



Universidad Autónoma de San Luis Potosí

Facultad de Ingeniería

Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

“Análisis de Facies Calcáreas del Cretácico en el área de Tula de Allende, Hidalgo: Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas”

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Ing. Gustavo Quetzalpilli Sánchez Juárez

CVU CONACYT: 922208

Asesor interno: Dr. Rubén Alfonso López Doncel

Asesor externo: Dr. Alberto Blanco Piñón

San Luis Potosí, S. L. P.

Septiembre de 2020





11 de junio de 2020

**ING. GUSTAVO QUETZALPILLI SÁNCHEZ JUÁREZ
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. Rubén Alfonso López Doncel y Alberto Blanco Piñón** Asesor y Co-asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 11 de junio del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"Análisis de Facies Calcáreas del Cretácico en el área de Tula de Allende, Hidalgo: Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas"

- Introducción.
1. Generalidades.
 2. Marco Teórico y desarrollo paleogeográfico del centro de México durante el Cretácico.
 3. Análisis de Facies calcáreas y geoquímica en el área de Tula de Allende.
 4. Discusión e implicaciones sobre el ambiente sedimentario y su relación paleogeográfica.
- Conclusiones.
Referencias.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E

**M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ
DIRECTOR.**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN

www.uaslp.mx

Av. Manuel Nava II
Zona Universitaria - CP. 78200
San Luis Potosí, S.L.P.
Tel. (444) 826 2330 al.35
fax (444) 826 2336

Copia. Archivo
*etn.

"1945-2020: 75 años de formación de profesionales en la Facultad de Ingeniería"

Agradecimientos

Al Dr. Rubén Alfonso López Doncel por aceptar mi proyecto de investigación, así como la dirección interna de esta tesis e investigación, por su invaluable apoyo académico, técnico y logístico, consejos técnicos, revisiones de tesis y amistad.

Al Dr. Alberto Blanco Piñón por su invaluable apoyo y dirección durante toda la realización de este proyecto de investigación, así como por su apoyo académico y técnico, entrenamiento técnico, revisiones del presente trabajo y por su amistad y apoyo en este tema en particular.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por otorgarme la Beca Nacional con clave 922208 para la realización exitosa del siguiente trabajo de investigación.

A la Jefatura de Geología de Cementos Cruz Azul por todo el apoyo logístico y técnico brindado para la realización de este proyecto, así como la aceptación de este trabajo de ciencia básica.

A los investigadores del Posgrado en Geología Aplicada del Instituto de Geología de la UASLP, por su apoyo técnico y académico para la realización de esta tesis, Dr. Rafael Barboza, Dr. Yam Zul, Dr. Miguel Gámez, Dr. Alfredo Aguillón, Dr. Ramón Torres, Dra. Cristina Noyola, Dra. Beatriz Díaz, así como al Ing. Erasmo Mata por la realización de las láminas delgadas.

A los investigadores del IMP, Biol. Daniel García, Dr. Julio González por su apoyo técnico en el desarrollo particular de este trabajo de investigación.

A mis compañeros del posgrado, Oscar, Lidia, Alejandro, Felipe, Fernanda, por este tiempo transcurrido.

Al Prof. Dr. Axel Munnecke de la Friedrich-Alexander Universität, Erlangen, Alemania, por el apoyo técnico y académico durante mi estancia en el GeoZentrum Nordbayern, así como a mis compañeras Ph.D.(c) Lenne Claußen, Leandra Weydt y Najat Issa por sus consejos y amistad.

A mis padres por su apoyo durante todo este tiempo de preparación indefinida.

Índice

RESUMEN	viii
Introducción	1
1. Generalidades	2
1.1. Antecedentes	2
1.2. Justificación	5
1.3. Hipótesis	5
1.4. Objetivos	6
Objetivo general:	6
Objetivos específicos:	6
1.5. Metodología	6
1) Revisión y recopilación bibliográfica	6
2) Metodología en campo	6
3) Metodología en laboratorio	7
4) Etapa de gabinete	9
2. Marco Teórico y desarrollo paleogeográfico del centro de México durante el Cretácico	10
2.1. Desarrollo paleogeográfico del centro de México durante el Cretácico	10
2.2. Marco Tectónico del centro de México durante el Cretácico	23
3. Análisis de Facies calcáreas y geoquímica en el área de Tula de Allende	31
3.1. Cartografía y datos estructurales	31
3.1.1. Descripción general de canteras estudiadas	32
3.2. Descripción litológica en el área de estudio	41

