementación y la dolomitización (Simms, 1984).

El problema de suministrar el Mg²⁺ para la dolomitización es una importante restricción en los ambientes de sepultamiento profundo (McIlreath y Morrow, 1990). El Mg²⁺ puede provenir de diversas fuentes: dolomitas tempranas preexistentes y diagénesis de arcillas (transformación esmectita-illita); durante el sepultamiento los minerales

arcillosos sufren cambios mineralógicos que producen una fuente adicional de agua de poro y de variedad de iones, incluyendo al Mg^{2+} (McIlreath y Morrow, 1990). Sin embargo, las cantidades de Mg^{2+} son insuficientes para generar una dolomitización masiva, hasta ahora no se ha documentado una liberación masiva de Mg^{2+} en ninguna cuenca sedimentaria con intensa compactación (Warren, 2000). La convección termal (una variación de la circulación Kohout) es la entrada hidrológica más viable, ya que puede mover grandes volúmenes de fluidos bajo la superficie capaces de reciclar muchas veces soluciones a través de las masas de calizas sepultadas profundamente induciendo dolomitización por sepultamiento regional (Morrow, 1998).

Cualquiera que sea el proceso que conduzca a la circulación de fluidos (Figs. 8J, K e I), la dolomita de sepultamiento se caracteriza típicamente por cristales gruesos, incluida dolomita barroca dentro de poros residuales. Por otro lado, las características geoquímicas de estas dolomitas son: $\delta^{18}O$ empobrecido con respecto al carbonato precursor (indicando precipitación de fluidos a altas temperaturas), $\delta^{13}C$ igual o menor al de los carbonatos marinos precursores, contienen concentraciones variables de Sr y Na (generalmente concentraciones menores que en la calcita precursora) y concentraciones altas de Fe y Mn (Tucker y Wright, 1990; Allan y Wiggins, 1993; Warren, 2000). Se pueden encontrar concentraciones bajas de Fe en las dolomitas cuando existen altas concentraciones de H_2S (Allan y Wiggins, 1993) o cuando el fluido dolomitizante es agua marina modificada (Veizer, 1983; McIlreath y Morrow, 1990; Morse y Mackenzie, 1990; Banner, 1995). Las inclusiones fluidas de las dolomitas de sepultamiento profundo indican temperaturas por encima de las generadas por el gradiente térmico, indicando los efectos de un fluido hidrotermal.

Desafortunadamente, aún con todos los estudios y técnicas de investigación disponibles, no ha sido posible hasta ahora comprender completamente los mecanismos hidrológicos que intervienen en la dolomitización por sepultamiento profundo (Warren, 2000).

IV.2.7. MODELO DE DOLOMITA HIDROTERMAL

Aulstead et al. (1988) propusieron el modelo de dolomitización de Convección Hidrotermal basados en estudios de cemento de dolomita en la Formación Keg River de la Cuenca de Elk en Alberta, Canadá, el cual interpretaron que se precipitó a partir de salmueras recirculadas por convección hidrotermal a grandes profundidades. Hardie (1991) menciona que la circulación profunda de aguas provenientes de la cuenca solamente puede ocurrir mediante un proceso hidrotermal, localmente mineralizado, capaz de formar dolomita de precipitación/reemplazamiento cuando es transmitido en forma ascendente dentro de las partes más frías y superficiales de la cuenca. Este modelo es una variante de los mecanismos de dolomitización por sepultamiento profundo, sin embargo, la dolomita hidrotermal se forma por un fluido que presenta temperaturas mayores a la de la calcita precursora y se distribuye a través de fallas y fracturas (Warren, 2000). Para determinar si una dolomita es hidrotermal, es importante tomar en cuenta la opinión de Machel y Lonnee (2002), quienes después de hacer un análisis sobre las definiciones existentes del concepto "hidrotermal", sugirieron que un mineral puede ser llamado "hidrotermal" solamente si es posible demostrar que fue formado a temperaturas más altas que las del ambiente (con una significación >5 a 10°C), sin considerar la fuente del fluido o su conducción. En esta definición no hay un límite inferior o superior de temperatura. Adicionalmente, estos autores presentan otros dos conceptos (Fig. 9): un mineral "geotermal" se forma a la misma temperatura o a una temperatura cercana (dentro de 5 a 10°C) a la roca circundante en cualquier gradiente térmico; mientras un mineral "hidrofrígido" es un mineral formado a temperaturas significativamente menores que el ambiente circundante (con una significación >5 a 10°C).

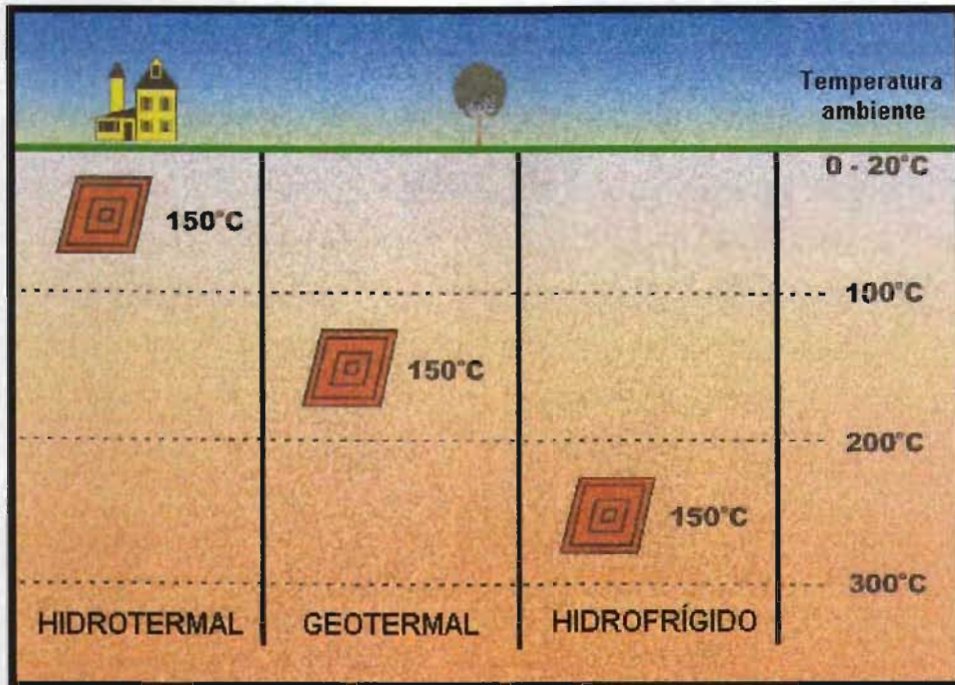


Fig. 9. Tipos de formación mineral basados en la temperatura del fluido y la temperatura del ambiente. Tomada de Machel y Lonnee (2002).

CAPÍTULO V

V. DISTRIBUCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LA DOLOMITA EN LA FORMACIÓN CUPIDO EN EL CAÑÓN DE BUSTAMANTE

V.1 Distribución de la dolomita en el Cañón de Bustamante y sus controles

En el Cañón de Bustamante se observa una distribución compleja de los cuerpos de dolomita en la Formación Cupido. En general, se puede observar un control litoestratigráfico en la distribución de dolomita. Por ejemplo, en la parte inferior de la Formación Cupido donde se encuentran los montículos de lodo calcáreo-microbianos, la distribución de la dolomita es en grandes parches parcial y totalmente dolomitizados que atraviesan los estratos de forma irregular, siendo más penetrante la dolomita en las facies de los montículos de lodo calcáreo de aguas más someras y facies de margen de plataforma que en los montículos de lodo calcáreo microbiano de aguas más profundas (Murillo-Muñetón, 1999). Mientras que en la parte superior de esta formación, formada estratigráficamente por ciclos carbonatados de plataforma interna, la dolomita se distribuye en forma subhorizontal homogénea siendo más masiva y más penetrante en la parte transgresiva de los ciclos. De acuerdo con el control litoestratigráfico en la distribución de la dolomita, a escala macroscópica se observan dos geometrías distintas en los cuerpos dolomitizados, una consiste en cuerpos irregulares y otra en cuerpos subhorizontales. A escala microscópica se observó que aunque existen diferentes grados de penetración de la dolomita, ésta se presenta en todos los tipos de litofacies (Fig. 7).

Dado que en el Cañón de Bustamante la Formación Cupido está expuesta desde su contacto inferior con la Formación Taraises (Berriasiano-Hauteriviano) que la subyace, hasta su contacto superior con la Formación la Peña (Aptiano superior) que la sobreyace, se pudo observar que en todos los niveles estratigráficos de la Formación Cupido ocurrió dolomitización. No obstante, los estratos de las formaciones, Taraises

La Peña, aparentemente no fueron afectados por la dolomitización. Es importante señalar que la distribución de la dolomita no estuvo controlada por rasgos estructurales tales como fallas; además, la presencia de fallas en el área de estudio se limita a pequeñas fallas normales de poco desplazamiento (Murillo-Muñetón, 1999). Como se cita anteriormente la distribución de la dolomita cruza contactos estratigráficos entre diferentes facies y se distribuye de manera irregular lateralmente.



Fig. 10. Fotografía de la pared norte del Cañón de Bustamante, donde se señala con rojo la sección estudiada en este trabajo. El espesor de esta sección marcada es aproximadamente de 430 m.

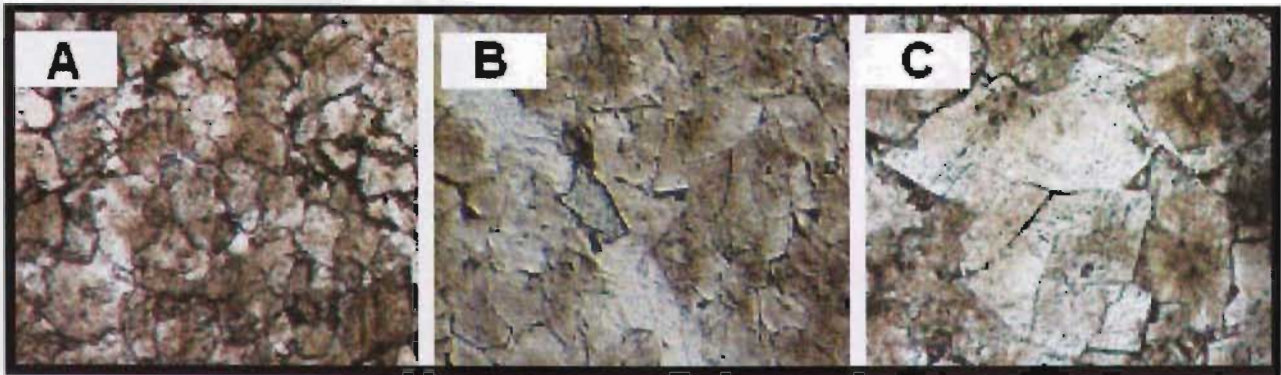
V.2 Tipos de dolomita

Las dolomías de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante son de color negro; debido a que su color es más oscuro que el de las calizas precursora, es muy fácil diferenciarlas de éstas en el campo. Petrográficamente, las dolomitas estudiadas en este trabajo son principalmente dolomita de reemplazamiento y en menor cantidad

dolomita de cemento. En la dolomita de reemplazamiento, el tamaño de sus cristales fue controlado, en parte, por la textura deposicional de las facies calcareas reemplazadas, la cual a su vez controla el tamaño de grano. Los cristales de dolomita varían de tamaño de grano muy fino a grueso (33 μm a 1.86 mm). Los cristales muy finos se encontraron reemplazando al lodo micrítico, peloides y a las vetillas de calcita. Los cristales de tamaño mediano a grueso reemplazaron al cemento de calcita en bloque y granos carbonatados. Los cristales de dolomita varían de anhedrales (no planares) formando mosaicos xenotópicos-A a subhedrales (planares-s) formando mosaicos hypidotópicos, y euhedrales (planares-e) formando mosaicos idiotópicos-S, siendo en su mayoría anhedrales y en su minoría euhedrales (Fig. 11). Algunos de los cristales de dolomita presentan el centro turbio y los bordes claros, debido a la presencia de inclusiones fluidas (Tucker y Wright, 1990; Purser et al., 1994).

El cemento de dolomita se encuentra relleno de cavidades relacionadas a la porosidad primaria, porosidad intercrystalina y pequeñas fracturas resultantes de eventos diagenéticos de sepultamiento (Fig.11). Este cemento presenta cristales de medianos a gruesos, de los cuales gran parte tiene el centro turbio y los bordes claros y en su mayoría es tipo barroca con clara extinción ondulante.

A pesar de las diferencias en la geometría de los cuerpos dolomitizados, los diferentes ambientes de depósito y posición estratigráfica, los tipos de dolomitas descritos previamente se presentan en todas las facies (aunque con distintos grados de intensidad). Se realizó una descripción petrográfica sistemática de cada muestra en la que se describe detalladamente el tipo de dolomita observada, el ambiente de depósito, la facies, la textura deposicional, bioclastos y granos carbonatados inorgánicos y la secuencia paragenética y de eventos observada, la cual puede consultarse en el Apéndice.



100 μm

Fig. 11. Fotomicrografías de los tipos de dolomita de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante. (A) Dolomita de reemplazamiento formando un mosaico xenotópico-A de cristales anhedrales. (B) Dolomita de reemplazamiento formando un mosaico hypidiotópico de cristales subhedrales en el que se observa una vetilla de calcita post-dolomita (C) Cemento de dolomita barroca anhedral de grano grueso (dolomita xenotópica-C), a la derecha se observan cristales euhedrales de dolomita con centros turbios y bordes claros formando un mosaico idiotópico-S. Clasificación textural de dolomitas según Gregg y Sbley (1984).

V.3 Catodoluminiscencia de las dolomitas

En 60 muestras estudiadas en el luminoscopio se observaron los patrones de luminiscencia de dolomita y de calcita de la Formación Cupido del Cañón de Bustamante. En este análisis se pudieron definir las características de los diferentes componentes y fases diagenéticas de las rocas, incluidas: la caliza precursora, la dolomita y el cemento de calcita post-dolomita. La caliza precursora es no luminiscente, los cristales de dolomita presentan baja luminiscencia (*dull*) y exhiben un color rojo homogéneo característico, en los cuales no se observa zonación concéntrica (bandas de crecimiento; Figs. 12B y 12C). El cemento de calcita en bloque post-dolomita exhibe luminiscencia de color amarillo con zonación concéntrica bien desarrollada con bandas luminiscentes brillantes, bandas de baja luminiscencia (*dull*) y bandas no luminiscentes (Fig. 12D).

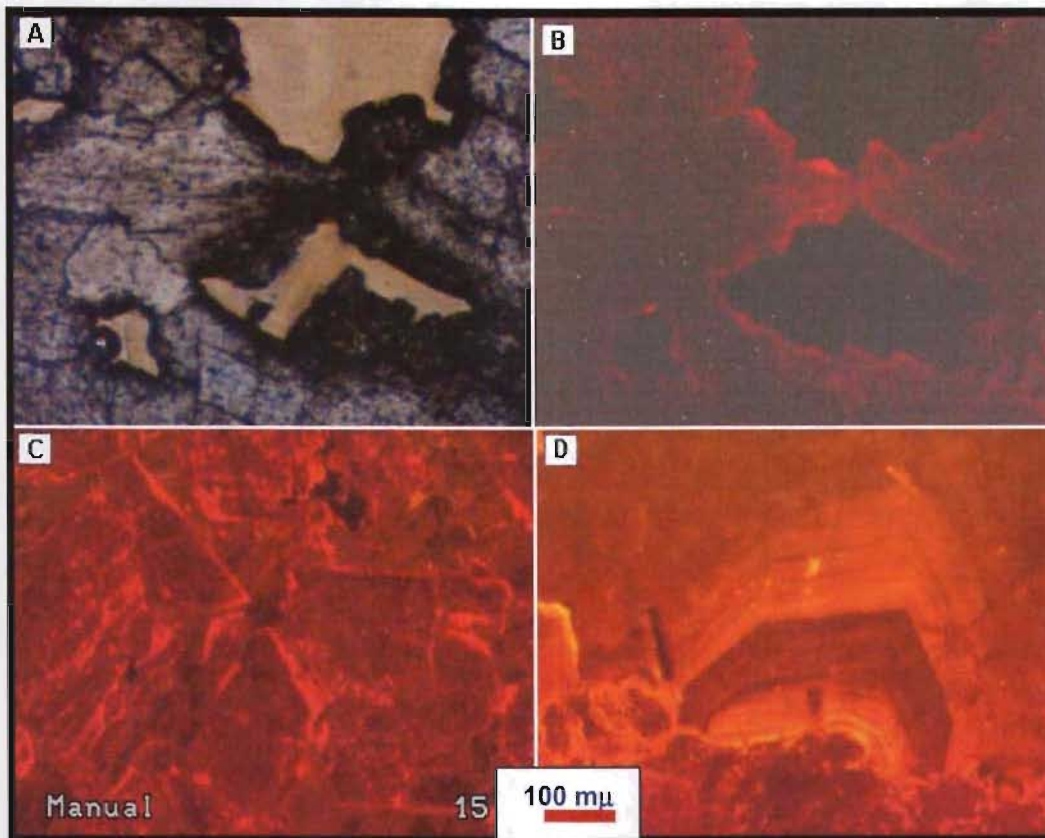


Fig. 12. Fotomicrografías de dolomita y calcita de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante, N. L. (A) Imagen de cemento de dolomita barroca de microscopio óptico con luz paralela. (B) Imagen de cemento de dolomita barroca de luminoscopio [mismo campo que (A)] donde se observa la dolomita color rojo de baja luminiscencia (*dull*). (C) Imagen de cristales subhedrales/euhedrales de dolomita de baja luminiscencia (*dull*) de color rojo, también se observa cemento de calcita post-dolomita de baja luminiscencia (color amarillo) que rellenó porosidad intercrystalina. (D) Cemento de calcita post-dolomita con zonación concéntrica mostrando bandas luminiscentes y no luminiscentes bien desarrolladas.

V.4 Rasgos diagenéticos mayores de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante

En el campo se pudieron observar ciertos rasgos diagenéticos mayores a escala macroscópica en la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante. Estos incluyen dolomitización masiva post-litificación (cuerpos irregulares de dolomía que atraviesan los estratos), estilolitas en el plano de estratificación y cortando diagonalmente los estratos debido a procesos de disolución por presión, vetillas de calcita post-dolomitización y una última generación diagenética de cemento de calcita en bloque de cristales grandes, formando grumos de calcita de grano muy grueso que se interconectan a través de vetillas. Muy posiblemente el cemento de calcita post-

dolomita destruyó gran parte de la porosidad y permeabilidad producidas por el proceso de dolomitización. A escala microscópica, se observó en general, la siguiente la secuencia paragenética y de eventos: micritización de granos, cemento fibroso de calcita (isopaca marina), disolución de bioclastos, vetillas dislocadas de cemento de calcita en bloque, disolución por presión (microestilolitas), compactación (fracturamiento de partículas esqueléticas y granos), dolomitización masiva postlitificación (cuerpos de dolomita que atraviesan irregularmente los estratos), disolución por presión, migración de hidrocarburos, compactación (fracturamiento de partículas esqueléticas: moluscos y granos), vetillas de cemento de calcita en bloque (Fig. 13).