3.3. Facies sedimentarias	91
3.3.1. <i>Asociaciones de facies</i>	91
3.4. Análisis geoquímicos	100
3.4.1. <i>Difracción de Rayos X</i>	100
3.4.2. <i>ICP-MS (Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente)</i>	101
4. Discusión e implicaciones sobre el ambiente sedimentario y su relación paleogeográfica.	103
4.1. Ambiente sedimentario	103
Discusión	103
Relación paleogeográfica	123
4.2. Origen del material deleznable	126
CONCLUSIONES	128
REFERENCIAS	129
ANEXO 1	144

Índice de figuras

Fig. 2.1. Paleogeografía del centro de México durante el Berriasiano-Valanginiano. Modificado de Meneses-Rocha et al. (2016).....	11
Fig. 2.2. Paleogeografía del centro de México durante el Hauteriviano-Barremiano. Modificado de Meneses-Rocha et al. (2016).....	13
Fig. 2.3. Paleogeografía del centro de México durante el Aptiano. Modificado de Meneses-Rocha et al, (2016).....	14
Fig. 2.4. Paleogeografía del centro de México durante el Albiano-Cenomaniano. Modificado de Meneses-Rocha et al. (2016).....	18
Fig. 2.5. Paleogeografía del centro de México durante el Turoniano. Modificado de Meneses-Rocha et al. (2016).....	19
Fig. 2.6. Paleogeografía del centro de México durante el Maastrichtiano. Modificado de Meneses-Rocha et al. (2016).....	22
Fig. 2.7. Distribución del basamento cristalino de México. Modificado de Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i> (2018).....	23
Fig. 2.8. Distribución de Oaxaquia y el Orógeno Huasteco en el centro de México. Modificado de Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i> (2018).....	24
Fig. 2.9. Distribución de los altos y bajos de basamento en México. Modificado de Martini y Ortega-Gutiérrez (2016).....	26
Fig. 2.10. Distribución de elementos estructurales en México desarrollados durante el Mesozoico. Modificado de Fitz-Díaz <i>et al.</i> (2011).....	27
Fig. 2.11. Cronología de eventos tectónicos en el sector central del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras. Modificado de Fitz-Díaz <i>et al.</i> (2017).....	29
Fig.3.1.1. Mapa geológico regional con la disposición de las canteras estudiadas. Modificado de INEGI (2001) y Ramírez-Tello <i>et al.</i> (2009).....	31

Fig.3.1.2. Mapa geológico de la Cantera Tepozán.....	33
Fig.3.1.3. Mapa geológico de la Cantera Condesa.....	35
Fig.3.1.4. Mapa geológico de la Cantera Xirgo.....	37
Fig.3.1.5. Integración geológica del área de estudio.....	38
Fig.3.1.6. A. Sección transversal que muestra la disposición estructural entre canteras. B. Disposición de las secciones estratigráficas levantadas.....	39
Fig.3.2.2. Afloramientos cubiertos por material de tipo caliche (negro) y desarrollo de suelo (rojo). Longitud de martillo: 30 cm.....	42
Fig.3.2.3. A. Vista general del afloramiento CT1. B y C. Capas de caliza en estratificación decimétrica (rojo) en el afloramiento. D y E. Caliza de matriz micrítica sin estructura interna aparente (rojo). Longitud de martillo: 30 cm.....	43
Fig.3.2.4. A. Estructuras de tipo filamento dispuestos de forma semi-paralela al plano de estratificación (rojo). Escala: 10 cm. B. Gasterópodos en corte transversal. Longitud de regla: 15 cm. C. Fragmentos de gasterópodos dispuestos de forma paralela al plano de estratificación.....	44
Fig.3.2.5. A. Radiolítidos (rojo) dispuestos de forma aleatoria sobre caliza, asociados con estructuras filamentosas de bivalvos (negro). B. Bouquets de Hippurites sp. (rojo) en posición de crecimiento. C. Bouquets de radiolítidos (rojo) en posición de crecimiento. Longitud de regla: 15 cm.....	45
Fig.3.2.6. A. Lentes de pedernal (rojo) asociados con fragmentos de bivalvos (negro). B. Superficie de caliche (rojo) cubriendo a caliza de matriz micrítica.....	46
Fig.3.2.7. A y B. Caliza de textura grano-sostenida (rojo). C. Estructuras de tipo “scour marks” (rojo) dispuestas sobre caliza micrítica y caliza grano-sostenida. D. Laminación paralela (rojo) dispuesta sobre caliza grano-sostenida.....	47
Fig.3.2.8. A. Fragmentos de bivalvos (rojo) dispuestos de forma aleatoria sobre la caliza. B. Gasterópodos en corte transversal (rojo) dispuestos de forma aleatoria sobre caliza. C.	

Escasos radiolítidos (rojo) dispuestos sobre la caliza. D. Bouquets de Hippurites sp. (rojo) en posición de crecimiento.....	48
Fig.3.2.9. A. Clastos calcáreos (rojo) que componen la textura fango-sostenida. B. Bioclastos milimétricos dispuestos sobre la caliza. Barra de escala: 10 cm. C. Fragmentos de bivalvos (rojo) dispuestos de forma aleatoria sobre la caliza. D. Filamentos provenientes de bivalvos (rojo) dispuestos de forma aleatoria sobre la caliza.....	50
Fig.3.2.10. A. Banda irregular de pedernal oxidado (rojo) dispuesta paralelamente al plano de estratificación. B. Brecha calcárea con fracturas rellenas y superficies cubiertas por caliche (rojo). C. Intraclastos (rojo) dispuestos de forma aleatoria sobre los clastos de la brecha. D. Dique clástico (rojo) dispuesto de forma perpendicular al plano de estratificación.....	51
Fig.3.2.11. Columna estratigráfica de la Cantera Tepozán 1.....	52
Fig.3.2.12. Columna estratigráfica de la sección CB1.....	54
Fig.3.2.13. A y B. Vista general de la sección CB1. Barra y cinta de escala: 2 m. C. Estratificación delgada en capas de la sección CB1 (flecha roja). Longitud de cinta: 50 cm. D. Caliza de matriz micrítica (flecha roja). Longitud de cinta: 10 cm. E. Estructuras de tipo boudinage en caliza micrítica (flecha roja).....	55
Fig.3.2.14. A-D. Bivalvos rudistas del género Hippurites sp. (flecha roja) dispuestos de forma aleatoria sobre caliza. B. Filamentos provenientes de bivalvos (flecha negra) dispuestos de forma paralela al plano de estratificación. Longitudes de cinta: 30 cm.....	56
Fig.3.2.15. A. Banda y nódulo de pedernal de color negro dispuestos de forma paralela al plano de estratificación. Longitud de cinta: 50 cm. B. Banda y nódulo de pedernal (flecha roja). Longitud de cinta: 30 cm. C y D. Capas centimétricas de chalk dispuestas entre capas de caliza (flecha negra). Longitud de cinta en C: 50 cm. Longitud de cinta en D: 25 cm...	57
Fig.3.2.17. Columna estratigráfica de la sección CB2.....	59
Fig.3.2.18. A. Vista general de la sección CB2. Longitud de martillo: 30 cm. B. Capas en estratificación delgada en el afloramiento CB2. Barra de escala: 1 m.....	60

Fig.3.2.19. A y B. Gasterópodos en corte transversal dispuestos de forma aleatoria sobre caliza (flechas rojas). Longitud de regla: 15 cm. C. Filamentos provenientes de bivalvos dispuestos de forma paralela sobre caliza (flechas rojas). Barra de escala: 15 cm. D. Fragmentos de bivalvos dispuestos de forma aleatoria (flechas rojas). E. Bioclastos subredondeados dispuestos de forma aleatoria (flechas rojas).....61

Fig.3.2.20. A y B. Bioturbación del ichnogénero cf. *Thalassinoides* dispuesto sobre caliza fósil (flechas rojas).....62

Fig.3.2.21. A y B. Óxidos de hierro en morfología irregular a subangular dispuestos sobre caliza (flechas rojas). C. Lentes ovoides de pedernal dispuestos de forma paralela al plano de estratificación (flechas rojas). D. Horizonte de material tipo “chalk” entre capas de caliza (flechas rojas). Longitud de cinta: 60 cm.....63

Fig.3.2.22. A. Caliza de textura del tamaño de arena gruesa (flechas rojas). Longitud de cinta: 5 cm. B. Bioclastos irregulares embebidos en caliza de textura del tamaño de arena gruesa (flechas rojas). Longitud de cinta: 6 cm.....64

Fig.3.2.23. Columna estratigráfica de la sección CB3.....65

Fig.3.2.24. A. Vista general de la sección CB3. Barra de escala: 2 m. B. Capas de caliza micrítica en la sección. Longitud de martillo: 30 cm. C. Laminación paralela fina dispuesta en caliza micrítica. Longitud de martillo: 10 cm. E. Bioclastos subredondeados oxidados. Longitud de regla: 15 cm.....66

Fig.3.2.25. A. Fragmentos de bivalvos rudistas dispuestos sobre caliza (flechas rojas). B. Fragmentos de bivalvos dispuestos de forma aleatoria sobre caliza (flechas rojas). Longitud de lápiz: 15 cm. C y D. Bioturbación del ichnogénero cf. *Thalassinoides* dispuestos sobre caliza (flechas rojas).....67