De los rasgos diagenéticos observados, se puede inferir que la abundancia de la matriz micrítica en el sedimento original redujo en gran medida la porosidad primaria intergranular. Los procesos de cementación de calcita en bloque temprana sellaron gran parte de la porosidad. Posteriormente ocurrió compactación química y física en la que se desarrollaron microestilolitas paralelas y diagonales a los planos de estratificación y microfracturas con relación cortante. Los procesos de diagénesis tardía incluyen la dolomitización de bioclastos y de matriz micrítica, así como precipitación de cemento de dolomita. La dolomitización produjo porosidad secundaria intercrystalina y algunas cavidades en las que el cemento solamente ocupó los bordes de los poros. Después sucedió otro evento de disolución por presión, en que se formaron microestilolitas que cortan los mosaicos de dolomita. Posteriormente ocurrió migración de hidrocarburos, se hicieron estudios de epifluorescencia en algunas de las muestras que presentaron hidrocarburos y se observó una fluorescencia de color amarillo intercrystal, lo cual indica que los hidrocarburos tienen composición aromática. No se observó fluorescencia dentro de los cristales de dolomita, por lo que se puede inferir que las inclusiones fluidas en las dolomitas no contienen hidrocarburos líquidos. Las estilolitas están cruzadas posteriormente por microfracturas y vetillas de calcita. Finalmente, se observa cementación de calcita de grano grueso.

En el estudio petrográfico se describieron los rasgos de la secuencia paragenética y de eventos en cada una de las muestras. Dichas descripciones pueden observarse en la tabla 1 del Apéndice.

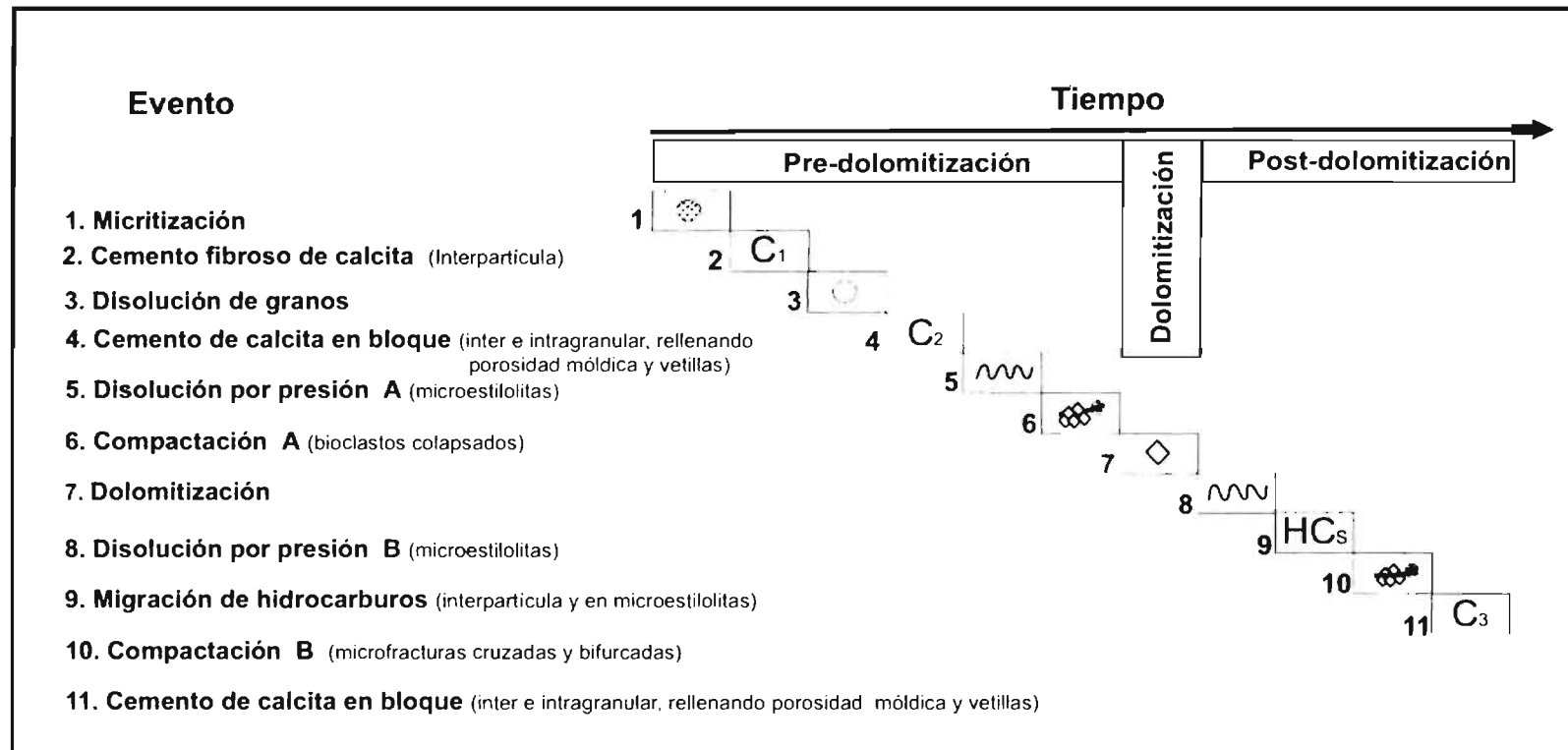


Fig. 13. Secuencia paragenética y de eventos general observada en este trabajo en la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante. Los eventos anteriores a la dolomitización no fueron estudiados sistemáticamente en este trabajo debido a que el estudio principal se enfocó a los procesos de dolomitización.

V.5 Geoquímica de las dolomitas

Elementos mayores y elementos traza Para la caracterización geoquímica de las dos fases carbonatadas estudiadas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante se obtuvo la abundancia de Ca, Mg, Fe, Mn, Sr y Na. Las abundancias de elementos traza tanto en la dolomita como en la calcita de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante son variables entre el borde y el centro del cristal, sin presentar un patrón definido. Las abundancias de Sr y Na presentan una tendencia a aumentar hacia la base de la sección estratigráfica. En la dolomita se obtuvieron bajas concentraciones de elementos traza, el contenido de Sr varía de 70 a 175 ppm, el de Na de 72 a 226 ppm, el de Fe de 31 a 280 ppm y el de Mn de 17 a 126 ppm. En la calcita post-dolomita se obtuvieron bajas concentraciones de Mn (162 ppm), altas concentraciones de Fe (3145 ppm) y concentraciones de Na (530 ppm) y Sr (531 ppm) mayores a la dolomita (Tabla 2 y Fig.15).

En las dolomitas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante, la relación de Ca/Mg varía de 1.02 a 1.1 y la relación de Mg/Ca de 0.91 a 0.98, lo cual implica que los cristales de dolomita son muy cercanos a la estequiometría (Scoffin, 1987; McIlreath y Morrow, 1990; Morse y Mackenzie, 1990; Tucker y Wright, 1990).

Isótopos estables de O y C. Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ obtenidos en el presente trabajo para las dolomitas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante varían de -4.4‰ a -6.4‰ . Este rango isotópico es similar a valores no publicados por el Dr. Gustavo Murillo Muñetón (comunicación personal) en la Formación Cupido. Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ obtenidos en las muestras de calizas precursoras son de -6.2‰ y de -4.4‰ en muestras de rudistas, los cuales muestran una variación con respecto al valor definido por Moldovanyi y Lohmann (1984) (-2‰) para la composición isotópica media inicial de los carbonatos marinos del Cretácico Inferior de la Formación Sligo y de su equivalente Formación Cupido. encontrándose en su mayoría dentro del rango de valores obtenidos por dichos autores. El valor de

$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ obtenido en la muestra de calcita post-dolomita fue de -10.2 ‰ , (Tabla 2, Fig.14).

Los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ determinados en dos muestras de calizas precursoras, tomadas de la pared de rudistas, son de $+0.5 \text{ ‰}$ y de $+2.5 \text{ ‰}$, aunque presentan una variación con respecto al valor definido por Moldovanyi y Lohmann (1984) (4 ‰) para la composición isotópica media inicial de los carbonatos marinos del Cretácico Inferior de Formación Sligo y de la Formación Cupido su equivalente, se encuentran dentro del rango de valores obtenidos por dichos autores. Los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de las dolomitas varían de $+1.8 \text{ ‰}$ a $+3.4 \text{ ‰}$, lo cual indica un carbonato precursor típicamente marino (McIlreath y Morrow, 1990; Tucker y Wright, 1990; Allan y Wiggins, 1993). El valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ obtenido en la muestra de calcita post-dolomita es de -5.2 ‰ , indicando una incorporación de ^{12}C derivado del CO_2 de la materia orgánica probablemente vía reducción térmica de sulfatos o por mediación bacteriana u oxidación de metano (Hudson, 1977; Barnaby y Read, 1992; Allan y Wiggins, 1993; Machel, 1995 y 2001; Tritlla, et al., 2000; Warren, 2000) (Tabla 2, Fig.14).

Isótopos de estroncio: relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. La relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinada en la caliza precursora de la Formación Cupido es 0.707486 ± 11 . Este valor corta la gráfica de Burke et al. (1982) en tres puntos correspondientes al Valanginiano, Hauteriviano y Santoniano (Fig. 16). Debido a la posición estratigráfica de esta formación, la interpretación más viable es que sea afín a los valores del agua de mar del Hauteriviano (Fig. 16, Tabla 3), lo cual corresponde a la edad estimada para la Formación Cupido dada por Imlay (1937), Humphrey y Díaz (1956) y Murillo-Muñetón (1999). También se midió la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.707483 ± 9) de una muestra de yeso de la Formación La Virgen (sucesión de ciclos carbonatados-evaporíticos) equivalente a la Formación Cupido. Este valor también corta la gráfica de Burke et al. (1982) en tres puntos correspondientes al Valanginiano, al Hauteriviano y al Santoniano. Sin embargo, por su posición estratigráfica la edad de Formación La Virgen ha sido estimada del Barremiano al Aptiano (Padilla y Sánchez, 1986).

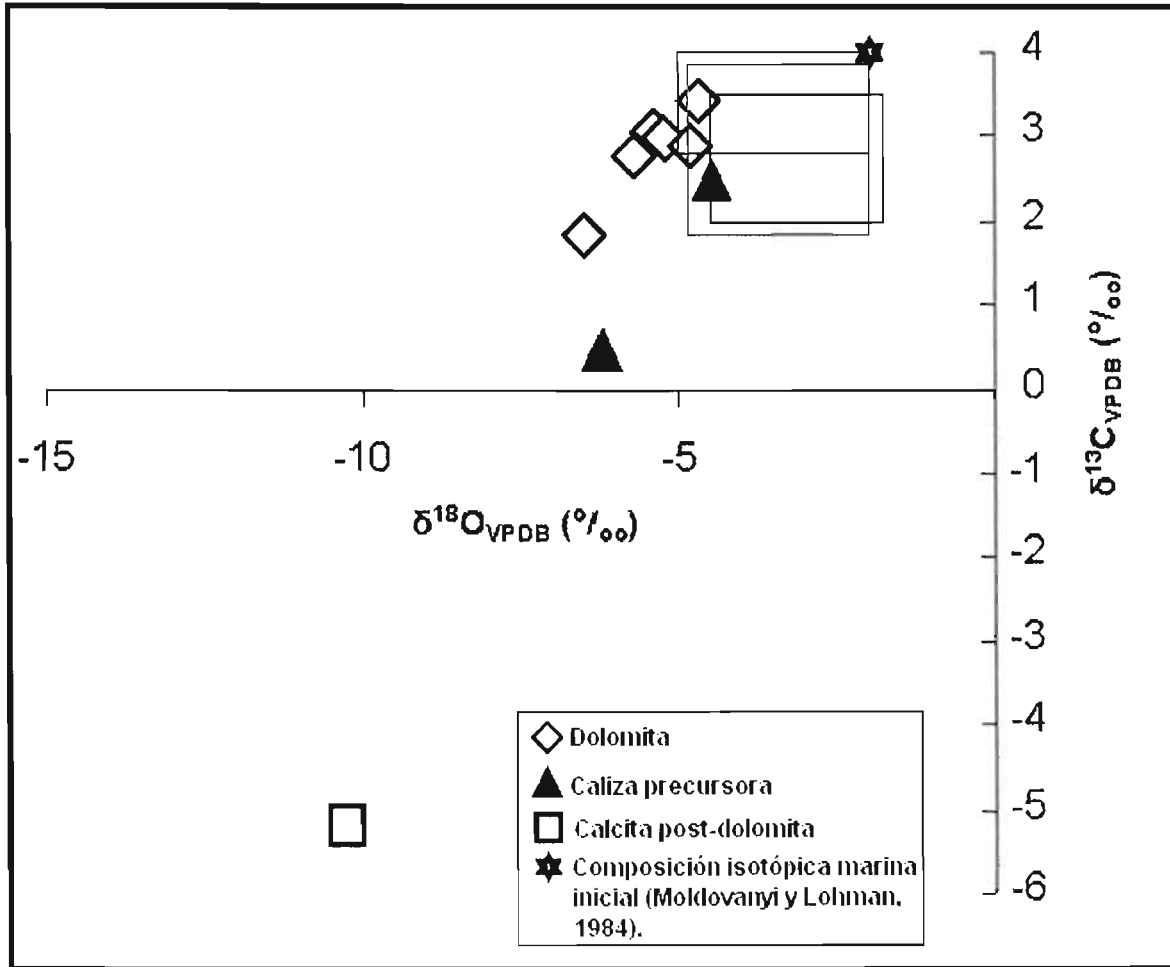


Fig. 14. Composición isotópica de Carbono y Oxígeno ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las dolomitas y de las calcitas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante. La composición isotópica marina inicial de carbonatos marinos tomada de Moldovanyi y Lohmann (1984), quienes la establecieron con muestras de la Formación Sligo en E.U.A y de su equivalente Formación Cupido. Los rectángulos rojo, verde y azul representan los rangos de valores obtenidos por dichos autores en: rojo= rudistas, verde= micrita y azul= cemento isopaco.

También se midió la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.707565 ± 8) para una caliza (boundstone de ostras) de la Formación La Virgen y es similar al valor del agua de mar del Campaniano, es decir, es más alto que el valor del agua marina del Cretácico Temprano. Estos datos sugieren que posiblemente el yeso y la caliza de la Formación La Virgen tengan una firma isotópica modificada por terrígenos.

Tabla 2. Abundancias de elementos mayores, composición isotópica de oxígeno y carbono ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$), relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y microtermometría de inclusiones fluidas de las fases carbonatadas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.

Posición Estratigráfica (m)	Muestra	Fase mineral analizada	Ca	Mg	Ca % en peso	Mg % en peso	Ca/Mg	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Temperatura de homogeneización n* (°C)	Temperatura de fusión (°C)	Observaciones
			No. de iones con base en 6 Oxígenos.	No. de iones con base en 6 Oxígenos.										
383	BCA-70	Dolomita	1.01	0.98	51	49	1.03	-5.7	25.0	2.7	$0.707653 \pm 11^*$, n=59	~190 a 195		Wackestone/packstone dolomitizado de aguas someras de submarea.
346	BCA-65	Dolomita	1.02	0.98	51	49	1.04	-5.4	25.4	3.1	$0.707542 \pm 12^*$, n=52	~190 a 195		Mudstone/wackestone dolomitizado de aguas someras de submarea.
305	BCA-60	Dolomita	1.01	0.98	51	49	1.03	-6.4	24.3	1.8	$0.707563 \pm 11^*$, n=56	~190 a 195	-5=7.9% en peso de NaCl.	Wackestone/packstone dolomitizado de peloides/bioclastos de aguas someras de submarea.
		Calcita	1.99	0.01	99.5	0.5	199							
274	BCA-52	Dolomita	1.01	0.98	50	49	1.02	-5.2	25.5	3.0	$0.707702 \pm 11^*$, n=55	~190 a 195		Packstone/grainstone dolomitizado de peloides/bioclastos de aguas someras de submarea.
239	BCA-46	Caliza Precursora						-6.2	24.5	0.5	0.707486 ± 11 , n=53			Packstone de rudistas/peloides/bioclastos/Litoclastos de aguas someras de submarea.
154	BCA-32	Dolomita	1.01	0.99	51	49	1.03	-4.8	26.0	2.9	$0.707580 \pm 11^*$, n=57	~190 a 195		Montículo de lodo calcáreo-biodetrítico-esponjas calcáreas-microbiano-coralino dolomitizado de aguas someras.
116	BCA-VX	Dolomita	1.02	0.98	51	49	1.04					~190 a 195		Packstone de peloides/bioclastos de mar abierto.
		Calcita post-dolomita	1.99	0.005	99.5	0.25	398	-10.2	20.3	-5.2	$0.707531 \pm 9^*$, n=59		-20.3, -8 y -3.7	La temperatura de fusión corresponde a la salinidad (% en peso de NaCl): -20.3= 22.6, -8 =11.7 y -3.7= 6
105	BCA-23	Caliza precursora						-4.4	26.3	2.5				Wackestone de peloides/bioclastos de mar abierto.
60	BCA-18	Dolomita	1.02	0.92	51	46	1.10	-4.6	26.1	3.4	$0.707585 \pm 12^*$, n=53	~190 a 195		Montículo de lodo calcáreo-microbiano-esponjas silíceas dolomitizado de mar abierto.
		Calcita Post-dolomita	1.99	0.01	99.5	0.5	199							

n= Número de relaciones isotópicas por muestra.

* El error indicado se refiere al valor $2\sigma_m$ (V. Metodología).

** El dato expuesto en la tabla es la temperatura de homogeneización registrada en la mayoría de las mediciones hechas en cada muestra (Tabla 4).