Fig.3.2.26. A. Superficies irregulares de oxidación en caliza (flechas rojas). Longitud de cinta: 2 m. B. Lentes irregulares de pedernal dispuestos de forma aleatoria sobre la caliza (flechas rojas). C y D. Horizontes de material tipo “chalk” dispuestos entre capas de caliza (flechas rojas).....68

Fig.3.2.27. A. Laminación paralela fina en caliza de textura del tamaño de arena gruesa (flechas rojas). B. Intraclastos subredondeados embebidos en caliza de textura de tamaño de arena gruesa (flechas rojas). Barra de escala: 1 cm.....	69
Fig.3.2.28. Columna estratigráfica de la sección CZ1.....	70
Fig.3.2.29. A y B. Vista general del afloramiento CZ1. Barras de escala: 2 m. C. Caliza de matriz micrítica en estratificación mediana. Longitud de regla: 15 cm.....	71
Fig.3.2.30. A. Fragmento de rudista <i>Hippurites</i> sp. (flecha roja) y fragmentos de bivalvos (flecha negra) dispuestos de forma aleatoria sobre caliza. B. Bioclastos subredondeados dispuestos de forma aleatoria dispuesta sobre caliza micrítica (flechas rojas). Longitud de regla: 15 cm. C. Filamentos provenientes de bivalvos dispuestos paralelamente al plano de estratificación sobre caliza micrítica (flechas rojas). Barra de escala: 2 cm.....	72
Fig.3.2.31. A. Caliza de textura del tamaño de arena media a gruesa. Longitud de regla: 15 cm.....	73
Fig.3.2.32. Columna estratigráfica de la sección CZ2.....	74
Fig.3.2.33. A y B. Vista general del afloramiento CZ2. Barra de escala: 2 m. Longitud de martillo: 30 cm. C y D. Caliza de matriz micrítica en estratificación gruesa. Barra de escala: 20 cm.....	75
Fig.3.2.34. A. Rudistas del género <i>Hippurites</i> sp. dispuestos de forma aleatoria sobre caliza de textura de arena gruesa. Longitud de regla: 15 cm.....	76
Fig.3.2.35. A. Capas de caliza arcillosa intercalada con caliza de matriz micrítica. Barra de escala: 2 m. B. Horizonte de material tipo “chalk” dispuesto entre capas de caliza. Barra de escala: 30 cm.....	77
Fig.3.2.36. E y F. Caliza de textura de tamaño de arena gruesa. Barra de escala: 15 cm.....	78
Fig.3.2.37. Sección estratigráfica de la sección CX1.....	80
Fig.3.2.38. A y B. Vista general del afloramiento CX1. Barra de escala: 2 m. C y D. Caliza de matriz micrítica en estratificación decimétrica. Longitud de cinta: 60 cm. Longitud de regla: 15 cm.....	81

Fig.3.2.39. A y B. Laminación paralela fina en caliza de espesor centimétrico (flechas rojas). Escala: 15 cm. C. Intraclastos subredondeados en diámetros milimétricos embebidos en caliza (flechas rojas). Barra de escala: 15 cm. D. Intraclastos subredondeados en diámetros centimétricos (flechas rojas). Longitud de regla: 15 cm. E. Posibles granos cubiertos exhibiendo estructura interna concéntrica y en diámetros centimétricos (flechas rojas). F. Posibles granos cubiertos de estructura interna concéntrica en diámetros milimétricos (flechas rojas). Barra de escala: 2 cm.....	82
Fig-3.2.40. A. Escasos filamentos provenientes de bivalvos dispuestos paralelamente al plano de estratificación (flechas rojas). B. Gasterópodo en corte transversal (flecha roja) y bioclastos no identificados (flecha negra).....	84
Fig.3.2.41. A. Bioturbación del ichnogénero cf. Planolites dispuestos de forma abundante sobre caliza micrítica (flechas rojas). B. Banda irregular de pedernal con saliente de tipo intrusiva (flecha roja). C. Lentes de pedernal de espesor centimétrico variable (flechas rojas).....	85
Fig3.2.42. A y B. Horizontes de material tipo “chalk” dispuestos entre caliza de espesor decimétrico (flechas rojas).....	86
Fig.3.2.43. A. Caliza de textura fango-sostenida, del tamaño de arena media a gruesa.....	86
Fig.3.2.44. A. Abundantes filamentos provenientes de bivalvos dispuestos paralelamente al plano de estratificación (flechas rojas). B. Radiolítico aislado y embebido sobre caliza arenosa de textura fango-sostenida (flechas rojas).....	87
Fig.3.2.45. A. Caliza arenosa de textura grano-sostenida, tamaño de arena gruesa a muy gruesa (flechas rojas).....	88
Fig.3.2.46. A. Radiolítico (flecha roja) y estructuras filamentosas (flecha negra) provenientes del mismo. B. Rudista del género Hippurites sp. dispuesto de forma aleatoria sobre caliza de textura de arena gruesa y bioclastos no identificados (flecha negra). Barra de escala: 2 cm.....	89
Fig.3.2.47. A. Capas decimétricas de caliza oscura. B. Anillos de Liesegang (flecha roja) y anillos de oxidación (flecha negra) en caliza oscura.....	90

Fig.3.2.48. A. Zonas de oxidación en la sección CX1 entre los 69.4 m y 179.4 m a partir de la base.....	90
Fig.3.4.1. Difractograma de material deleznable, muestra LCD-1. Laboratorio de Ingeniería del Producto, Cruz Azul.....	100
Fig.3.4.2. Difractograma de la muestra LCA-36. Laboratorio de Rayos X, UASLP.....	101
Fig.4.2.1. Ambientes de depósito de la sección CT1.....	104
Fig.4.1.2. Columna de facies sedimentarias y ambientes de depósito CT1.....	105
Fig.4.1.3. Columna de facies sedimentarias y ambientes de depósito CT1'.....	106
Fig.4.1.4. Columna de facies sedimentarias y ambientes de depósito CT1''.....	108
Fig.4.1.5. Columna de facies sedimentarias y ambientes de depósito CB1.....	109
Fig.4.1.6. Columna de facies sedimentarias y ambientes de depósito CB2.....	111
Fig.4.1.7. Columna de facies sedimentarias y ambientes de depósito CB3.....	113
Fig.4.2.8. Ambientes de depósito de las secciones que conforman a la Zona Banda.....	114
Fig.4.1.9. Columna de facies sedimentarias y ambientes de depósito CZ1.....	116
Fig.4.1.10. Columna de facies sedimentarias y ambientes de depósito CZ2.....	118
Fig.4.2.11. Ambientes de depósito de las secciones que conforman a la Zona Condesa.....	119
Fig.4.2.12. Ambientes de depósito de la sección CX1.....	119
Fig.4.1.13. Columna de facies sedimentarias y ambientes de depósito CX1.....	120
Fig.4.1.14. Columna de facies sedimentarias y ambientes de depósito CX1'.....	121
Fig.4.2.15. Modelo sedimentario de las secciones estudiadas en el área de estudio.....	123
Fig.4.2.16. Ubicación espacial del Complejo Cruz Azul y su relación con otras plataformas del centro de México.....	126

RESUMEN

El área de Tula de Allende en el suroeste del estado de Hidalgo, ha recibido poco interés geológico a pesar de los afloramientos de caliza cretácica reportados en la zona y su posible importancia en el desarrollo geológico del centro de México durante el Cretácico, siendo la explotación comercial de estos afloramientos el mayor interés en dicha zona.

En las cercanías de Tula de Allende, se levantaron siete columnas estratigráficas en canteras de la Cooperativa La Cruz Azul, con un espesor total de 414 m entre las columnas estratigráficas, las cuales presentan características litológicas que las diferencian entre sí. Estas sucesiones calcáreas exhiben características propias de un ambiente arrecifal de borde, común durante el Cretácico en el centro de México. Se identificaron facies sedimentarias a partir de 9 categorías litológicas y 15 asociaciones de microfacies, las cuales representan en conjunción, ambientes sedimentarios de interior de plataforma, arrecife, talud y cuenca profunda. A partir de las facies sedimentarias, se interpretó un complejo mareal entre barras e islas, laguna interna y externa, el cual exhibe un borde arrecifal compuesto por rudistas. Si bien no fueron identificados fósiles guía, la edad tentativa de este complejo es de Turoniano, con base a la presencia de rudistas del género *Hippurites* sp., mientras que la caliza fue asignada como “Facies arrecifales-lagunares correlacionables con la Formación El Abra” en el área de estudio, debido a su similitud con esta unidad.

A pesar de la cercanía del área Tula de Allende con la Plataforma Actopan constituida por la Formación El Abra, la cual tiene una edad de Barremiano a Cenomaniano, y que pudieran ser parte del mismo sistema sedimentario, la zona de estudio difiere en cuanto a litología, ambiente de depósito y edad con la Plataforma Actopan, por lo que se le asignó como Complejo Cruz Azul al área de estudio del presente trabajo, el cual es tentativamente independiente a la Plataforma Actopan.