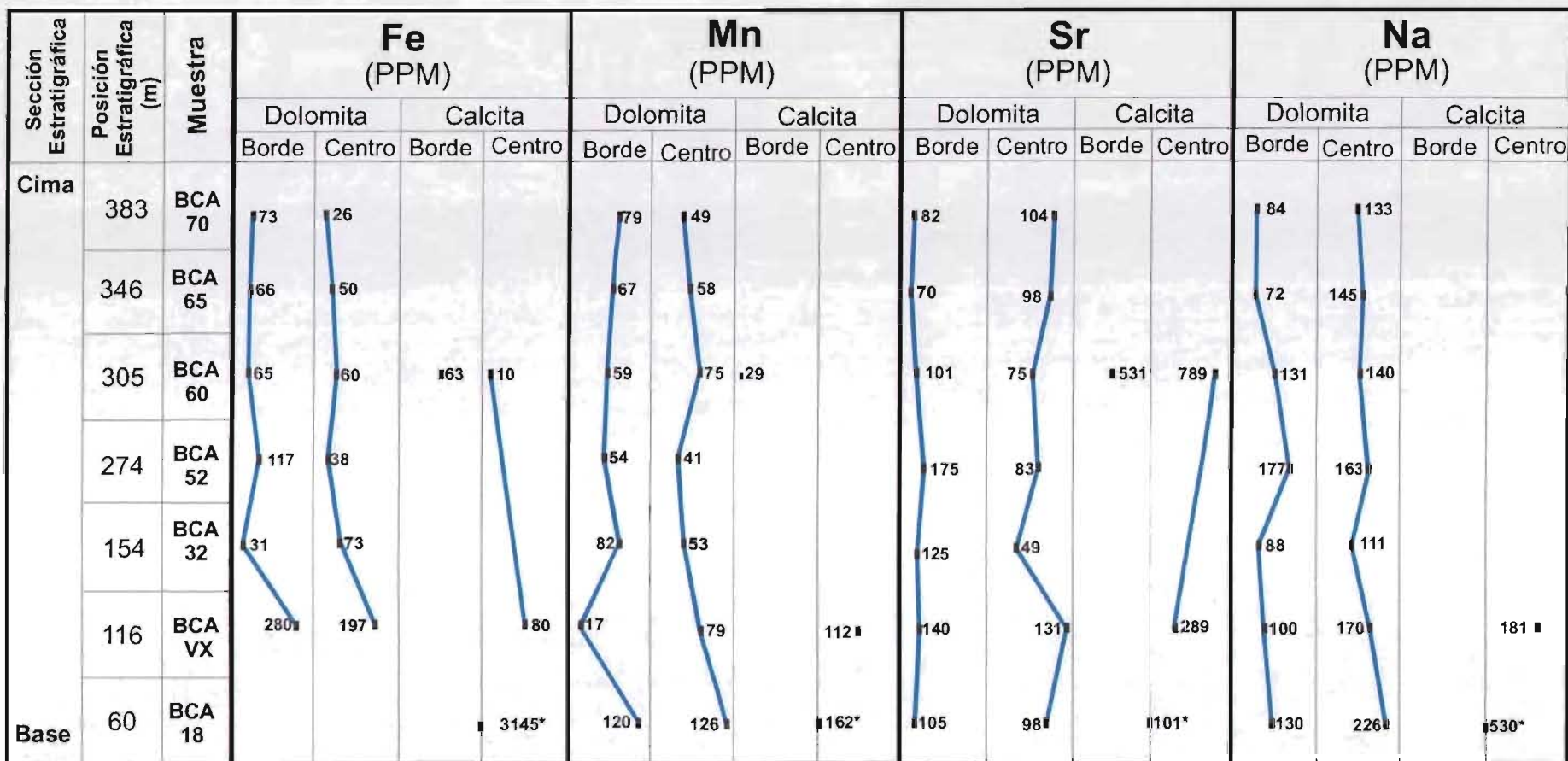


Fig. 15. Abundancias de elementos traza de las fases carbonatadas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.

* El punto en el que se hizo este análisis en la microsonda está situado entre el centro y el borde del cristal de calcita post-dolomita, el cual equivale a la zona no luminiscente de la zonación del cristal observada en el catodoluminoscopio (Fig. 12D).

Las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinadas para muestras de dolomitas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante varían de 0.707542 ± 12 a 0.707702 ± 11 . Estos valores son similares al agua marina del Campaniano-Maastrichtiano (Tabla 2, Fig.16). Específicamente la mayor parte de los datos de las dolomitas caen en el intervalo correspondiente a 78-81 Ma y dos valores en el intervalo de 71-73 Ma. No se observaron variaciones en los valores de la relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con respecto a las facies, aunque las muestras BCA-52 (0.707702 ± 11) y BCA-70 (0.707653 ± 11) presentan los valores más altos. La calcita post-dolomita presenta un valor semejante (0.707523 ± 10) al de las dolomitas.

Tabla 3. Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las fases carbonatadas de la Formación La Virgen.

Muestra	Fase mineral analizada	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd	$2\sigma_m$	n
VI-1	yeso	0.707483	34	9	57
VI-36	calcita	0.707565	32	8	58

Análisis de microtermometría en inclusiones fluidas. Para medir la temperatura de homogeneización (Th) y la temperatura de fusión (Tm) se seleccionaron las inclusiones fluidas primarias que no presentaran estrangulamiento y que fueran de un tamaño suficiente.

Temperatura de homogeneización (Th). En los cristales de dolomita se hicieron 109 mediciones de Th y en los de calcita post-dolomita 32. Las inclusiones fluidas en los cristales de dolomita son de dos fases (líquido-gas), su forma es rectangular o irregular, se encuentran tanto en el centro del cristal como en la línea de crecimiento del cristal; en algunas de ellas la fase gaseosa presenta movimiento a temperatura ambiente, (Fig.18). También se observaron varias inclusiones fluidas con estrangulamiento las cuales, por no aportar datos precisos para la temperatura mínima de formación de la dolomita, no se midieron. Dentro de las mediciones de Th en las inclusiones fluidas de las dolomitas se observó que el 70% corresponden a un rango de 190 a 200 °C (57 mediciones entre 190 y 195 °C y 19 entre 195 y 200 °C), el 13.5% a un rango de 223 a 227 °C (15 mediciones), el 4.5% (13 mediciones) a un rango de 200 a 223 °C y el 12% corresponden a Th menores de 190 °C (Tablas 2 y 4, Figs. 17A y B y 18).

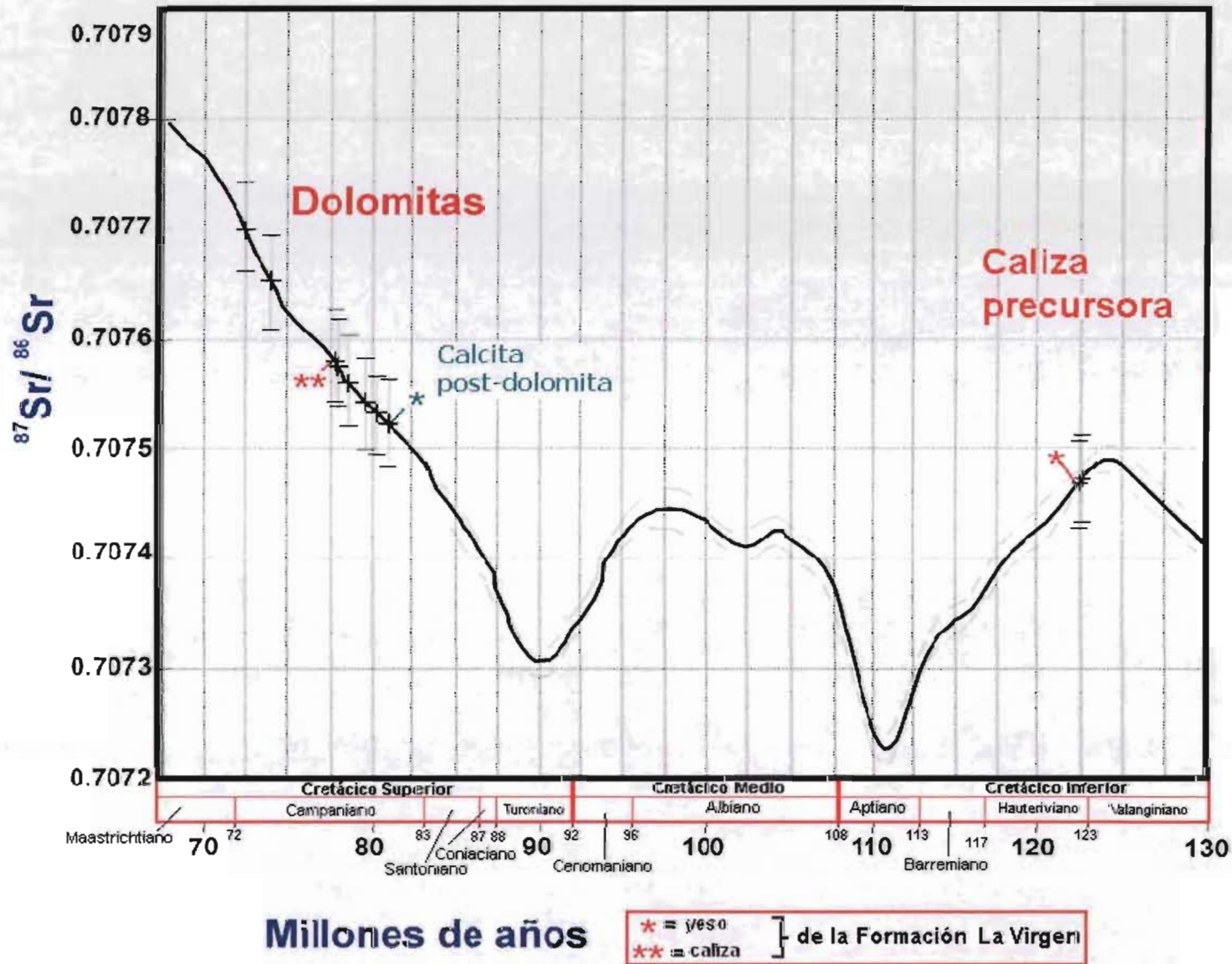


Fig. 16. Gráfica de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de fases minerales de las formaciones Cupido y La Virgen en el segmento Cretácico de la curva de variación secular de la relación isotópica de agua marina de Burke *et al.* (1982).

Los cristales de cemento de calcita post-dolomita contienen abundantes inclusiones. Las características de estas inclusiones son muy variadas: presentan formas regulares e irregulares siendo estas últimas más abundantes, gran parte de ellas muestran estrangulamiento, son de dos (líquido-gas) y tres fases (sólido-líquido y gas) y algunas de ellas presentan dos burbujas de gases inmiscibles con diferencias en su Th. Las temperaturas de homogeneización varían del centro hacia los bordes de los cristales. En las inclusiones del centro de los cristales se determinaron temperaturas de homogeneización de 170 °C a más de 230 °C, siendo la mayoría entre 170 y 180 °C; mientras que las inclusiones en los bordes de los cristales aportaron Temperaturas de homogeneización de 120 a 150 °C, siendo la mayoría entre 135 y 145 °C (Tabla 4, Fig. 17C).

Debido a las altas temperaturas observadas en las mediciones de Th en inclusiones fluidas de dichas fases carbonatadas del Cañón de Bustamante, se decidió hacer mediciones de las inclusiones fluidas en calcita y dolomita en muestras de otras localidades de la Formación Cupido. Se seleccionaron muestras de los potreros Chico y Minas Viejas y se obtuvieron rangos de temperaturas de homogeneización de 150 a 180°C en calcitas y 190 a 200°C en dolomitas; estas temperaturas son iguales a las Th medidas en las fases carbonatadas del Cañón de Bustamante. Así mismo, las temperaturas son prácticamente iguales a las obtenidas por el Dr. Eugene Perry, comunicación personal, en estudios realizados en la Formación Cupido en localidades diferentes al Cañón de Bustamante, como en el complejo plegado de Nuncios (Lefticariu, et al., 2005), situado entre los Estados de Nuevo León y Coahuila.

Temperatura de fusión del hielo y salinidad (T_m). Debido a que las inclusiones fluidas observadas en los cristales de dolomita no presentaron un tamaño suficiente para observar la temperatura de fusión, solamente se pudo medir una T_m = -5 °C (muestra BCA-60). Esta T_m que corresponde a una salinidad de 7.9 % en peso de NaCl, mayor a la del agua marina (3.5 %) (Tablas 2 y 4). En las inclusiones fluidas de la calcita post-dolomita (muestra V-X) se registraron T_m de -20.3 °C, -8 °C y -3.7 °C, las cuales corresponden a salinidades de 22.6 %, 11.7 % y 6.0 % en peso de NaCl, respectivamente (Tablas 2 y 4).

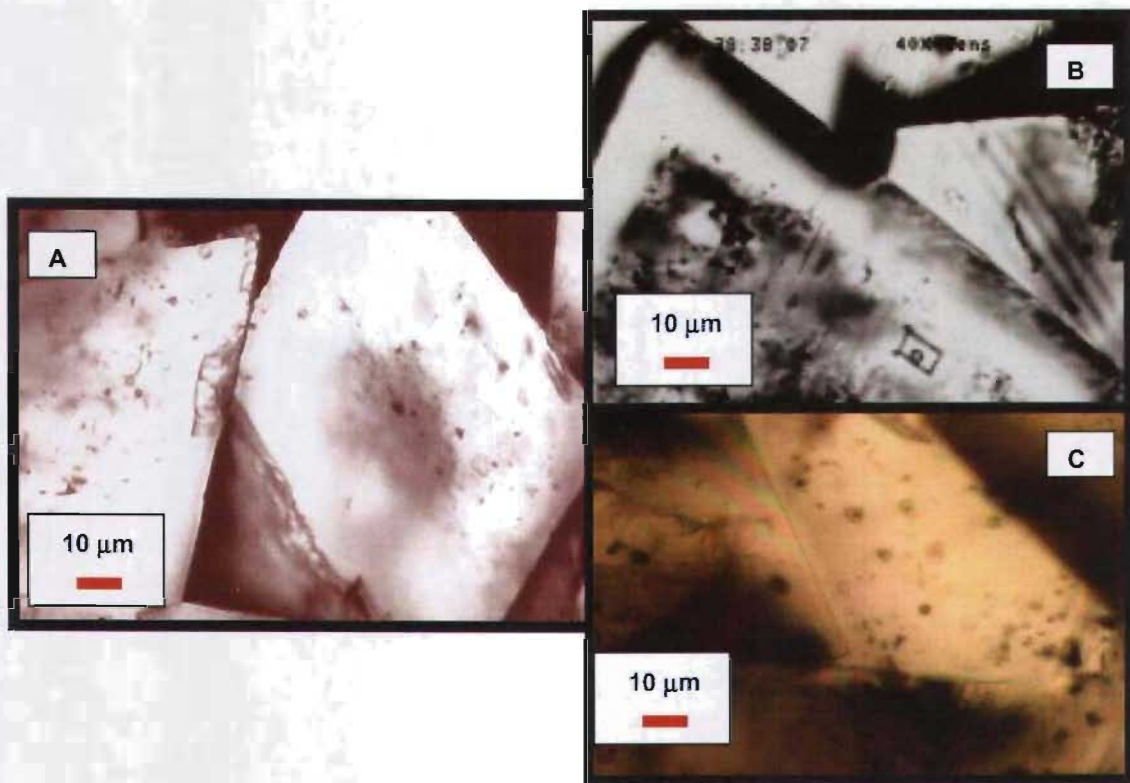


Fig. 17. Fotomicrografías de inclusiones fluidas primarias de dos fases en cristales de dolomita y calcita de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante. (A) Inclusiones fluidas de formas regular e irregular en la línea de crecimiento y en el centro de un cristal de dolomita. (B) Inclusión fluida de dos fases y forma rectangular en un cristal euhedral de dolomita. (C) Inclusiones fluidas de forma irregular en un cristal de calcita post-dolomita.

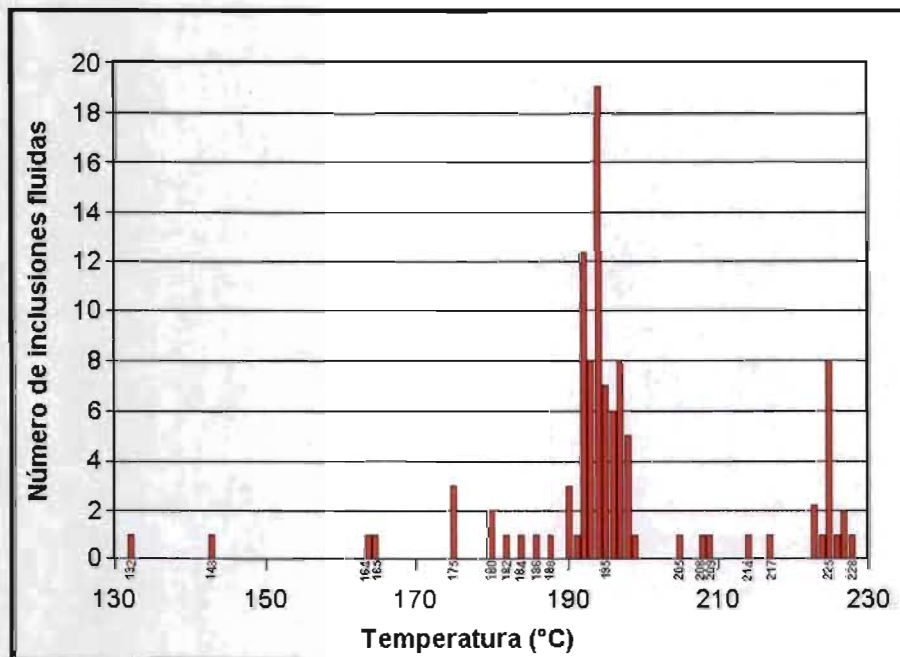


Fig. 18. Temperaturas de homogeneización (T_h) en inclusiones fluidas de dolomitas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.

Tabla 4. Microtermometría en Inclusiones fluidas de fases carbonatadas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.