Introducción

El Cretácico en el noreste, centro y sur de México está caracterizado por el desarrollo de sucesiones arrecifales sobre altos de basamento del Precámbrico y Paleozoico, las cuales estuvieron rodeadas por áreas de cuenca en las zonas relativamente bajas o hundidas. Los cuerpos arrecifales evolucionaron posteriormente como plataformas calcáreas (Salvador, 1991; Pindell y Kennan, 2009; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016), alcanzando su mayor desarrollo durante el Albiano-Cenomaniano (Wilson, 1975; Wilson y Ward, 1993; Salvador, 1991).

En el centro-este y sur de México se desarrollaron grandes edificios arrecifales en las plataformas calcáreas, caracterizadas por arrecifes de rudistas y sedimentos lagunares de ambientes marinos someros (Wilson, 1975; Enos, 1983; Salvador, 1991), correspondientes a las formaciones El Abra (Plataforma Valles-San Luis Potosí, Tuxpan, Actopan), El Doctor (Plataforma El Doctor), Orizaba, Guzmantla (Plataforma Córdoba), Morelos y Cuautla (Plataforma Morelos) (Carrillo-Bravo, 1971; Carrasco, 1970; Ontiveros-Tarango, 1973; González-Alvarado, 1976; Aguayo-Camargo, 1978). Es de notar la semejanza litológica entre las unidades ya mencionadas, las cuales son correlacionables entre sí, (Ontiveros-Tarango, 1973; Enos, 1974; González-Alvarado, 1976) ya que representan facies sedimentarias equivalentes y coetáneas, por lo que su génesis podría estar relacionada.

En cuanto al desarrollo de las plataformas calcáreas, se sabe que las plataformas Valles-San Luis Potosí, Tuxpan y Córdoba evolucionaron como plataformas oceánicas aisladas (Basáñez-Loyola *et al.*, 1993; Ortuño-Arzate *et al.*, 2003), mientras que la Plataforma Guerrero-Morelos evolucionó como plataforma continental, siendo una porción inundada del Complejo Acatlán durante el Albiano (Vélez-Scholvinck, 1990); por otra parte, el desarrollo de las plataformas El Doctor y Actopan no es claro, pero se infiere que tuvieron su mayor desarrollo igualmente en el Albiano-Cenomaniano (Wilson, 1990; Carrasco-Velázquez, 2003).

El área de estudio está ubicada en la región de Tula de Allende, en el suroeste del estado de Hidalgo, en donde existen afloramientos bien expuestos de sucesiones calcáreas, tentativamente asociadas a facies arrecifales y/o lagunares. El propósito de este trabajo es la descripción litológica a nivel macroscópico y de microfacies de estas sucesiones para definir su ambiente de depósito y edad, para establecer la evolución sedimentaria y paleogeográfica del área, que, a su vez, permita la correlación con las unidades arrecifales ya mencionadas del centro de México.

1. Generalidades

1.1. Antecedentes

Diferentes sucesiones calcáreo-arrecifales han sido descritas en unidades morfoestructurales para el Cretácico del centro de México.

La unidad litoestratigráfica mejor documentada es la Formación El Abra, en la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), que consiste en facies de caliza arrecifal y post-arrecifal, así como depósitos de talud de la Formación Tamabra (Carrillo-Bravo, 1969, 1971; López-Doncel, 2003).

El borde este de la PVSLP ha sido ampliamente estudiado, desde el reconocimiento de facies sedimentarias, ambiente de depósito y diagénesis de la Formación El Abra (Aguayo-Camargo, 1978; Enos, 1974, 1986, 1991; Minero, 1988, 1991), así como su relación con cambios relativos del nivel de mar (Basáñez-Loyola *et al.*, 1992; Galicia-Barrios, 1997) y como parte de un sector estructural de la Sierra Madre Oriental (Suter, 1980, 1990). Sin embargo, el borde oeste de la plataforma ha recibido menor atención, donde se han desarrollado estudios sobre la relación entre dicho borde y la Cuenca Mesozoica del Centro de México, con enfoque en la Formación Tamabra (López-Doncel, 2003; Rodríguez-Hernández *et al.*, 2009), e investigación sobre análisis sedimentario, microfacies y micropaleontología de la Formación El Abra (Alencáster *et al.*, 1999; Pichardo-Barrón *et al.*, 2007; Omaña *et al.*, 2012, 2016) en dicho borde oeste.

En el área comprendida entre Tampico, Tamaulipas y Nautla, Veracruz, fue descubierta en 1957 (Viniegra y Castillo-Tejero, 1970) una plataforma continental sobre la cual se desarrolló un atolón durante el Cretácico, cuyas facies arrecifales fueron asignadas también a la Formación El Abra (Muir, 1936; Viniegra y Castillo-Tejero, 1970; Miramontes-Escudero, 1972; Pedrazzini, 1978). Este elemento paleogeográfico, llamado primeramente Atolón Faja de Oro (*Golden Lane*) por Viniegra y Castillo-Tejero (1970), ha sido ampliamente estudiado debido a su importancia petrolera, destacando los trabajos llevados a cabo por Coogan *et al.* (1972) quienes describen litofacies de las formaciones El Abra y Tamabra en la plataforma y talud, respectivamente, así como Enos (1977) quien nombró a esta unidad Plataforma Faja de Oro y describió a la Formación Tamabra en la zona oeste de la misma.

Por otra parte, Pedrazzini (1978) realizó una zonación de facies sedimentarias de la Formación El Abra en dicha unidad morfoestructural y acuñó el término Plataforma Tuxpan-Tecolutla, sin embargo, en revisiones de evolución paleogeográfica del centro-este de México, Enos (1983) y Wilson (1987), usan el término Atolón Faja de Oro, mientras que Winker y Buffler (1988) acotaron el término a Plataforma Tuxpan. Finalmente, Wilson y Ward (1993) utilizan los términos Atolón Faja de Oro o Plataforma Tuxpan indiferenciadamente.

Hacia el extremo sureste de la PVSLP, Carrasco (1970) describió una sucesión heterogénea de rocas calcáreas del Albiano-Cenomaniano que difieren de los patrones sedimentarios descritos otras regiones de dicha plataforma, lo que permitió sugerir la presencia de una unidad morfotectónica que denominó como Plataforma Actopan, ubicada entre el distrito minero de Zimapán y la localidad de Actopan, Hidalgo, muy similar a litofacies de la Formación El Abra (Carrasco, 1970; Carrasco-Velázquez, 1971; Carrasco-Velázquez *et al.*, 2003, 2004). Escasos trabajos de investigación han sido llevados cabo en esta plataforma, y éstos han abordado aspectos como diagénesis y geoquímica de la Formación El Abra (Carrasco-Velázquez *et al.*, 2003, 2004; Armstrong *et al.*, 2011) y su relación con cambios relativos del nivel del mar (Abascal-Hernández, 2014; León-Francisco, 2015).

Carrillo-Bravo (1971) asignó como “Arrecife El Doctor” a un conjunto de facies de caliza arrecifal, previamente asignada como Formación El Doctor por Wilson *et al.* (1955), localizadas en el área este del estado de Querétaro. Si bien Carrasco (1970) concluye que el término de Formación El Doctor debe de ser “abandonado” con base a la similitud litológica entre las formaciones El Abra y El Doctor; Enos (1974) continua con el término propuesto por Wilson *et al.*, (1955) y yergue el término de Plataforma El Doctor, en alternancia al término propuesto por Carrillo-Bravo (1971). Pese a que Ward (1979) realizó un estudio de litofacies y diagénesis en la Formación El Abra, Carrillo-Martínez (1981, 1990), Carrillo-Martínez y Suter (1982) y Carrillo-Martínez *et al.*, (2001), en estudios locales de geología estructural, reconocen como Formación El Doctor a las secuencias de caliza arrecifal que fueron depositadas en dicha plataforma. Este dato fue retomado por Fitz-Díaz *et al.*, (2011, 2012, 2017) y Martini *et al.*, (2012) en estudios de geología estructural regional que involucran a la plataforma, reconocida como un segmento de la Sierra Madre Oriental denominado Cabalgadura El Doctor, mientras

que Armstrong-Altring *et al.*, (2011) la reconocen como Formación El Abra, así como Sánchez-Juárez (2016) en el área de Tula de Allende, Hidalgo.

Hacia la parte central del estado de Veracruz, y como parte de un segmento de la Sierra Madre Oriental, Viniestra (1971) hizo referencia a la existencia de una unidad morfoestructural donde se depositó caliza de plataforma, denominadas Formación Orizaba y Formación Guzmantla (Viniestra, 1965). Esta unidad es descrita como Plataforma Córdoba por González-Alvarado (1976), quien realizó una revisión estratigráfica y estructural de dicha plataforma con fines de exploración petrolera, reconociendo a las formaciones Orizaba y Guzmantla como productoras de hidrocarburos en diversos campos petroleros.