Muestra	Posición Estratigráfica (m)	Ambiente de depósito	Facies	Fase mineral analizada	Forma del cristal	Temperatura de homogeneización (Th) en °C	Temperatura de fusión (Tm) en °C
BCA-IV-70	383	Submarea	DOLOMÍA	Dolomita	Subhedral	Borde: 132, 192, 142.8 Centro: 191.8, 191.8	
					Anhedral	Borde: 180.3	
				Calcita post-dolomita.		Borde: 118, 118, 118, 144.5, 144.5, 144.5 Centro: 224, 228, 228, 228, 226, 224	
			Dolomita	Subhedral	Borde: 194, 196		
				Dolomita	Anhedral	Borde: 198	
BCA-IV-65	346	Submarea	Mudstone/ wackestone dolomitizado	Dolomita	Muy fino anhedral	Borde: 196.1 Centro: 197	
BCA-IV-60	305	Submarea	Wackestone/ packstone dolomitizado de peloides/ bioclásticos	Dolomita	Anhedral	Borde: 193.5, 193.5, 193.5, 224.1, 196, 196, 193, 195, 195 Centro: 196, 195.4, 194*, 193.7	-5 = 7.86% en peso de NaCl
BCA-IV-52	274	Submarea	DOLOMÍA Packstone de peloides /bioclásticos	Dolomita	Euhedral	Borde: 199, 193.8, 164 Centro: 190, 191.7, 193, 193, 209.2, 208	
					Anhedral	Centro: 198, 194.3	
					Euhedral	Centro: 192.3, 192.3	
BCA-IV-32	154	Montículo de lodo calcáreo de aguas someras	DOLOMÍA	Dolomita	Subhedral	Borde: 226, 225, 228, 214, 192.6, 194, 194, 195.3 Centro: 197, 197, 197	
					Euhedral	Borde: 216.7, 225.4, 225.4, 195, 194.6, 192, 191.7, 192.2, 197, 197, 197, 195.4, 184, 188 Centro: 193.8, 194, 194, 195.2, 193.2, 193.2, 193.8, 194.2, 195.1, 195.4, 195.4	
					Anhedral	Borde: 192.3, 192.3, 175	
BCA-CB-VX	116	Mar abierto	Packstone de peloides/ bioclásticos	Dolomita	Anhedral	Borde: 175, 198, 198, 198 Centro: 180.4, 165, 197	*-20.3 = 22.58% en peso de NaCl -8 = 11.70% en peso de NaCl -3.7 = 6.01 % en peso de NaCl.
				Calcita post-dolomita*		Borde: 137.8, 137.8, 137.8, 152, 138.9, 144.6, 142.9, 144.6, 137.9, 137.9, 144.7 Centro: 186, 219, 188.7, 226, 227, 217, 219, 190.5, 210	
				Dolomita	Anhedral	Borde: 227, 227, 192, 190, 190.8, 192.9, 192.9, 194.3, 194.3, 225.2, 225.2 Centro: 223.1, 223.1, 225.2, 225.2, 225.2, 195.6, 193.2, 194.2, 193.5	
BCA-IV-18	60	Montículo de lodo calcáreo de mar abierto	DOLOMÍA	Dolomita	Subhedral	Borde: 205, 182, 186 Centro: 175, 192.6, 190	

CAPÍTULO VI

VI POSIBLES PROCESOS DE DOLOMITIZACIÓN MASIVA DE LA FORMACIÓN CUPIDO EN EL CAÑÓN DE BUSTAMANTE

VI. 1 DISCUSIÓN

VI.1.1 Distribución de la dolomita. En los estudios de campo realizados en el Cañón de Bustamante se observó que la Formación Cupido presenta una dolomitización masiva post-litificación con una compleja distribución de la dolomita, la cual no está especialmente asociada a rasgos de deformación tectónica (fracturas, fallas, etc.). Un control importante en la distribución de la dolomitización es el tipo de facies sedimentarias originales (Murillo-Muñetón, 1999). En la parte inferior de la Formación Cupido, donde se encuentran los montículos de lodo calcáreo-microbianos, la distribución de la dolomita es en grandes parches parcial y totalmente dolomitizados que atraviesan los estratos de forma irregular, siendo más intensa la dolomitización en las facies de los montículos de lodo calcáreo de aguas más someras, que en los montículos de lodo calcáreo de aguas más profundas descritos por Murillo-Muñetón (1999). Mientras que en la parte superior de esta formación, formada estratigráficamente por ciclos carbonatados de interior de plataforma, la dolomita se distribuye en forma subhorizontal, siendo más masiva y más intensa en la parte inferior transgresiva de los ciclos. Se puede resumir que la distribución de la dolomita, a escala macroscópica, consiste de dos geometrías distintas: una de cuerpos irregulares y otra de cuerpos subhorizontales; en ambos casos los cuerpos dolomitizados atraviezan planos de estratificación.

VI.1.2 Petrografía, microtermometría y geoquímica. De acuerdo a los datos obtenidos de los análisis petrográficos, microtermométricos y geoquímicos en las fases carbonatadas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante, se determinó que el ambiente diagenético en que ocurrió la dolomitización fue un ambiente de sepultamiento profundo. Esta interpretación se basa en las siguientes

observaciones: la dolomita forma en su mayoría mosaicos xenotópicos-A de cristales anhedrales con extinción ondulante (Zenger, 1983; McIlreath y Morrow, 1990; Tucker y Wright, 1990; Puser, et al., 1994; Warren, 2000) que generalmente preserva el tamaño del cristal de carbonato de Ca reemplazado. Son comunes los procesos diagenéticos tardíos, que post-datan rasgos diagenéticos tempranos, incluidos: compactación (microfracturas), disolución por presión (microestilolitas), dolomitización, migración de hidrocarburos y cementación de calcita en bloque, posterior al evento de dolomitización. Además, la dolomita bajo catodoluminiscencia, presenta predominantemente baja luminiscencia (*dull*) de un color rojo homogéneo; mientras que la calcita post-dolomita exhibe zonación concéntrica que, aunado a las altas temperaturas (ver isótopos de O y microtermometría de inclusiones fluidas abajo) y a las concentraciones de Fe (3,145 ppm), indican condiciones de sepultamiento profundo (Dickson y Coleman, 1980; Reeder, 1981; Tucker y Wright, 1990).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ de dolomitas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante varían de -4.4‰ a -6.4‰ , los cuales son muy similares a los de la caliza precursora, de lo cual, aunado a que las concentraciones de elementos traza, las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y los valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ son cercanos entre la caliza precursora y la dolomita, se puede inferir que la dolomitización ocurrió con una baja relación agua-roca (Barnaby y Read, 1992; Banner, 1995; Veizer et al., 1999; Lefticariu et al., 2005) y, aunado a las temperaturas de homogeneización, a temperaturas altas en ambientes diagenéticos de sepultamiento profundo (Land, 1980; Zenger, 1983; McIlreath y Morrow 1990; Tucker y Wright, 1990; Allan y Wiggins 1993; Veizer, et al., 1999 y Warren, 2000). Del valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ obtenido en la muestra de calcita post-dolomita (-10.2‰) y del valor empobrecido de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ con respecto a la caliza precursora, puede inferirse que la cementación de calcita en bloque post-dolomita ocurrió durante una reducción térmica de sulfatos o por mediación bacteriana u oxidación de metano en un ambiente diagenético de sepultamiento profundo (Hudson, 1977; Barnaby y Read, 1992; Allan y Wiggins, 1993; Machel, 1995 y 2001; Tritlla, et al., 2000; Warren, 2000).

Las inclusiones fluidas observadas en las dolomitas son de dos fases (líquido-vapor), lo cual es una característica general en las dolomitas formadas a altas temperaturas en un ambiente de sepultamiento profundo (Allan y Wiggins, 1993). Además los valores determinados de Th para la dolomita fueron en su mayoría entre 190 y 200 °C, de los cuales puede inferirse la temperatura mínima en que se formó la dolomita. Mientras que las Th medidas dentro del rango de 223 y 227 °C se interpretan como el resultado de estiramiento (*stretching*) de las inclusiones fluidas debido a elevaciones de temperatura en la roca posteriores a la dolomitización (Martínez, 1999).

La relación Ca/Mg en las dolomitas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante indica cristales muy cercanos a la estequiometría (1.03 a 1.1). Esto aunado a las características texturales de las dolomitas (cristales grandes y tipo barroca) y las bajas concentraciones de elementos traza, sugiere que las dolomitas tuvieron origen en una etapa diagenética tardía de sepultamiento profundo, reflejando un crecimiento lento favorecido por las altas temperaturas (Scoffin, 1987; MacIlreath y Morrow, 1990; Morse y Mackenzie, 1990; Tucker y Wright, 1990; Barnaby y Read, 1992; Warren, 2000).

VI.1.3 Evento de dolomitización. Se infiere que la dolomitización probablemente ocurrió durante un solo evento debido a que los cristales de dolomita observados, tanto en el microscopio electrónico de barrido como en el catodoluminoscopio, no presentan zonación concéntrica diagnóstica de crecimiento por etapas. Esto indica que aparentemente no hubo fluctuaciones en la composición química del agua del poro durante el proceso de dolomitización (Reeder, 1981; Tucker y Wright, 1990; Walker y Burley, 1991; Allan y Wiggins, 1993; Warren, 2000) y/o que no hubo cambios en la velocidad del crecimiento del cristal (Tucker y Wright, 1990) y que aparentemente no hubo recristalización de la dolomita (Land, 1985; Kupecz, et al., 1993). Esta interpretación también es soportada por la similitud de las características petrográficas y de los datos de los análisis de los elementos traza, Th, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, los cuales indican que no hubo una variación importante de éstos entre las diferentes litofacies, ni en las diferentes posiciones estratigráficas (Land, 1980;

Mcllreath y Morrow, 1990; Morse y Mackenzie, 1990; Tucker y Wright; 1990; Barnaby y Read, 1992).

VI.1.4 Origen del fluido dolomitizante. Los datos obtenidos sobre la química de la dolomita y sobre la salinidad de las inclusiones fluidas no permiten generar una interpretación inequívoca, pero es muy probable que el fluido dolomitizante haya sido agua marina modificada. En primer lugar, el carácter masivo de la dolomitización y su amplia distribución sugiere una fuente externa y abundante de Mg^{2+} (Mcllreath y Morrow, 1990; Morse y Mackenzie, 1990; Warren, 2000), para lo cual el paso de agua marina modificada es un candidato muy probable. Hay un consenso general de que el agua marina, posiblemente modificada por los ambientes de sepultamiento, es la única solución capaz de dolomitizar masivamente a las rocas calcáreas en un ambiente de diagénesis de sepultamiento profundo (Zenger, 1983). Por otra parte, las bajas abundancias de elementos traza (Fe= 26 a 280 ppm; Mn= 17 a 126 ppm; Na= 72 a 226 ppm y Sr= 70 a 175 ppm) de las dolomitas indican que el fluido dolomitizante fue agua marina modificada, ya que las aguas de formación o salmueras de cuenca presentan mayores abundancias de dichos elementos (Fe= 1000 a 10,000 ppm; Mn= 200 a 2,000 ppm; Na= 200 a 1700 ppm y Sr= 500 a 3000 ppm) (Veizer, 1983; Mcllreath y Morrow, 1990; Morse y Mackenzie, 1990; Allan y Wiggins, 1993; Banner, 1995; Warren, 2000). Banner (1995) señala que la dolomita formada a partir de agua marina modificada por una reacción dolomitizante estequiométrica con bajas relaciones Sr/Ca del agua de poro presenta concentraciones de Sr < a 250 ppm. El valor de la salinidad obtenido de -7.9 % en peso de NaCl es más alto que el que normalmente tiene el agua de mar, lo cual pudo deberse a la interacción previa con cuerpos de evaporita que son comunes en la estratigrafía mesozoica de esta región o por la mezcla con salmueras (Folk y Land, 1975) que tuvieran para ese tiempo cierta movilidad. La salinidad obtenida de las inclusiones en la calcita post-dolomita sugiere fuertemente la presencia de fluidos más salinos en esta sección, posteriores a la dolomitización. Esto indica que, a medida que progresaba la diagénesis profunda aumentaba la influencia de salmueras.

VI.1.5 Movimiento del fluido dolomitizante y su bombeo. Con respecto al movimiento del fluido dolomitizante y al mecanismo de bombeo que permitieron la dolomitización masiva de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante, se pueden hacer solo algunas inferencias de acuerdo a la información obtenida. Debido a que la Formación Cupido en dicha localidad está expuesta desde su contacto inferior con la Formación Taraises hasta su contacto superior con la Formación La Peña, se pudo observar que la dolomitización masiva está restringida a la Formación Cupido y no afecta a las formaciones subyacente (Taraises) y sobreyacente (La Peña). De esto puede inferirse que el fluido dolomitizante se desplazaba lateralmente a lo largo de las capas de la Formación Cupido, que eran más porosas y permeables de acuerdo a la textura deposicional original. Lo cual corresponde al dominio hidrológico de margen pasivo de la cuenca del Golfo de México durante el Cretácico Tardío propuesto por Heydari (1997) para los procesos hidrotectónicos ocurridos en el sepultamiento profundo que conducen a la dolomitización. Dicho autor menciona que en profundidades mayores a 1 km, el flujo compactacional entra tanto por un régimen horizontal (con una tasa promedio de 6 cm/año) como por una vertical (0.15 cm/año) y que en profundidades mayores o en zonas de anomalías térmicas alrededor de estructuras salinas y diapiros de lodo se produce un flujo termohalino, en el que los estratos salinos y alóctonos actúan como vía por la que escapan los fluidos de la cuenca. En ocasiones la dirección del fluido dolomitizante puede inferirse a través del coeficiente de distribución de los elementos traza (Land, 1980) como se ha hecho en algunos estudios (e.g., Machel, 1988), pero dado a que en este trabajo se analizó sólo una sección no fue posible inferir la dirección del fluido dolomitizante mediante los análisis de los elementos traza.

El mecanismo de ingreso del agua de mar a la zona de dolomitización es incierto. El agua marina pudo haber ingresado por los márgenes de la cuenca a través de discontinuidades verticales sindeposicionales relacionadas con la subsidencia de la cuenca. El mecanismo hidrológico pudo ser impulsado por movimientos convectivos termohalinos (Heydari, 1997) en los inicios de la Orogenia Laramide (Lawton y Giles, 1997).

VI.1.6 La edad de la dolomitización. La edad de la dolomitización de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante es difícil de establecer inequívocamente, aunque existen indicios que sugieren que el evento pudo haber ocurrido muy probablemente en el Cretácico Tardío. La geometría de los cuerpos dolomitizados indica que el movimiento de fluidos fue a través de un medio poroso más que por fracturas de origen tectónico. Por otro lado, el hecho de que la dolomitización se haya llevado a cabo en un ambiente de sepultamiento profundo descarta la posibilidad de que este evento haya ocurrido durante las etapas avanzadas de la exhumación o la deformación debidas a la Orogenia Laramide, la cual se inició al final del Cretácico Tardío y continuó hasta el Eoceno (Lawton y Giles, 1997). La idea de que la dolomitización sea de Cretácico Tardío es más compatible con la interpretación que se hace en este estudio de que el fluido dolomitizante haya sido agua marina modificada ya que el sepultamiento debió haber ocurrido cuando todavía se acumulaban secuencias marinas sobre esta sección del noreste de México. Aunque se han interpretado eventos de sedimentación marina hasta el Eoceno en la región (Vega-Vera y Perrilliat, 1989), estos parecen haber sido más bien episodios intermitentes que invadieron zonas bajas cuando ya se había iniciado la deformación Laramídica y el desarrollo de cuencas de antepaís (e.g. Parras y La Popa).

Respecto a la calcita post-dolomita, los análisis petrográficos (en catodoluminiscencia presenta zonación concéntrica con tres bandas principales), microtermométricos (tres rangos diferentes temperaturas de homogeneización y de salinidad) y geoquímicos (variaciones importantes en elementos traza) sugieren que se formó por etapas y en condiciones también de sepultamiento profundo. Esto manifiesta que después de la dolomitización, la Formación Cupido aún se encontraba sepultada y no había indicios de fracturación y exhumación.

De acuerdo a un gradiente geotérmico típico de margen pasivo (15 a 30 °C/km; Warren, 2000), las altas temperaturas registradas (en su mayoría entre 190 y 200°C) en las inclusiones fluidas de los cristales de dolomita son muy superiores a las temperaturas que se esperarían encontrar (50 a 100 °C) en un régimen tectónico de este tipo. Por lo que estas altas temperaturas se interpretan como el producto de una

anomalía térmica. Los estudios microtermométricos realizados en rocas de la Formación Cupido en este trabajo y por el Dr. Eugene Perry, comunicación personal, en localidades diferentes al Cañón de Bustamante, aportaron temperaturas iguales a las medidas en el Cañón de Bustamante, lo cual indica que la anomalía térmica identificada fue a una escala regional. Las temperaturas registradas en las inclusiones fluidas de los cristales de calcita post-dolomita también fueron superiores a las que se esperarían en un ambiente de margen pasivo, por lo que, aunado al aumento de volumen o estiramiento (*stretching*) observado en las inclusiones fluidas en dolomita se puede inferir que el evento térmico de Bustamante continuó después de la dolomitización. Según Millán-Garrido (2004) en la Cuenca de la Popa la cima del horizonte evaporítico (Formación Minas Viejas) en el tiempo de la deformación tuvo temperaturas entre $>150^{\circ}\text{C}$ y 197°C , las cuales se calcularon de acuerdo al gradiente térmico ($30^{\circ}\text{C}/\text{km}$), asumiendo una temperatura de 10°C en la superficie con base en los cálculos de paleotemperaturas.

La anomalía térmica que causó las altas temperaturas registradas en rocas cretácicas del noreste de México pudo haber estado relacionada a diversos factores. Por una parte, Damon y Clark (1981), reportan distancias de hasta 700 km de alcance de un arco magmático de afinidad con el Pacífico desde la trinchera hacia el oriente para el Cretácico Tardío (entre 80 y 60 Ma). Sin embargo, el área de estudio estaba a 900 km de la trinchera para este tiempo y además no hay evidencias de magmatismo de esa edad en esta región. Por otra parte, es poco factible la relación de la anomalía térmica a episodios térmicos en el Golfo de México, ya que la formación de la corteza oceánica cesó en el Oxfordiano, iniciándose una etapa de enfriamiento y de subsidencia de la cuenca (Salvador, 1991). Tampoco se ve viable la relación de la anomalía térmica con la actividad magmática del Cinturón Plegado de Coahuila, ya que las edades Ar/Ar reportadas para intrusivos del área son del Cenozoico (44.29 ± 0.19 Ma en hornblenda y 41.23 ± 0.02 Ma en biotita; Chávez-Cabello et al., 2002). Una alternativa más probable es que la anomalía térmica identificada estuviera relacionada con la actividad diapírica de cuerpos de sal. La sal tiene mucha mayor conductividad térmica que las rocas sedimentarias típicas (e.g.,

lutitas, areniscas y calizas; O'Brien y Lerche, 1987). Los diapiros masivos tienen un relieve vertical muy extenso proporcionando una vía de baja resistencia térmica por la que se conduce el calor desde capas más profundas hacia la superficie (O'Brien y Lerche, 1987). La actividad diapírica en la región parece haber comenzado con el inicio del evento compresivo resultante de la Orogenia Laramide en el Maastrichtiense (Millán-Garrido, 2004). Sin embargo, es muy probable que dicha anomalía térmica hubiera estado activa desde que la Formación Cupido se encontraba en un ambiente de sepultamiento profundo.

VI. 2 CONCLUSIONES

La Formación Cupido en el Cañón de Bustamante se encuentra parcialmente dolomitizada con una distribución compleja de cuerpos de dolomita no asociados espacialmente a rasgos de deformación tectónica (fallas o fracturas). En la parte inferior de la Formación Cupido (facies de margen de plataforma y plataforma externa), la distribución de la dolomita es en grandes parches parcial y totalmente dolomitizados que atraviesan los estratos de forma irregular. Mientras que en la parte superior de esta formación (facies cíclicas de interior de plataforma), la dolomita se distribuye en forma subhorizontal.

A partir de las características geoquímicas y petrográficas de la dolomita y de la distribución de los cuerpos dolomitizados se interpreta que corresponden a un evento de dolomitización masiva, el cual ocurrió en un ambiente diagenético de sepultamiento profundo, anterior a un evento de migración de hidrocarburos.

A partir del carácter masivo, de la geoquímica de las dolomitas y del valor de salinidad de las inclusiones fluidas, se considera que el fluido dolomitizante fue agua marina modificada. Se analizó también un cemento de calcita post-dolomita y se infiere que se precipitó a partir de un fluido fuertemente salino.

Los datos de microtermometría de inclusiones fluidas (190 a 200 °C) indican que la dolomitización ocurrió a altas temperaturas. Estos valores son más altos que los

esperados para un gradiente geotérmico normal en un ambiente tectónico de margen pasivo, por lo tanto indican la presencia de una anomalía térmica durante el evento de dolomitización. Esta anomalía térmica se comprobó con análisis de dolomitas de la misma Formación Cupido fuera del área de estudio. El proceso más factible que pudo haber generado la anomalía térmica es la actividad diapírica de la sal (Formación Minas Viejas del Jurásico Medio); este tipo de sedimentos se consideran muy buenos conductores de calor.

La edad de la dolomitización es incierta, aunque la distribución de la dolomita y la inferencia de su carácter diagenético profundo sugieren que esta pudo haber ocurrido en el Cretácico Tardío, ya que la distribución de la dolomita aparentemente no está vinculada con estructuras producidas por la Orogenia Laramide (como fallas y fracturas). Además, el hecho de que la dolomitización ocurrió en un ambiente diagenético de sepultamiento profundo indica que la Formación Cupido aún no había sido exhumada por la Orogenia Laramide cuando ocurrió la dolomitización.

Los cuerpos dolomitizados se presentan a lo largo de toda la columna estratigráfica de la Formación Cupido, su geometría corresponde a los patrones de circulación de flujo lateral, los cuales están asociados a ciertos controles relacionados con la porosidad y la permeabilidad originales de las facies dolomitizadas.

El cemento de calcita post-dolomita también se precipitó en un ambiente diagenético de sepultamiento profundo.

REFERENCIAS BLIOGRÁFICAS

- Adams, A.E., MacKenzie, W.S., Guilford, C., 1997, Atlas de Rocas Sedimentarias: Masson, España, 106 p.
- Adams, J.F., Rhodes, M.L., 1960. Dolomitization by seepage refluxion: American Association of Petroleum Geologists. Bulletin 44, 1912-1920.
- Alfonso-Zwanziger, J., 1978, Geología regional del sistema sedimentario Cupido: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 30, 1-55.
- Altobi, Y.K., Goldhammer, R. K., Lehrmann, D. J., John, A., Jackson, K. G., 2004, Sequence stratigraphic controls on dolomitization, structural deformation and fracture distribution in carbonate strata, the Cupido Formation, Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico. New Developments in Stratigraphy: Sequence, Cyclo-, All- and Bellond II (SEPM), American Association of Petroleum Geologists Annual Meeting 2004, Poster: Embrace the Future, Celebrate the Past Technical Program, E.U.A..
- Allan, J.R. Wiggins, W.D., 1993, Dolomite Reservoirs: American Association of Petroleum Geologists. Course note series # 36, 129 p.
- Araujo, J., Martínez, A., 1981, Estudio Estratigáfico-Sedimentológico del Neocomiano Prospecto Tlahualilo- La Zarca, Durango y Chihuahua: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto 1101, 47p.
- Aulstead, K.L., Spencer, R.J., Krouse, H.R., 1988, Fluid inclusions and isotopic evidence on dolomitization, Devonian of Western Canada: Geochim.Cosmochim. Acta 52, 1027-1035.
- Banner, J.L., 1995, Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis: Sedimentology, Int. Assoc. Sedimen., (1995) 45 (2), 805-824.
- Barnaby, G.J. Read, J.F., 1992, Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to Middle Cambrian shady dolomite, Virginia Appalachians: Journal of Sedimentary Petrology, 62 (6), 1023-1043.
- Beker, P. A. Kastner, M., 1981, Constraints on the formation of sedimentary dolomite: Science 213, 214-216.
- Bonet, F., 1956, Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del este de México: XX Congreso Geológico Internacional, México, partes I-VI México, 3-102.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F. Otto, J.B., 1982, Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time: Geology 10, 516-519.
- Charleston, S., 1973, Stratigraphy, tectonics, and hydrocarbon potential of the Lower Cretaceous, Coahuila Series, Coahuila, Mexico: The University of Michigan, Ph. D. dissertation, 268 p.
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico. In: Smith, C. I. (Eds.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society, Publication 81-74, 28-36.

- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Tovar-Cortés, J. A., Morton-Bermea, O. E. Iriondo, A., 2002, Relación entre la deformación compresiva y la actividad magmática del paleógeno en el Cinturón Plegado de Coahuila, México: Actas INAGEQ, Vol. 8 (1), XII Congreso Nacional de Geoquímica, 167-168.
- Choquette, P.W. Steinen, R.P., 1980, Mississippian oolite and non-supratidal dolomite reservoirs in the Ste. Genevieve Formation, North Bridgeport Field Illinois basin. *In*: Roehl, P.O., Choquette, P.W. (Eds.), Carbonate Petroleum Reservoirs, Springer, New York, 207-225.
- Conklin, J. Moore, C., 1977, Paleoenvironmental analysis of the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeast Mexico. *In*: Bebout, D. G. and Loucks, R. D. (Eds.), Cretaceous carbonates of Texas and Mexico applications of subsurface exploration: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 89, 302-323.
- Damon, P. E. Clark, K. F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: Revista, del Instituto de Geología UNAM, 5, 1981 (1984), 223-238.
- Dickson, J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining: Journal of Sedimentary Petrology, 36, 491-505.
- Dickson, J.A.D. Coleman, M. L., 1980, Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis: Sedimentology, 27, 107-118.
- Dorobek, S. L., Read, J. F., Niemann, J.M., Pong, T.C., Haralick, R.M., 1987, Image analysis of cathodoluminescent-zoned calcite cements: Journal of Sedimentary Petrology, 57 (4) Julio 1987, 766-770.
- Erick, M., 1995, Cyclostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous Formation, northeastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention, Official Program, 26 A.
- Fairbridge, R.W., 1957, The dolomite question. *In*: Le Blanc, R.J., Breeding, J.G. (Eds.) Regional Aspects of Carbonate Deposition. Spec. Publ.-SEMP. 5, 125-178.
- Folk, R.L., Land, L.S., 1975, Mg/Ca ratio and salinity: two controls on crystallization of dolomite: American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 59, 60-68.
- Goldhammer, R. K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, L. J., Ward, W.C., Johnson, C.R., 1991, Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico, a field guidebook: Gulf Coast Section SEPM, 85 p.
- Goldhammer, R. K., 1995 Geologic field log for Mesozoic of the Sierra Madre Oriental in the Monterrey-Salttillo salient: American Association of Petroleum Geologists, fieldtrip # 10, 18 p.
- González, R., 1979, Bosquejo geológico de la Zona Noreste: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 28, 1-49.
- Gregg, J. M., Sibley, D. F., 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite Texture: Journal of Sedimentary Petrology, 54 (3), 908-931.
- Guzmán, A. E., 1974, Diagénesis de la Caliza Cupido del Cretácico Inferior. Coahuila, México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 6, 20-40.
- Guzmán-García, J., 1991, Evaluación geológica petrolera del Golfo de Sabinas: PEMEX, Informe Técnico NE-M 2362, 72 p. (inédito).

- Hardie, L. A., 1987, Dolomitization; a critical view of some current views: *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 (1), 166-183.
- Hardie, L. A., 1991, On the significance of evaporates: *Annu. Rev. Earth Planetary Science*, 19, 131-168.
- Hardie, L. A., 1996, Secular variation in seawater chemistry: an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporates over the past 600 m. y: *Geology*, 24 (3), 279-283.
- Heydari, E., 1997, The role of burial diagenesis in hydrocarbon destruction and H₂S accumulation, Upper Jurassic Smackover Formation, Black Creek Field, Mississippi: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 81 (1), 26-45.
- Hsu, K. J., 1967, Chemistry of dolomite formation: Elsevier, *Developments in Sedimentology*, 9b, 169-191.
- Hudson, J.D., 1977, Stable isotopes and limestone lithification: *Journal of Geological Society of London*, 133, (1977), 637-660.
- Humphrey, W. E., 1949, Geology of the Sierra de los Muertos area, México (with descriptions of Aptian cephalopods from the La Peña Formation): *Geological Society of America Bulletin*, 6, 25-35.
- Humphrey, W. E., Díaz, G. T., 1956, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast Mexico: PEMEX, Informe Técnico NE-M 799. 393 p.
- Illin, L. V., Taylor, J. C.M., 1993, Penecontemporaneous dolomitization in Sabkha Faishakh, Qatar- evidence from changes in the chemistry of the interstitial brines: *Journal of Sedimentary Petrology*, 63 (6), 1042-1048.
- Imlay, R. W., 1936, Geology of the western part of the Sierra de Parras, Coahuila, México: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091-1152.
- Imlay, R. W., 1937, Geology of the middle part of Sierra de Parras, Coahuila, México: *Geological Society of America Bulletin*, 48, 587-630.
- Imlay, R. W., -1944, Cretaceous formations of Central America and Mexico: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 28, 1077-1145.
- Jones, N. W., McKee, J. W., Márquez-Domínguez, B., Tovar, J., Long, L. E. Laudon, T. S., 1984, The Mesozoic La Mula Island, Coahuila México: *Geological Society of America Bulletin*, 1226-1241.
- Kupecz, J.A., Montañez, I.P., Gao, G., 1993, Recrystallization of Dolomite with Time. Chapter 14. *In: Rezak, R. and Lavoie, D. L., (Eds.), Carbonate Microfabrics: Frontiers in Sedimentary Geology: New York, Springer-Verlag*, 187-194.
- Land, L.S., 1980, The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. *In: Zenger, D. H. Dunham, J. B., Ethington, R. L. (Eds.), Concepts and Models of Dolomitization. Spec. Publ. -SEPM*, 28, 87-110.
- Land, L.S., 1983, The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments. *In: Stable Isotopes In Sedimentary Geology (Eds.), Arthur M. A. and Anderson, T. F. Short Course-SEPM No. 10*, 4.1- 4.22.
- Land, L.S., 1985, The origin of massive dolomite: *Journal of Geological Education*, 33, 112-125.

- Lawton, T. F., Giles, K. A 1997, El Papalote diapir, La Popa basin: Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Párras-La Popa near foreland basin near Monterrey, northeast Mexico. *In: Field Trip Guidebook 10*, 55-74 Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists.
- Lefticariu, L., Perry, E.C., Fisher, M.P., Banner, J.L., 2005, Evolution of fluid compartmentalization in detachment fold complex: *Geology*, 33 (1), 69-72.
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez I. P., 1998, Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila plateaus, northeastern Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, 68, 1109-1130.
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate plateaus, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111 (7), 1010-1029.
- Lippmann, F., 1973, *Sedimentary Carbonate Minerals*: Springer-Verlag, New York, 228 p.
- Machel, H.G., 1988, Fluid flow direction during dolomite formation as deduced from trace-element trends. *In: Shukla, V., Baker, P.A. (Eds.), Sedimentology And Geochemistry of Dolostones*, SEPM Spec. Publ. No. 43, ISBN 0-918985-77-3, 115-125.
- Machel, H.G., Krouse, H.R., Sassen, R., 1995, Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction: *Applied Geochemistry*, 10, 373-389.
- Machel, H.G., 2001, Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings-old and new Insights: Machel, H.G *Sedimentary Geology*, 140 (2001), 143-175.
- Machel, H.G., Lonner, J., 2002, Hydrothermal Dolomite-A Product of Poor Definition and Imagination: *Sedimentary Geology*, 152 (2002), 163-171.
- McFarlan, E., Jr., Menes, L. S., 1991, Lower Cretaceous. *In: Salvador, A. (Ed.), The Gulf of México basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, J*, 181-204.
- McKee, J.W. Jones, N.W., Long, L. E. 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, México: *Geological Society of America Bulletin*, 102 (5), 593-614.
- Mackenzie, F. T., 2004, *Sediments, Diagenesis, And Sedimentary Rocks: Treatise on Geochemistry*, Elsevier, 7, 397-399.
- Márquez-Domínguez, B., 1979, Evaluación petrolera de sedimentos carbonatados del Cretácico en el Golfo de Sabinas, NE de México: *Ingeniería Petrolera*, 19, 28-36.
- Martínez, R., 1999, Estudio de inclusiones fluidas en dolomita asociados a emplazamiento de hidrocarburos: Parte Sur Del Campo Cantarell, Zona Marina-Campeche: México, UNAM, Tesis de Maestría, 90 p.
- Mattes, B.W., Mountjoy, E.W., 1980, Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National park, Alberta. *In: Concepts and Models of dolomitization (Ed.) Zenger, D.H., Dunham, J.B. and Ethington, R.L., SEPM Spec. Pub.*, 28, 259-297.

- Mazzullo, S. J., Teal, C. S., Burnett, C.A., 1995, Wolfcampian cyclothems and sequences in Kansas: an analysis of some Permian Basin correlatives. *In*: Pause, P. H. and Candelaria, M. P. (Eds.), Carbonate Facies and Sequence Stratigraphy: Practical Applications of Carbonate Models; Permian Basin Section SEPM Publ. No. 95-36 & Permian Basin Graduate Center Publ. No. 5-95, 217-244.
- McIlreath, I.A., Morrow, D.W., 1990, Diagenesis: Geoscience Canada, The Runge Press Ltd., Ottawa, Ontario, Vol. 1, 338 p.
- McKee, J.W. Jones, N.W., Long, L. E. 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 102, (5), 593-614.
- Millán-Garrido, H., 2004, Geometry and kinematics of compressional growth structures and diapirs in the La Popa basin of northeast Mexico: Insights from sequential restoration of a regional cross section and three-dimensional analysis: Tectonics, 23, American Geophysical Union TC5011, doi:10.1029/2003 TC001540, 2004, 1-21.
- Moldovanyi, E. P., Lohmann, K.C., 1984, Isotopic and Petrographic Record of of Phreatic Diagenesis: Sligo and Cupido Formations: Journal of Sedimentary Petrology, 54, 972-985.
- Moore, C. H., 1989, Carbonate Diagenesis and Porosity. Elsevier, E.U.A., 338 P.
- Moore, T. S., Murray, R. W., Kurtz, A. C., Schrang, D. P., 2004, Anaerobic methane oxidation and the formation of dolomite: Earth and Planetary Science Letters 229 (2004), 141-154.
- Morán-Zenteno, D.J., 1994, The geology of the Mexican Republic: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 39, 160 p.
- Moreira, N. F., Vasconcelos C., McKenzie, J. A., McCall, P.J., 2004, Role of sulfide oxidation in dolomitization: sediment and pore-water geochemistry of a modern hypersaline lagoon system: Geology, 32, (89), 701-704.
- Morrow, D., 1998, Regional subsurface dolomitization: models and constraints: Geoscience, Canada, 9 (2), 95-107.
- Morse, J.W., Mackenzie, F.T. 1990, Geochemistry of Sedimentary Carbonates: Elsevier, Amsterdam, 707 p.
- Murillo-Muñetón, G., 1999, Stratigraphic architecture, platform evolution, and mud-mound development in the Lower Cupido Formation (Lower Cretaceous), Northeastern Mexico: Texas, E.U.A., Texas A & M University, Tesis de Doctorado, 153 p.
- Murillo-Muñetón, G., Dorobek, S. L., 2003, Control on the evolution of carbonate mud mounds in the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeastern Mexico: Journal of Sedimentary Research, 73, (6), 869-886.
- O'Brien, J. J., Lerche, I., 1987. Heat Flow And Thermal Maturation Near Salt Diapirs. *In*: Dynamical Geology of Salt and Related Structures, Academic Press, Inc. Lerche I., 711-751.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre, L. M, Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A., 1992, Carta Geológica de México, escala 1:2'000,000 (Mapa con texto). Publicación del Instituto de Geología de la UNAM y el Consejo de Recursos Minerales., 74 p.

- Padilla y Sánchez, R. J., 1986. Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, 25, 157-206.
- Purser, B. H., Tucker, M. E., Zenger, D.H. 1994, Dolomites a volume in honor of Dolomieu: Spec. Publ. No. 21 of the International Association of Sedimentologist, Blackwell Scientific Publications, E.U.A. 451 p.
- Reeder, R. E., 1981, Electron optical investigation of sedimentary dolomites: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 148-157.
- Roberts, J.A., Bannett, P.C., González, L.A., Milliken, K.L., 2004, Microbial precipitation of dolomite in metagenetic groundwater. *Geological Society of America*, 32 (4), 277-280.
- Ross, M. A., 1981, Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone, Lower Cretaceous, Mexico. *In*: Smith, C. I (Ed.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico, West Texas Geological Society, Field Trip Guidebook, Publication 81-74, 43-57.
- Sandoval, R., García, A., Lievano, R., 1990, Estudio estratigráfico, sedimentológico y diagenético de las litofacies del Jurásico Superior en el Área Minas Viejas, N.L.:Proyecto cao-3051, Subdirección de Tecnología de Exploración, Gerencia de Geología, I.M.P. México.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 419-451.
- Salvador, A., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. *In*: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf Of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, J, 389-444.
- Scoffin, T. P., 1987, *An Introduction to Carbonate Sediments and Rocks*: Blackie & Son, Glasgow, 274 p.
- Scott, R.W., 1990, Models and Stratigraphy of mid-Cretaceous reef communities, Gulf of Mexico: *SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 2, 102 p.
- Sibley, D. F., 1980, Climatic control of dolomitization, Seroe Domi Formation (Pliocene), Bonaire, N. A. *In*: Zenfger, D. H., Dunham, J. B. Ethington, R. L.(Eds.), *Concepts and Models Dolomitization. Spec. Publ.-SEPM No 28*, 247-258.
- Sibley, D. F., 1991, Dolomitization kinetics in hydrothermal bombs and natural settings: *Journal of Sedimentary Research, Sect. A* 64 (3), 630-637.
- Simms, M., 1984, Dolomitization by groundwater-flow systems in carbonate platforms: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, XXXIV, 411-420.
- Smith, C. I., 1981, Review of de geologic setting, stratigraphy, and facies distribution of the in northern Mexico. *In*: Smith, C. I. (Ed.), Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society, Publication No 81-74, 1-36.
- Spirakis, CH. S., Heyl, A.V., 1995, Evaluation of proposed precipitation mechanisms for Mississippi Valley-typedeposits: *Ore Geology Reviews*, 10, 1-17.
- Tritlla, J., Cardellach, E., Sharp, Z.D., 2000, Origin of vein hydrothermal carbonates in triassic limestones of the Espadán Ranges (Iberia Chain, E Spain): *Chemical Geology*, 172 (2001), 291-305.
- Tucker, M. E., 1988, *Techniques in Sedimentology*: Blackwell Scientific Publications, Oxford, G. B., 394 p.
- Tucker, M. E., Wright, V.P., 1990, *Carbonate Sedimentology*: Blackwell Scientific Publications, Oxford, G. B, 482 p.

- Tucker, M. E., 1991, *Sedimentary Petrology*: Blackwell Scientific Publications, Oxford, G.B., 260 p.
- Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., 1997, Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research Sect. A* 67 (3), 378-390.
- 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 de la UNAM*, 8, (1), 67-70.
- Veizer, J., 1983, Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique. *In: Arthur, M. A. y Anderson T.F. (Eds.), Stable Isotopes In Sedimentary Geology. Short Course-SEPM (10)*, 3.1- 3.100.
- Veizer, J., Ala, D., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaba O. G, Strauss, H., 1999, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater: *Chemical Geology* 161, 59-88.
- Walker, G., Burley, S. D., 1991, Luminiscence petrography and spectroscopic studies of diagenetic minerals. *In: Barker, C. E., and Koop, O. (Eds.), Luminiscence microscopy: Quantitative and qualitative aspects: Short course notes-SEMP*, 11, 83-96.
- Warren, J. K., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations: *Earth-Science Reviews* 52, 1-81.
- Warthmann, R., van Lith, Y., Vasconcelos, C., McKenzie, J. Y., Karpoff, A. M., 2000; Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments: *Geology*, 28 (12), 1091-1094.
- Wilson, J.L., Piali, G., 1977, A Lower Cretaceous carbonate shelf margin in northern Mexico. *In: Bebout, D. G., y Loucks, R. D. (Eds.), Cretaceous carbonate of Texas and Mexico applications of subsurface exploration: University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations* 89, 286-294.
- Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico- a review. *In: Tucker, M. E., Wilson, J. L., Crevello, P.D., Sarg, J. R. and Read, F. R. (Eds.), Carbonate platform facies, sequences and evolution. Spec. Publ.-Int. Assoc. Sediment. No 9*, 235-255.
- Wilson, J.L., Ward, W. C., 1993, Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico. *In: Simo, J. A. T., Scott, R. W. y Masse, J. P. (Eds.), Cretaceous carbonate platforms: American Association Of Petroleum Geologists Memoir* 56, 35-49.
- Wilson, J. L., 1999, Controls on the wandering path of the Cupido Reef trend in northeastern Mexico: *Geological Society of America, Special Paper: Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*, 135-143.
- Von der Borch, C. C., 1965, Source of ions for Coorong dolomite formation: *American Journal of Science*, 684-688.
- Zempolich, W.G. Hardie, L. A., 1997, Geometry of dolomite bodies within deep-water resedimented oolite of Middle Jurassic Vajont Limestone, Venetian Alps, Italy: Analogs for Hydrocarbon Reservoirs Created Through Fault-Related Burial Dolomitization. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* No 69, 127-162.
- Zenger, D.H., 1983, Burial Dolomitization in the lost Burro Formation (Devonian), east-central California, and the significance of late diagenetic dolomitization: *Geology*, 11, 519-522.

APÉNDICE

Tabla 1. Estudios petrográficos de las fases carbonatadas de la Formación Cupido en el Cañón de Bustamante.

Muestra	Posición estratigráfica (m)	Facies	Textura Depositional	Bioclastos y granos carbonatados inorgánicos	Ambiente de depósito	Secuencia paragenética y de eventos general	Tipo de dolomita	Observaciones
BCA-1	0.84	Boundstone de esponjas/algas dolomitizado	Orgánica	Esponjas silíceas (hexactinélidos), peloides de algas verde-azules. Poros rellenos de sedimento peloidal. Poros rellenos de sedimento peloidal. Escasas espículas cristalizadas de equinodermo y de esponja, fragmentos de briozoarios y moluscos (pelecípodos).	Mar abierto.	1. Cemento marino y de calcita espática. 2. Dolomitización 3. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 4. Vetillas con cemento de calcita espática.	1. Dolomita de reemplazamiento selectivo (lodo micrítico), de grano fino (0.018 mm a 0.029 mm), subhedral/euhedral. 2. Dolomita barroca, de grano grueso (0.195 mm a 0.36 mm) subhedral, rellenando vetillas.	Diferentes eventos de vetillas de calcita.
BCA-2	0.76	Boundstone dolomitizado de esponjas/algas	Orgánica	Esponjas silíceas (hexactinélidos), cuyos poros están rellenos de micrita y sedimento peloidal. Escasas espículas de equinodermo, ostrácodos, fragmentos de briozoarios, braquiópodos y pelecípodos.	Mar abierto.	1. Calcificación de de esponjas silíceas (cemento marino y de calcita espática). 2. Dolomitización 3. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 4. Vetillas con cemento de calcita espática.	1. Dolomita de reemplazamiento selectivo (lodo micrítico), de grano fino (0.018 mm a 0.029 mm), subhedral/euhedral. 2. Dolomita de cemento, barroca, de grano grueso (0.22 mm a 0.39 mm) subhedral, rellenando cavidades.	Diferentes eventos de vetillas de calcita, algunas de ellas dislocadas. Microestilolitas (0.0262 mm) diagonales, paralelas y anteriores a las vetillas de calcita.
BCA-3	1.1	Wackestone de litoclásticos	Soportada por lodo.	Algas verde-azules, escasos: braquiópodos, fragmentos de pelecípodo y briozoarios, foraminíferos (<i>Lenticulina sp.</i>), espículas de equinodermo, ostrácodos.	Pendiente del flanco de montículo de lodo calcáreo de esponjas/algas de mar abierto.	1. Micritización 2. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 3. Vetillas con cemento de calcita espática.		Vetillas de calcita atravesadas por microestilolitas impregnadas de hidrocarburos.
BCA-4	3.1	Wackestone de litoclásticos	Soportada por lodo.	Algas verde-azules, escasos: braquiópodos, fragmentos de pelecípodo y briozoarios, foraminíferos (<i>Lenticulina sp.</i>), espículas de equinodermo, ostrácodos.	Mar abierto.	1. Micritización 2. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 3. Vetillas con cemento de calcita espática.		Diferentes eventos de vetillas de calcita: 1. El evento anterior con vetillas paralelas (0.02 mm a 0.1 mm). 2. Evento posterior que cruza diagonalmente al anterior (0.033 mm), algunas de ellas dislocadas Microestilolitas (0.0258 mm a 0.0726 mm) diagonales, paralelas y anteriores a las vetillas de calcita.
BCA-5	3.2	Bounstone de esponjas/algas	Orgánica	Esponjas silíceas calcitizadas, espículas de calciesponjas, algas verde-azules, escasos ostrácodos, tubos de gusanos, briozoarios.	Mar abierto.	1. Cemento de calcita espática rellenando tubos de gusanos. 2. Dolomitización 3. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 4. Vetillas con cemento de calcita espática.	1. Dolomitas de grano fino (0.02 mm a 0.032 mm), de reemplazamiento selectivo (lodo micrítico), subhedral/euhedral. 2. Dolomita barroca de cemento de grano grueso (0.145 mm a 0.52 mm) y de reemplazamiento selectivo (esponjas).	Diferentes eventos de vetillas de calcita (0.01 mm a 0.22 mm), algunas de ellas dislocadas y cruzadas por microestilolitas anteriores.
BCA-6	2.7	Wackestone litoclásticos/bioclastos	Soportada por lodo.	Calciesponjas (Hexactinélidas) perforadas por microbios y espículas. Algunos ostrácodos, foraminíferos bentónicos, espículas de equinodermo.	Mar abierto.	1. Micritización 2. Dolomitización 3. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 4. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano grueso (0.15 mm a 0.5 mm), de reemplazamiento selectivo (esponjas) y vetillas.	Diferentes eventos de vetillas de calcita (0.009 mm a 0.0731 mm), cruzadas por microestilolitas anteriores.
BCA-7	1.7	Moudstone/wackestone	Soportada por lodo.	Ostrácodos, foraminíferos bentónicos.	Mar abierto.	1. Micritización 2. Disolución por presión (microestilolitas). 3. Vetillas con cemento de calcita espática.		Diferentes eventos de vetillas de calcita, cruzadas por microestilolitas anteriores.
BCA-8	4.6	Boundstone de algas/esponjas	Orgánica	Espículas de esponja, ostrácodos, fragmentos de pelecípodo, peloides, tubos de gusanos, foraminíferos bentónicos, estructuras dómicas microbianas.	Mar abierto.	1. Micritización 2. Cemento de calcita espática. 3. Vetillas de calcita espática. 4. Disolución (poros mólicos incipientes). 5. Disolución por presión (microestilolitas). 6. Vetillas con cemento de calcita espática.		Diferentes eventos de vetillas de calcita: 1. Vetillas anteriores a las microestilolitas. 2. Vetillas posteriores microestilolitas. Estructuras dómicas microbianas.
BCA-9	6.1	Moudstone	Soportada por lodo.	Bioturbación, espículas de equinodermo, foraminíferos biserales (texturálidos). Escasos bioclastos.	Mar abierto.	1. Micritización 2. Cemento de calcita espática. 3. Vetillas de calcita espática.		

BCA-10	9.2	Moudstone dolomitizado.	Soportada por lodo.	Espículas de calciesponjas y de equinodermos, ostrácodos, foraminíferos (<i>Lenticulina sp.</i>).	Mar abierto.	1. Micritización 2. Dolomitización 3. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 4. Vetillas con cemento de calcita espática.	Mosaicos de dolomita de grano fino anhedral remplazando selectivamente a la matriz micrítica.	Microestilolitas cruzadas por vetillas de calcita dislocadas posteriores.
BCA-11	19.8	Moudstone/wackestone litoclásticos/bioclásticos	Soportada por lodo.	Abundantes tuberoides, fragmentos y espículas de calciesponjas, ostrácodos, foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> y <i>Textularia sp.</i>).	Mar abierto.	1. Micritización 2. Cemento de calcita espática. 3. Compactación 4. Dolomitización 5. Disolución (poros móldicos incipientes). 6. Disolución por presión (microestilolitas). 7. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de reemplazamiento selectivo (lodo micrítico y tuberoides), de grano fino (0.03 mm a 0.06 mm), subhedral/euhedral.	Cemento de calcita espática y dolomita en los tuberoides. Fracturas en los tuberoides y en los bioclastos por compactación. Diferentes eventos de vetillas de calcita, cruzando microestilolitas anteriores.
BCA-12	24.4	Moudstone/wackestone de bioclásticos/litoclásticos	Soportada por lodo.	Espículas de equinodermos, ostrácodos, briozoarios, foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> y <i>Textularia sp.</i>).	Mar abierto.	1. Micritización 2. Disolución por presión (microestilolitas). 3. Vetillas con cemento de calcita espática.		Diferentes eventos de vetillas de calcita (0.01 mm a 0.04), algunas dislocadas y cruzado microestilolitas anteriores.
BCA-13	32.4	Moudstone de bioclásticos/litoclásticos	Soportada por lodo.	Espículas de esponja y de equinodermos, fragmentos de equinodermo, foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> y <i>Textularia sp.</i>).	Mar abierto.	1. Micritización 2. Compactación 3. Dolomitización 4. Disolución por presión (microestilolitas). 5. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de reemplazamiento selectivo (lodo micrítico), de grano fino (0.032 mm a 0.068 mm).	Dos eventos de fracturas por compactación que se cruzan perpendicularmente.
BCA-14	35.1	Moudstone de bioclásticos/litoclásticos.	Soportada por lodo.	Fragmentos y espículas de equinodermos, fragmentos de ostrácodos, foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> y <i>Textularia sp.</i>).	Mar abierto.	1. Micritización 2. Dolomitización 3. Disolución por presión (microestilolitas). 4. Vetillas con cemento de calcita espática.	1. Dolomita de grano fino (0.04 mm a 0.067 mm), de reemplazamiento selectivo (lodo micrítico). 2. Dolomita barroca de cemento de grano grueso (0.1 mm a 0.138mm) y de reemplazamiento selectivo (bioclastos).	
BCA-15	45.8	Moudstone/wackestone/packstone de litoclásticos/oncolitos/bioclastos	Soportada por granos.	Abundantes oncolitos (0.082 mm a 0.094 mm) laminados con algas verde-azules y núcleos de bioclastos (moluscos y esponjas), tuberoides, fragmentos de ostrácodos y foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> y <i>Textularia sp.</i>).	Mar abierto.	1. Micritización 2. Compactación 3. Dolomitización 4. Disolución por presión (microestilolitas). 5. Compactación 6. Vetillas con cemento de calcita espática.	1. Dolomita de grano fino (0.039 mm a 0.069 mm), de reemplazamiento selectivo (lodo micrítico). 2. Dolomita de grano grueso subhedral (0.1 mm a 0.18mm), de reemplazamiento selectivo (bioclastos y tuberoides). Dolomita de grano grueso anhedral (0.12 mm a 0.24mm), de reemplazamiento no selectivo.	70% de oncolitos y 30% bioclastos. En una relación cortante: fracturas gruesas, microestilolitas y fracturas delgadas. Relación granocreciente: mudstone, wackestone, packstone. Contactos tangenciales entre granos (puntuales).
BCA-16	53.5	Moudstone	Soportada por lodo.	Espículas de equinodermos, ostrácodos, foraminíferos bentónicos (<i>Textularia sp.</i>).	Mar abierto.	1. Micritización 2. Vetillas de calcita espática. 3. Dolomitización	Dolomita de grano fino de reemplazamiento.	
BCA-17	56.4	Boundstone esponjas/algas	Orgánica	Esponjas (hexactinélidas) y espículas de esponja, briozoarios, peloides, tubos de gusanos.	Mar abierto.	1. Micritización 2. Calcificación de esponjas. 3. Vetillas de calcita. 4. Dolomitización 5. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Dolomita reemplazamiento selectivo (esponjas y vetillas de calcita) de grano fino a grano grueso, anhedral/subhedral (0.091 mm a 0.44 mm).	
BCA-18	60	DOLOMÍA	Cristalizada	Fantasmas de bioclastos totalmente dolomitizados.	Montículo de lodo calcáreo de mar abierto.	1. Dolomitización (>90%) 2. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 3. Cemento de calcita espática.	Dolomita barroca de reemplazamiento no selectivo (penetrante) formando mosaicos hipidiotópicos planares-s subhedrales. Tres tamaños de cristales dedolomita: 1. (0.062 mm a 0.08 mm) 2. (0.132 mm a 0.294 mm) 3. (0.43 mm a 0.62 mm).	
BCA-19	67.1	Wackestone/packstone de litoclásticos/peloides/bioclásticos	Soportada por granos.	Espículas de equinodermo, fragmentos de briozoarios, ostrácodos, pelecípodo y algas. Foraminíferos bentónicos (<i>Textularia sp.</i> uni y biseriados).	Mar abierto.	1. Micritización 2. Dolomitización 3. Vetillas con cemento de calcita espática.	Escasa dolomita de reemplazamiento subhedral de grano fino.	
BCA-20	75.1	Wackestone de litoclásticos/bioclásticos	Soportada por lodo.	Fragmentos y espículas de esponja, espículas de equinodermo, fragmentos de ostrácodos, briozoarios, pelecípodos y foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> , <i>Textularia sp.</i> y <i>Trocholina sp.</i>)	Mar abierto.	1. Micritización 2. Calcificación de esponjas. 3. Cemento de calcita espática. 4. Dolomitización 5. Vetillas con cemento de calcita espática.	Mosaicos xenotópicos de dolomita de reemplazamiento selectivo (calcita de esponjas y vetillas de calcita) de grano fino a grano grueso anhedral/subhedral.	
BCA-21	83.7	Wackestone/packstone de litoclásticos/bioclásticos	Soportada por granos.	Espículas de equinodermo, ostrácodos, foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> y <i>Textularia sp.</i>) tuberoides y fragmentos de briozoarios y pelecípodos.	Mar abierto.	1. Dolomitización 2. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 3. Vetillas con cemento de calcita espática.	Escasa dolomita de grano muy fino.	
BCA-22	92	Wackestone de bioclásticos/litoclásticos	Soportada por lodo.	Espículas de esponja, fragmentos de ostrácodos, moluscos y foraminíferos bentónicos.	Mar abierto.	1. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 2. Vetillas con cemento de calcita espática.		Las microestilolitas se cruzan entre sí de forma diagonal. Las vetillas de calcita (posteriores a las microestilolitas) cruzan perpendicularmente a las microestilolitas. Bioturbación.

BCA-23	105	Wackestone peloides/ bioclásticos	Soportada por lodo.	Fragmentos y espículas de equinodermo, ostrácodos, foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> , <i>Textularia sp.</i> y Miliólidos sp.), fragmentos de briozoarios y de molusco.	Mar abierto.	1. Micritización 2. Calcificación de esponjas. 3. Cemento de calcita espática 4. Vetillas con cemento de calcita espática. 5. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.		Vetillas de calcita cruzadas de diferentes tamaños (0.001 mm a 0.066 mm) algunas dislocadas. Microestilolitas (0.035 mm) muy abundantes y posteriores a las vetillas de calcita. Bioturbación.
BCA-24 = BCA-VX	116	Packstone de peloides/ bioclásticos	Soportada por granos.	Fragmentos y espículas de esponjas y de equinodermo, ostrácodos, peloides, foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> y <i>Textularia sp.</i>) tuberoides y fragmentos de algas rojas y briozoarios.	Mar abierto.	1. Micritización 2. Calcificación de esponjas. 3. Cemento de calcita espática. 4. Vetillas de calcita. 5. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.		
BCA-25	118	Boundstone de algas/ calcareo y silicesponjas	Orgánica	Fragmentos y espículas de esponjas y de equinodermo, foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> y <i>Textularia sp.</i>) tuberoides y fragmentos de algas rojas, briozoarios y pelecípodos, peloides y tubos aglutinados de gusanos.	Zona de transición entre aguas profundas y aguas someras	1. Micritización 2. Calcificación de esponjas. 4. Cemento de calcita espática 5. Vetillas de calcita. 6. Dolomitización 7. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	1. Dolomita de grano muy fino (0.0389 mm) reemplazando a matriz micrítica y vetillas, formando mosaicos xenotópicos anhedral. 2. Dolomita anhedral/subhedral de grano grueso (0.96 mm a 1.2 mm) reemplazando cemento de calcita espática y tubos de gusanos.	Bioturbación.
BCA-26	127	Boundstone de algas/ briozoarios	Orgánica	Fragmentos y espículas de equinodermo, foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> y <i>Textularia sp.</i>) tuberoides y fragmentos de algas rojas, briozoarios y pelecípodos, peloides y tubos aglutinados de gusanos.	Aguas someras.	1. Micritización 2. Cemento de calcita espática 3. Dolomitización 4. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	1. Dolomita de grano medio (0.14 mm) reemplazando cemento de calcita espática y bioclastos formando mosaicos idiolíticos anhedral/subhedral, euhedral. 2. Dolomita de grano fino (0.06 mm a 0.078 mm) reemplazando lodo micrítico formando mosaicos hipidiolíticos anhedral/subhedral.	Muy bioturbado.
BCA-27	130	Packstone de oncolitos/ litoclásticos/ bioclásticos	Soportada por granos.	Fragmentos y espículas de esponjas y de equinodermo, ostrácodos, foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> y <i>Textularia sp.</i>) oncolitos y fragmentos de algas rojas y briozoarios.	Aguas someras.	1. Micritización 2. Cemento de calcita espática. 3. Dolomitización 4. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Dolomita de grano fino (<0.08 mm a 0.14 mm) a mediano reemplazando micrita y cemento de calcita espática.	
BCA-28	131.5	DOLOMIA Wackestone dolomitizado de bioclásticos	Cristalizada	Fantasmas de bioclastos, entre los que se pueden reconocer espículas de equinodermos y fragmentos de coral.	Aguas someras.	1. Dolomitización 2. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	1. Dolomita de grano fino a mediano (0.078 mm a 0.24 mm) reemplazando matriz. 2. Dolomita de grano grueso (0.32 mm a 0.53 mm) reemplazando bioclastos.	
BCA-29	141	Packstone peloides/ bioclásticos	Orgánica	Fragmentos y espículas de esponjas y de equinodermo, peloides, y fragmentos de algas rojas, pelecípodos y briozoarios. Laminaciones subverticales microbianas de micrita.	Montículo de lodo calcáreo de aguas someras.	1. Disolución y recristalización de esponjas silíceas. 2. Cemento de calcita espática. 3. Recristalización de sedimentos microbianos. 4. Dolomitización 5. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 6. Vetillas de cemento de calcita espática.	1. Dolomita de reemplazamiento de grano fino (< 0.08 mm) formando mosaicos xenotópicos, anhedral. 2. Dolomita subhedral de grano grueso reemplazando al cemento de calcita espática. 3. Cemento de dolomita de grano grueso.	
BCA-30	143	Boundstone dolomitizado calciesponjas/ corales estromatopóridos	Orgánica	Abundantes fragmentos y espículas de esponjas calcáreas y peloides. Fragmentos de coral.	Montículo de lodo calcáreo de aguas someras	1. Cemento de calcita espática. 2. Leve compactación. 3. Dolomitización	Dolomita anhedral/subhedral (0.40 mm a 1.16mm), reemplazando cemento de calcita espática y vetillas.	
BCA-31	152	Boundstone dolomitizado algas/ calciesponjas	Orgánica	Fragmentos y espículas de esponjas calcáreas y de equinodermo, ostrácodos, algas rojas, miliólidos, sedimentos peloides, masas de micrita microbiana color gris oscuro.	Montículo de lodo calcáreo de aguas someras	1. Cemento fibroso de calcita (marino). 2. Cemento de calcita espática. 3. Dolomitización 4. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 5. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita anhedral/subhedral (0.30 mm a 1.2 mm), reemplazando cemento de calcita espática.	Cemento de calcita espática rellenando porosidad intergranular. Los cristales de dolomita fueron rotos y corroídos por el fluido que precipitó a la calcita de cemento post-dolomita.
BCA-32	154	DOLOMIA	Cristalizada	No es posible reconocer la fábrica original.	Montículos de lodo calcáreo de aguas someras.	1. Dolomitización 2. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano mediano a grueso (0.16 mm a 0.52 mm) subhedral/euhedral.	Dolomía color gris oscuro.
BCA-33	177	Wackestone/ packstone peloides/ bioclásticos	Soportada por granos.	Sedimentos microbianos formados por agregaciones de micrita y peloides. Fragmentos y espículas de equinodermo, algas codiaceas, corales coloniales y solitarios, briozoarios y gasterópodos.	Aguas someras.	1. Micritización 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Dolomitización 6. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 7. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano mediano a grueso (0.16 mm a 0.52 mm) anhedral/subhedral, reemplazando cemento de calcita espática y vetillas.	

BCA-34	166.5	Boundstone/ packstone dolomitizado calciesponjas/ bioclásticos	Orgánica/ Soportada por granos.	Fragmentos y espículas de esponjas calcáreas y de equinodermos, corales coloniales y solitarios, y pelecípodos.	Montículo de lodo calcáreo de aguas someras	1. Micritización 2. Disolución de bioclásticos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Dolomitización 6. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 7. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano mediano a muy grueso (0.16 mm a 1.54 mm) anhedral/subhedral, reemplazando cemento de calcita espática y vetillas.	
BCA-35	166.6	Packstone/ grainstone recristalizado de peloides/ litoclásticos/ bioclásticos	Clástica	Abundantes fragmentos y espículas de equinodermos, corales coloniales y solitarios, algas clorofíceas, peloides y briozoarios.	Aguas someras.	1. Micritización 2. Disolución de bioclásticos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Fuerte recristalización de calcita. 6. Dolomitización 7. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 8. Vetillas con cemento de calcita (fuerte recristalización de calcita).	Dolomita de grano mediano a grueso (0.16 mm a 1.32 mm) anhedral/subhedral, reemplazando cemento de calcita espática.	Tanto la matriz micrítica como los granos y la porosidad intergranular están fuertemente recristalizados por calcita microsparry.
BCA-36	168	Boundstone recristalizado dolomitizado de algas/ calciesponjas	Orgánica	Sedimentos microbianos formados por agregaciones de micrita y peloides (70%), fragmentos de algas, calciesponjas y algunos fragmentos de pelecípodos.	Aguas someras.	1. Micritización 2. Disolución de bioclásticos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Fuerte recristalización de calcita. 5. Dolomitización 6. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 7. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano mediano subhedral, reemplazando cemento de calcita espática.	
BCA-37	168	Packstone dolomitizado recristalizado peloides/ bioclásticos	Soportada por granos.	Abundantes corales coloniales y solitarios, peloides, algunos fragmentos y espículas de equinodermos, fragmentos de pelecípodos y briozoarios.	Aguas someras.	1. Micritización 2. Disolución de bioclásticos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Fuerte recristalización de calcita. 5. Dolomitización 6. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 7. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano fino a grueso (0.08 mm a 1.140 mm) formando mosaicos hypidiotópicos anhedral/subhedral, reemplazando lodo micrítico, cemento de calcita espática y vetillas.	
BCA-38	180	Boundstone/ wackestone recristalizado peloides/ litoclásticos/ bioclásticos	Orgánica/ Soportada por lodo.	Sedimentos microbianos formados por agregaciones de micrita y peloides, donde difícilmente se ve laminación por la recristalización de calcita de cristales finos. Algunos fragmentos y espículas de equinodermos, fragmentos de braquiópodos y briozoarios y tubos de gusanos.	Aguas someras.	1. Micritización 2. Disolución de bioclásticos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Fuerte recristalización de calcita. 5. Dolomitización 6. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 7. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano fino a grueso (0.08 mm a 1.140 mm) formando mosaicos hypidiotópicos anhedral/subhedral, reemplazando lodo micrítico, cemento de calcita espática y vetillas.	Bioturbación.
BCA-39	181.5	Boundstone de algas/corales	Orgánica	Sedimentos microbianos formados por agregaciones de micrita y peloides. Algas, corales y bioclásticos (<5%) no identificados.	Aguas someras.	1. Micritización 2. Disolución de bioclásticos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Fuerte recristalización de calcita. 5. Compactación 6. Dolomitización 7. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Dolomita de grano grueso (1.120 mm) anhedral/subhedral, reemplazando cemento de calcita espática.	Las vetillas de calcita precursora (0.04 mm) son cortadas casi perpendicularmente por pequeñas fracturas (0.018 mm) producidas por compactación.
BCA-40	186.7	Boundstone recristalizado de algas/corales	Orgánica	Sedimentos microbianos formados por agregaciones de micrita y peloides, donde difícilmente se ve laminación por la recristalización de calcita de cristales finos. Algunos fragmentos y espículas de equinodermos, fragmentos de braquiópodos.	Arrecife	1. Micritización 2. Disolución de bioclásticos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Fuerte recristalización de calcita. 5. Compactación 6. Dolomitización 7. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Dolomita de grano mediano a grueso (0.11 mm a 1.120 mm) anhedral/subhedral/euhedral, con el centro turbio y los bordes claros, reemplazando cemento de calcita espática y cementando cavidades.	
BCA-41	194	Boundstone Dolomitizado y Packstone de peloides/ bioclásticos	Orgánica/ Soportada por granos.	Sedimentos microbianos formados por agregaciones de micrita y peloides, Algunos fragmentos y espículas de equinodermos, fragmentos de moluscos.	Arrecife	1. Micritización 2. Disolución de bioclásticos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Dolomitización 6. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 7. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano fino (<0.08 mm) reemplazando al lodo micrítico, a grueso (1.132 mm) anhedral/subhedral/euhedral, la mayoría con el centro turbio y los bordes claros, reemplazando cemento de calcita espática y cementando cavidades.	Las vetillas de calcita predolomita (0.04 mm) son cortadas casi perpendicularmente por pequeñas fracturas ((0.0143 mm) producidas por compactación. Los cristales de dolomita fueron rotos y corroídos por el fluido que precipitó a la calcita de cemento post-dolomita.

BCA-42	205	Boundstone de algas/ esponjas y Packstone dolomitizado peloides/ bioclásticos	Orgánica/ Soportada por granos.	Sedimentos microbianos formados por agregaciones de micrita y peloides, Abundantes esponjas calcáreas, algas dacycadáceas, algas rojas coralinas, foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> , miliólidos y <i>Textularia sp.</i>). Algunos ostrácodos, fragmentos y espículas de equinodermos, fragmentos de moluscos	Arrecife	1. Micritización 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Dolomitización 6. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 7. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano fino (<0.08 mm) reemplazando al lodo micritico, a grueso (1.12 mm) formando mosaicos hipidiotópicos anhedral/subhedral, con el centro turbio y los bordes claros, reemplazando cemento de calcita espática y cementando cavidades.	Las vetillas de calcita predolomita (0.04 mm) son cortadas casi perpendicularmente por pequeñas fracturas ((0.0143 mm) producidas por compactación. Los cristales de dolomita fueron rotos y corroídos por el fluido que precipitó a la calcita de cemento post-dolomita.
BCA-43	212	Boundstone de esponjas calcáreas/ algas	Orgánica	Micrita microbiana, pelets, esponjas calcáreas, algas clorofíceas, fragmentos de pelecípodo.	Arrecife	1. Micritización 2. Cemento de calcita espática 3. Dolomitización 4. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Dolomita de grano fino (<0.08 mm) formando mosaicos xenotópicos reemplazando al lodo micritico, a grueso (1.12 mm) anhedral/subhedral, reemplazando cemento de calcita espática.	Dentro de las cavidades de las esponjas se observa sedimento peloides y cemento de calcita espática.
BCA-44	220	Packstone dolomitizado de bioclásticos	Soportada por granos.	Fragmentos y espículas de equinodermos, fragmentos de corales, de algas rojas coralinas, rudistas.	Aguas someras.	1. Cemento fibroso, isopaco marino de calcita. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Dolomitización 5. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Dolomita barroca de grano grueso (1.10 mm) anhedral/subhedral, con el centro turbio y los bordes claros, reemplazando cemento de calcita espática y cementando cavidades.	El cemento fibroso de calcita se encuentra relleno cavidades intergranulares, mientras que el cemento de calcita espática se encuentra relleno porosidad intergranular y porosidad móldica.
BCA-45	235	Packstone de bioclásticos/ peloides	Soportada por granos.	Fragmentos y espículas de equinodermos, fragmentos de corales, de algas codiáceas y rojas coralinas, de rudistas, foraminíferos bentónicos (<i>Lenticulina sp.</i> , miliólidos y <i>Textularia sp.</i>) y pelets.	Aguas someras.	1. Cemento fibroso, isopaco marino de calcita. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Dolomitización (<10%) 5. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Dolomita de grano grueso (1.10 mm) anhedral/subhedral, con el centro turbio y los bordes claros, reemplazando cemento de calcita espática y cementando cavidades.	El cemento fibroso de calcita se encuentra relleno cavidades intergranulares, mientras que el cemento de calcita espática se encuentra relleno porosidad intergranular y porosidad móldica
BCA-46	239	Packstone de rudistas/ peloides bioclásticos/ litoclásticos	Soportada por granos.	Fragmentos y espículas de equinodermos, peloides, rudistas, algas clorofíceas y codyáceas, foraminíferos bentónicos (miliólidos y <i>Textularia sp.</i>). Algunos oncolitos.	Submarea	1. Cemento fibroso, isopaco marino de calcita. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Dolomitización (<10%) 5. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 6. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano grueso (1.2 mm) anhedral/subhedral, con el centro turbio y los bordes claros, reemplazando cemento de calcita espática y cementando cavidades.	Los cristales de dolomita fueron rotos y corroídos por el fluido que precipitó a la calcita de cemento post-dolomita. Se observan estructuras geopetales dentro de las conchas de rudistas.
BCA-47	246	Packstone de oncolitos/ bioclásticos	Soportada por granos.	Abundantes oncolitos y miliólidos, rudistas, algas clorofíceas y codyáceas, foraminíferos bentónicos (miliólidos y <i>Textularia sp.</i>)	Lagunar	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento de calcita espática.		
BCA-48	254.3	Packstone de oncolitos/ peloides/ bioclásticos/ litoclásticos	Soportada por granos.	Abundantes oncolitos y peloides, rudistas, algas clorofíceas y codyáceas, foraminíferos bentónicos (miliólidos y <i>Textularia sp.</i>)	Lagunar	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento de calcita espática. 3. Dolomitización (<10%) 4. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 5. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano mediano a grueso (0.08 mm a 1.0 mm) formando mosaicos hipidiotópicos anhedral/subhedral, reemplazando a la matriz y al cemento de calcita espática.	
BCA-49	258.5	Packstone dolomitizado de litoclásticos peloides/ bioclásticos	Soportada por granos.	Abundantes litoclásticos y peloides, rudistas, algas clorofíceas y codyáceas, foraminíferos bentónicos (miliólidos y <i>Textularia sp.</i>)	Lagunar	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento de calcita espática. 3. Dolomitización (>10%) 4. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 5. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano mediano a grueso (0.08 mm a 1.0 mm) formando mosaicos hipidiotópicos anhedral/subhedral, reemplazando a la matriz y al cemento de calcita espática.	
BCA-50	264	Packstone dolomitizado de oncolitos/ bioclastos	Soportada por granos.	Abundantes granos cubiertos, cuyos núcleos varían en contenido. Fragmentos y espículas de equinodermos, peloides, rudistas, algas clorofíceas y codyáceas, foraminíferos bentónicos (miliólidos y <i>Textularia sp.</i>). Algunos oncolitos muy micritizados.	Lagunar de aguas muy someras.	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento de calcita espática. 3. Compactación 4. Dolomitización (>10%) 5. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 6. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita formando mosaicos xenotópicos anhedrales de grano fino a mediano (0.03 mm a 0.09 mm) reemplazando matriz micritica.	
BCA-51	268.4	Packstone/ Grainstone de peloides/ bioclásticos/ litoclásticos	Clástica	Abundantes peloides y litoclásticos. Fragmentos y espículas de equinodermos, peloides, rudistas, algas clorofíceas y codyáceas, foraminíferos bentónicos (miliólidos y <i>Textularia sp.</i>). Algunos granos cubiertos, cuyos núcleos varían en contenido y oncolitos.	Submarea	1. Cemento fibroso, isopaco marino de calcita. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Dolomitización (<10%)	1. Dolomita de grano mediano a grueso (0.08 mm a 1.0 mm) mosaicos hipidiotópicos anhedral/subhedral, reemplazando a la matriz y al cemento de calcita espática. 2. Dolomita de grano grueso (1.12 mm) anhedral/subhedral reemplazando cemento de calcita espática.	
BCA-52	273.6	DOLOMÍA Packstone de peloides /bioclásticos	Cristalizada	Se observan fantasmas de bioclastos totalmente dolomitizados, dentro de los que se pueden distinguir fragmentos y espículas de equinodermo, foraminíferos bentónicos; miliólidos y <i>Textularia sp</i> y algunos otros bioclastos.	Submarea	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento de calcita espática. 3. Dolomitización (>90%) 4. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Mosaicos de dolomita planar-s y planar-e de cristales de diferentes tamaños (0.05 mm, 0.07 mm, 0.215 mm, 0.4 mm, 0.89 mm).	Dolomía en la que se observa porosidad intercrystal.

BCA-53	274.35	Packstone dolomitizado de peloides/bioclastos	Soportada por granos.	Fragmentos y espículas de equinodermos, ostrácodos, peloides, rudistas, algas clorofíceas y codyáceas, foraminíferos bentónicos (miliólidos y <i>Textularia sp.</i>).	Submarea	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento de calcita espática. 3. Dolomitización (>10%) 4. Compactación 5. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Dolomita anhedral de grano fino (0.03 mm) reemplazando matriz micrítica. Dolomita euahedral/subhedral de granos medianos a gruesos de (0.228 mm a 1.32 mm) reemplazando cemento de calcita espática.	Microfracturas (0.01 mm) cruzadas.
BCA-54	277	Grainstone de peloides/granos cubiertos/bioclastos	Clástica	Abundantes peloides. Granos cubiertos. Fragmentos de rudistas, algas clorofíceas y codyáceas, pelecípodos, gasterópodos, litoclastos, ostrácodos, foraminíferos bentónicos (miliólidos y <i>Textularia sp.</i>).	Submarea	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento de calcita espática. 3. Dolomitización (>10%) 4. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 5. Vetillas con cemento de calcita espática.	Mosaicos xenotópicos de dolomita anhedral de grano mediano (0.16 mm, 0.24 mm).	
BCA-55	285	Packstone/grainstone dolomitizado de peloides/litoclastos/granos cubiertos	Moderadamente clástica	Abundantes peloides de subangulares a bien redondeados de origen orgánico posiblemente. Abundantes litoclastos. Fragmentos de equinodermos, rudistas, algas clorofíceas y codyáceas, pelecípodos, gasterópodos foraminíferos bentónicos (miliólidos y <i>Textularia sp.</i>). Algunos granos cubiertos.	Submarea	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento de calcita espática. 3. Dolomitización (>10%) 4. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 5. Vetillas con cemento de calcita espática.	Mosaicos hipidiotópicos de dolomita anhedral/subhedral de grano mediano (0.14 mm, 0.26 mm).	
BCA-56	286.9	DOLOMIA Packstone/grainstone	Cristalizada	Se observan fantasmas de bioclastos totalmente dolomitizados, dentro de los que se pueden distinguir peloides, litoclastos y miliólidos.	Submarea	1. Dolomitización (>90%) 2. Compactación 3. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 4. Vetillas con cemento de calcita espática.	1. Dolomita subhedral/anhedral de grano fino a mediano (0.06 mm a 0.16 mm) reemplazando peloides, matriz micrítica y otros pequeños aloquímicos (litoclastos, bioclastos). 2. Dolomita de grano grueso (0.46 mm a 1.01 mm) anhedral/subhedral, con el centro turbio y los bordes claros, reemplazando cemento de calcita espática y cementando cavidades.	Dolomía en la que se observa porosidad intercrystal. Se observan microfracturadas (0.04 mm) post-dolomita.
BCA-57	287.2	Grainstone de bioclastos/litoclastos/granos cubiertos	Soportada por granos.	Abundantes peloides subangulares, fragmentos de algas clorofíceas moluscos y litoclastos, foraminíferos bentónicos (miliólidos y <i>Textularia sp.</i>). Algunos granos cubiertos.	Submarea	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento de calcita espática. 3. Compactación 4. Dolomitización (<10%) 5. Compactación 6. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 7. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano mediano (0.08 mm a 0.12 mm) anhedral/subhedral, reemplazando a la matriz y al cemento de calcita espática.	
BCA-58	296	Grainstone dolomitizado de peloides/litoclastos/bioclastos/oncolitos	Clástica	Abundantes algas clorofíceas y peloides subangulares. Litoclastos, fragmentos de moluscos (rudistas y gasterópodos) y foraminíferos bentónicos (miliólidos y <i>Textularia sp.</i>). Algunos oncolitos, granos cubiertos.	Submarea	1. Cemento fibroso, isopaco marino de calcita. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Dolomitización (>10%) 6. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 7. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano mediano (0.08 mm a 0.16 mm) euahedral/subhedral, reemplazando a la matriz y al cemento de calcita espática.	
BCA-59	303	Grainstone dolomitizado de litoclastos/peloides/bioclastos/granos cubiertos	Soportada por granos.	Abundantes peloides subangulares y litoclastos, fragmentos de algas rojas coralinas, de moluscos (rudistas y gasterópodos) y foraminíferos bentónicos (miliólidos y <i>Textularia sp.</i>). Algunos granos cubiertos.	Submarea	1. Cemento fibroso, isopaco marino de calcita. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Dolomitización (>10%) 6. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 7. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita de grano mediano (0.08 mm a 0.16 mm) euahedral/subhedral, reemplazando a la matriz y al cemento de calcita espática.	
BCA-60	305	DOLOMIA Wackestone/packstone dolomitizado de peloides/bioclastos	Cristalizada	Se observan fantasmas de bioclastos totalmente dolomitizados, dentro de los que se pueden distinguir peloides, litoclastos y miliólidos.	Submarea	1. Cemento de calcita espática. 2. Dolomitización (>90%) 3. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 4. Vetillas con cemento de calcita espática.	Dolomita formando mosaicos hipidiotópicos subhedral/anhedral de grano mediano (0.16 mm a 0.23 mm) reemplazando penetrantemente a la caliza y cementando cavidades.	Dolomía gris oscuro.
BCA-61	314	Grainstone dolomitizado de litoclastos/bioclastos/peloides/granos cubiertos	Soportada por granos.	Abundantes litoclastos fuertemente micritizados, peloides subangulares, algas rojas coralinas y dacydadáceas. Granos cubiertos y oncolitos incipientes. Algunos fragmentos de equinodermos, rudistas, gasterópodos y foraminíferos bentónicos (miliólidos).	Submarea	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento isopaco marino de calcita. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Dolomitización (>10%) 6. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Dolomita formando mosaicos hipidiotópicos planares de cristales subhedrales/mosaicos xenotópicos no planares de cristales anhedrales de granos medianos a gruesos (0.136 mm a 0.937 mm) reemplazando al cemento de calcita espática y cementando cavidades.	Estructuras geopetales dentro de los moldes de rudistas. Bioturbación.

BCA-62	322	DOLOMÍA Wackestone/ packstone dolomitizado	Cristalizada	Se observan fantasmas de bioclastos totalmente dolomitizados, dentro de los que se pueden distinguir peloides, litoclastos, ostrácodos.	Submarea	<ol style="list-style-type: none"> 1. Dolomitización (>90%) 2. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 3. Vetillas con cemento de calcita espática. 	Dolomita formando mosaicos idiolíticos planares-e de cristales euhedrales, mosaicos xenolíticos no planares de cristales anhedral de grano fino (0.032 mm) a grano grueso (0.35 mm) reemplazando penetrantemente a la caliza y cementando cavidades.	Dolomía gris oscuro. Se observan fantasmas de bioturbación.
BCA-63	331	DOLOMÍA ¿Packstone? dolomitizado	Cristalizada	Se observan fantasmas de litoclastos. Algunos fragmentos de equinodermos.	Submarea	<ol style="list-style-type: none"> 1. Dolomitización (>90%) 2. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 3. Vetillas con cemento de calcita espática. 	Dolomita formando mosaicos hypidiolíticos planares-s de cristales subhedrales, mosaicos idiolíticos planares-e de cristales euhedrales de grano mediano (0.08 mm a 0.23 mm) reemplazando penetrantemente a la caliza. Dolomita barroca cementando cavidades.	Dolomía gris oscuro. Se observan fantasmas de bioturbación.
BCA-64	344.5	DOLOMÍA Wackestone/ Packstone dolomitizado	Cristalizada	Se observan fantasmas de litoclastos, pelets y bioturbación.	Submarea	<ol style="list-style-type: none"> 1. Dolomitización (>90%) 2. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 3. Vetillas con cemento de calcita espática. 	Dolomita formando mosaicos idiolíticos planares-e de cristales euhedrales, mosaicos xenolíticos no planares de cristales anhedral de grano fino (0.032 mm) a grano grueso (0.35 mm) reemplazando penetrantemente a la caliza.	Dolomía gris oscuro. Se observan fantasmas de bioturbación.
BCA-65	346	DOLOMÍA Mudstone/ wackestone dolomitizado	Cristalizada	Se observan fantasmas de litoclastos y pelets.	Submarea	<ol style="list-style-type: none"> 1. Vetillas de calcita. 2. Dolomitización (>90%) 3. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 	Dolomita formando mosaicos planares-s de cristales subhedrales / mosaicos planares-e de cristales euhedrales de grano fino (0.08 mm) reemplazando penetrantemente a la caliza.	Dolomía gris oscuro.
BCA-66	356.5	Grainstone de peloides/ bioclásticos/ litoclásticos	Soportada por granos.	Abundantes peloides subangulares y subredondeados. Fragmentos de moluscos, algas clorofíceas y foraminíferos bentónicos (milíolidos más abundantes que Trocholina), litoclastos. Algunos moldes de gasterópodos.	Submarea	<ol style="list-style-type: none"> 1. Cemento isopaco marino de calcita, rodeando los granos. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Dolomitización (<10%) 6. Compactación 7. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 	Escasa dolomita anhedral/euhedral de grano mediano (0.08 mm a 0.168 mm) reemplazando al cemento de calcita espática.	Se observan microfracturas post-dolomita (0.172 mm) que se bifurcan en microestilolitas (0.001 mm).
BCA-67	362	DOLOMÍA Packstone dolomitizado	Cristalizada	Se observan fantasmas de litoclastos y granos bioclásticos.	Submarea	<ol style="list-style-type: none"> 1. Dolomitización (>90%) 2. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 3. Vetillas con cemento de calcita espática. 	Dolomita formando mosaicos idiolíticos planares-e de cristales euhedrales, mosaicos xenolíticos no planares de cristales anhedral de grano fino a mediano (0.052 mm a 0.208 mm) reemplazando penetrantemente a la caliza. Algunos cristales de dolomita (<10%) presentan el centro turbio y los bordes claros.	Dolomía gris oscuro.
BCA-68	363	Grainstone de peloides/ bioclásticos/litoclásticos	Soportada por granos.	Abundantes peloides subangulares y subredondeados. Fragmentos de equinodermos, algas clorofíceas y foraminíferos bentónicos (milíolidos más abundantes que Trocholina), litoclastos. Algunos moldes de gasterópodos.	Submarea	<ol style="list-style-type: none"> 1. Cemento isopaco marino de calcita, rodeando los granos. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Dolomitización (<10%) 6. Compactación 7. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 	Escasa dolomita anhedral/euhedral de grano mediano (0.08 mm a 0.168 mm) reemplazando al cemento de calcita espática.	
BCA-69	269.2	Packstone de peloides/bioclásticos	Soportada por granos.	Abundantes peloides subangulares y subredondeados, fragmentos de moluscos, sobretodo chondrodonta, algas clorofíceas y foraminíferos bentónicos (milíolidos más abundantes que <i>Trocholina sp.</i> y <i>Textularia sp.</i>). Algunos litoclastos, equinodermos, corales solitarios y moldes de gasterópodos (reellenos de peloides).	Lagunar	<ol style="list-style-type: none"> 1. Compactación 2. Cemento de calcita espática. 3. Dolomitización (<10%) 	Dolomita de grano mediano a muy grueso (0.24 mm a 2.3 mm) subhedral /anhedral, reemplazando cemento de calcita espática y cementando cavidades.	
BCA-70	383	DOLOMÍA Wackestone/ packstone dolomitizado	Cristalizada	Se observan fantasmas de litoclastos, pelets y bioturbación.	Submarea	<ol style="list-style-type: none"> 1. Cemento de calcita espática. 2. Dolomitización (>90%) 3. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos. 4. Vetillas con cemento de calcita espática. 	La dolomita se encuentra formando dos poblaciones con respecto al tamaño de sus cristales. <ol style="list-style-type: none"> 1. Dolomita formando mosaicos hypidiolíticos planares-s de cristales subhedrales, mosaicos xenolíticos no planares de cristales anhedral de grano fino (0.07 mm) a mediano (0.16 mm) reemplazando a la matriz de la caliza. 2. Dolomita formando mosaicos hypidiolíticos planares-s de cristales subhedrales, mosaicos idiolíticos planares-e de cristales euhedrales de grano grueso (0.32 mm a 0.62 mm) reemplazando a los granos (bioclásticos). 	Dolomía gris oscuro. Se observan fantasmas de bioturbación. * A Estos granos son probablemente moldes de bioclastos reellenos de cemento de calcita espática. En estos granos se observa nuevamente una cementación de granos gruesos de calcita espática post-dolomita. Algunos cristales de dolomita, que se encuentran desplazados o rotos por la calcita post-dolomita, presentan centros turbios y bordes claros.

BCA-71	384	Grainstone dolomitizado de granos cubiertos/ peloides/ bioclásticos	Soportada por granos.	Abundantes peloides de subangulares (inorgánicos: litoclastos micritizados) /subredondeados (probablemente orgánicos). Litoclastos (algunos son fragmentos alargados subredondeados de packstone peloides/bioclásticos fuertemente micritizados). Abundantes granos cubiertos, algunos oncolitos (núcleos: corales/rudistas/algas). Foraminíferos bentónicos (milíolidos: <i>Triloculina</i>). Fragmentos de chondrodonta, algas clorofíceas y moldes de gasterópodos envueltos por micrita.	Submarea	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento de calcita espática. 3. Compactación 4. Dolomitización 5. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Dolomita de grano fino, mediano a grueso (0.035 mm, 0.07 mm, 0.128 mm 0.38 mm a 0.8 mm) formando mosaicos idiomórficos planar-e euهدرال/subهدرال /anhedral, reemplazando cemento de calcita espática y cementando cavidades.	
BCA-72	389	Grainstone de granos cubiertos/litoclastos/peloides/ bioclásticos	Soportada por granos.	Abundantes litoclastos subredondeados de packstone peloides/bioclásticos, peloides redondeados y subangulares. Foraminíferos bentónicos (milíolidos, <i>Textularia sp.</i>), moldes completos de gasterópodos, algas clorofíceas. Algunas algas rojas coralinas y codiáceas.	Submarea	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento de calcita espática. 3. Cemento isopaco foliado de calcita (meteórico, freático). 4. Dolomitización (<10%).	Dolomita anhedral de grano fino a mediano (0.04 mm a 0.1 mm), reemplazando al cemento de calcita espática.	
BCA-73	393	Packstone/ grainstone dolomitizado de bioclásticos/ peloides/litoclastos	Soportada por granos.	Abundantes peloides, litoclastos (<5%). Algas clorofíceas, fragmentos de moluscos (en su mayoría chondrodontes), foraminíferos bentónicos (en su mayoría milíolidos), moldes completos de gasterópodos.	Submarea	1. Disolución de bioclastos. 2. Cemento de calcita espática. 3. Compactación 4. Dolomitización 5. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.		
BCA-74	401	Grainstone de bioclásticos/litoclastos	Soportada por granos.	Litoclastos subangulares procedentes de facies lagunares, algunos micritizados procedentes de facies arrecifales. Abundantes algas clorofíceas. Moldes completos de gasterópodos, fragmentos de moluscos, en su mayoría de chondrodontes, foraminíferos bentónicos (en su mayoría milíolidos).	Submarea	1. Micritización de granos. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento isopaco fibroso de calcita marina. 4. Cemento de calcita espática. 5. Compactación 6. Dolomitización (<10%)	Escasa dolomita subهدرال de grano grueso reemplazando al cemento de calcita espática.	Dentro de los moldes de gasterópodos se observa: a) cemento fibroso isopaco de calcita marina rellenando la porosidad intrapartícula, b) estructuras geopetáles consistentes de sedimento peloides y c) micrita.
BCA-75	405.5	Packstone de peloides/ bioclásticos/ litoclastos/granos cubiertos	Soportada por granos.	Abundantes peloides orgánicos bien redondeados. Litoclastos subangulares/subredondeados procedentes de packstone de peloides/bioclásticos. Foraminíferos bentónicos (milíolidos y <i>Trocholina sp.</i>), granos cubiertos, oncolitos (núcleos: corales, moluscos, litoclastos peloides). Gasterópodos completos fuertemente micritizados. Algunas algas clorofíceas y fragmentos de moluscos (pelecípodos).	Lagunar	1. Micritización de granos. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Dolomitización (<10%)	Dolomita de grano fino a mediano (0.035 mm a 0.12 mm) reemplazando al cemento de calcita espática.	
BCA-76	410	Packstone/ grainstone de peloides /bioclásticos/ litoclastos	Soportada por granos.	Litoclastos subangulares/subredondeados procedentes de packstone peloides/bioclásticos. Abundantes peloides redondeados/subangulares, foraminíferos bentónicos (milíolidos, <i>Trocholina sp</i> y <i>Texturia sp</i> más abundantes que otros biseriales no identificados), algas clorofíceas. Algunos ostrácodos.	Lagunar	1. Micritización de granos. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Dolomitización (<10%)	Escasa dolomita anhedral de grano fino reemplazando a la micrita y al cemento de calcita espática.	
BCA-77	415	Packstone/ grainstone de peloides /bioclásticos	Soportada por granos.	Abundantes peloides redondeados/subangulares Litoclastos redondeados/subredondeados. Algas clorofíceas y algunos foraminíferos bentónicos.	Lagunar	1. Micritización de granos. 2. Cemento de calcita espática. 3. Dolomitización (<10%) 4. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Escasa dolomita anhedral de grano fino reemplazando a la micrita y al cemento de calcita espática.	La dolomita reemplaza a los cristales de cemento de calcita espática tanto dentro de granos (bioclásticos) como en porosidad intergranular.
BCA-78	417	Packstone peloides/bioclásticos	Soportada por granos.	Abundantes peloides orgánicos bien redondeados. Litoclastos (<5%). Abundantes foraminíferos bentónicos, y gasterópodos, algunas algas dactilodáceas fuertemente micritizadas, oncolitos con núcleo de coral, fragmentos de moluscos, entre éstos de gasterópodo.	Lagunar	1. Micritización de granos. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Dolomitización (<10%).	Escasa dolomita anhedral de grano fino a mediano reemplazando al cemento de calcita espática. Cemento de dolomita rellenando cavidades.	La dolomita reemplaza a los cristales de cemento de calcita espática tanto dentro de granos (bioclásticos) como en porosidad intergranular.

BCA-79	419	Packstone de litoclastos /bioclastos /peloides	Soportada por granos.	Abundantes litoclastos angulares a subredondeados. Frecuentes peloides oscuros bien redondeados. Abundantes foraminíferos bentónicos, en su mayoría miliólidos, algas dactiladáceas. Moldes de gasterópodo con sedimento peloides en su interior, mostrando estructuras geopetales. Fragmentos de moluscos. Escasos ostrácodos.	Lagunar	1. Micritización de granos. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Dolomitización (<10%) 5. Migración de hidrocarburos.	Dolomita anedral de grano fino a mediano reemplazando al cemento de calcita espática.	La dolomita reemplaza a los cristales de cemento de calcita espática tanto dentro de granos (bioclastos) como en porosidad intergranular.
BCA-80	421	Packstone/ Grainstone de bioclastos/peloides/litoclastos	Soportada por granos.	Abundantes peloides bien redondeados. Frecuentes litoclastos (<10%) subangulares a subredondeados. Abundantes foraminíferos bentónicos, en su mayoría miliólidos, algas dactiladáceas, fragmentos de moluscos. Algunos moldes de gasterópodos y fragmentos de equinodermos.	Submarea (línea del banco de arena).	1. Micritización de granos. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Dolomitización	Dolomita subhedral de grano mediano reemplazando al cemento de calcita espática.	La dolomita reemplaza a los cristales de cemento de calcita espática tanto dentro de granos (bioclastos) como en porosidad intergranular.
BCA-81	430	Packstone/ grainstone dolomitizado de bioclastos/peloides	Soportada por granos.	Frecuentes litoclastos subredondeados. Frecuentes peloides.	Submarea	1. Micritización de granos. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Dolomitización (>10%) 6. Compactación 7. Disolución por presión (microestilolitas) y migración de hidrocarburos.	Abundante dolomita formando mosaicos hipidiotópicos de cristales subhedral/anedrales de granos medianos a gruesos (0.07 mm, 0.092 mm a 0.157 mm), reemplazando al cemento de calcita espática.	Microfracturas (0.01 mm) cruzadas, microestilolitas y rompimiento de bioclastos. Después de la dolomitización se observa un segundo evento de fracturamiento, microestilolitas y restos de hidrocarburos.
BCA-82	432	Packstone/ grainstone de peloides /bioclastos /litoclastos	Soportada por granos.	Abundantes peloides bien redondeados. Frecuentes litoclastos muy micritizados. Abundantes foraminíferos bentónicos, en su mayoría miliólidos, algas dactiladáceas moldes completos de gasterópodos con peloides y foraminíferos en su interior, fragmentos de moluscos.	Submarea	1. Micritización de granos. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Dolomitización (<10%) 5. Compactación	Dolomita subhedral de granos medianos a gruesos (0.08 mm a 0.16 mm), reemplazando preferentemente al cemento de calcita espática.	Granos fuertemente micritizados.
BCA-83	433	Packstone/ grainstone dolomitizado de peloides /bioclastos /litoclastos	Soportada por granos.	Abundantes peloides de color gris oscuro bien redondeados. Frecuentes ooides, cuyos núcleos son en su mayoría foraminíferos bentónicos y algunos algas dactiladáceas, litoclastos subredondeados muy micritizados. Abundantes foraminíferos bentónicos, en su mayoría miliólidos. Frecuentes moldes completos de gasterópodos con peloides y foraminíferos en su interior, algas dactiladáceas. Algunos fragmentos de pelecipodos.	Lagunar	1. Fuerte micritización de granos. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Compactación 5. Dolomitización (>10%) 6. Compactación 7. Disolución por presión (microestilolitas) y migración hidrocarburos.	Abundante dolomita formando mosaicos hipidiotópicos de cristales subhedral/anedrales de granos finos a gruesos (0.07 mm, 0.09 mm a 0.4 mm), reemplazando al cemento de calcita espática y al relleno de estilolitas.	
BCA-84	435	Mudstone	Soportada por Lodo.	Bioturbación. Escasos peloides e intraclastos redondeados. Algunos foraminíferos bentónicos (miliólidos), fragmentos de Chondrodonta, ostrácodos.	Lagunar			Fuerte bioturbación. Vetillas dislocadas y cruzadas de calcita espática (0.01 mm a 0.132 mm).
BCA-85	437	Packstone de peloides /bioclastos /litoclastos	Soportada por granos.	Frecuentes peloides redondeados, litoclastos redondeados, foraminíferos bentónicos, en su mayoría miliólidos, algas dactiladáceas, fragmentos de Chondrodonta, ostrácodos. Algunas espiculas y fragmentos de equinodermos, moldes de gasterópodo con relleno peloides.	Submarea	1. Micritización de granos. 2. Disolución de bioclastos. 3. Cemento de calcita espática. 4. Dolomitización (<10%)	Escasa dolomita subhedral reemplazando al cemento de calcita espática.	