Por otra parte, han sido llevados a cabo estudios regionales sobre la relación entre la deformación de la plataforma y la migración de fluidos (Ferket *et al.*, 2000), así como las relaciones entre sepultamiento, generación y migración de hidrocarburos en un contexto regional (González *et al.*, 2012); además de estudios sobre el contexto de estratigrafía de secuencias y desarrollo paleogeográfico de la Plataforma Córdoba y las formaciones Orizaba y Guzmantla (Martínez *et al.*, 2001; Ortuño-Arzate *et al.*, 2003). La investigación específica en las unidades litológicas antes mencionadas comprende estudios sobre porosidad, migración de hidrocarburos o diagénesis en la Formación Guzmantla (Ferket *et al.*, 2003) o el reconocimiento de facies sedimentarias y propiedades en el almacenamiento de hidrocarburos en la Formación Orizaba (Rodríguez-Hernández *et al.*, 2003).

Hacia el sureste, sobre la Plataforma Guerrero-Morelos se desarrollan depósitos de las formaciones Morelos y Cuautla, correspondientes a facies de plataforma y borde arrecifal (Fries, 1960). Dicha plataforma fue descrita originalmente por Ontiveros-Tarango (1973) como un elemento paleogeográfico dentro de la Cuenca de Guerrero-Morelos, restringido al Albiano-Cenomaniano, Esta unidad paleogeográfica ha sido estudiada de forma regional y como parte de la Cuenca Guerrero-Morelos en el reconocimiento de unidades litoestratigráficas y evolución paleogeográfica por De Cserna (1978); en la relación entre la Plataforma Morelos y la evolución de los subterrenos Arcelia y Teloloapan (Campa-Uranga, 1978; Campa-Uranga *et al.*, 1981), en conjunto con la Sierra Madre del Sur y su evolución tectónica (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006); así como su relación con la acreción del Terreno Guerrero y su evolución tectónica (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Cerca *et al.*, 2010).

La investigación centrada en la Plataforma Guerrero-Morelos es limitada, como lo son estudios de evolución tectónica en la Cuenca Guerrero-Morelos (Vélez-Scholvink, 1990) o sobre paleomagnetismo en las formaciones Morelos y Mezcala (Urrutia-Fugugauchi, 1988; Molina-Garza *et al.*, 2003); por otra parte, los trabajos de Hernández-Romano *et al.* (1997, 1998), Aguilera-Franco *et al.* (2001), Aguilera-Franco y Hernández-Romano (2004), Aguilera-Franco y Allison (2005), así como Aguilera-Franco y Scott (2005) han dado información acerca del ahogamiento de la Plataforma Guerrero-Morelos (Cenomaniano tardío) y su posterior desarrollo como una rampa durante el Turoniano, con base en facies sedimentarias, correlación bioestratigráfica y eventos eustáticos globales.

1.2. Justificación

Debido a la inexistencia de investigación que aborde la evolución sedimentaria de unidades arrecifales del Cretácico en el suroeste del estado de Hidalgo, así como de su desarrollo paleogeográfico y condiciones paleoambientales durante dicho periodo, el presente trabajo de investigación representa el primer estudio a estas sucesiones arrecifales y lagunares, y pretende generar información inédita sobre el ambiente de depósito y evolución sedimentaria, ya que poco se sabe sobre los depósitos y sedimentología de la caliza expuesta en el suroeste del estado de Hidalgo, asignadas a la Formación El Doctor (Segerstrom, 1962) o Formación El Abra (Sánchez-Juárez, 2016), lo que puede permitir la resolución del problema de nomenclatura estratigráfica de estas unidades.

1.3. Hipótesis

Las sucesiones carbonatadas presentes en la región de Tula de Allende en el suroeste de Hidalgo, pertenecen a un sistema arrecifal no reportado y se desarrollaron en condiciones sedimentológicas similares a las del borde oeste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, indicando la presencia de pequeños y aislados complejos arrecifales pertenecientes al sistema de atolón que dominó el Cretácico Inferior y Superior, principalmente Albiano-Turoniano, en el borde más occidental del mar de Tethys.

1.4.Objetivos

Objetivo general:

Describir las sucesiones de caliza ubicadas en el área de Tula de Allende, Hidalgo, específicamente en canteras de la Cooperativa La Cruz Azul, para definir su ambiente de depósito, edad y evolución sedimentaria, a fin de establecer un marco paleogeográfico regional que permita la correlación con otras unidades arrecifales del centro de México.

Objetivos específicos:

- Caracterizar litológicamente las canteras seleccionadas para el presente estudio y definir facies sedimentarias a partir de las muestras obtenidas para cada cantera estudiada.
- Identificar las microfacies de las muestras bajo microscopio petrográfico, asignándoles textura de depósito.
- Interpretar el ambiente de depósito de las unidades carbonatadas.
- Comparar los resultados obtenidos con facies arrecifales desarrolladas durante el Cretácico en plataformas calcáreas en el centro de México.

1.5.Metodología

El presente trabajo de investigación fue desarrollado en las siguientes etapas:

1) Revisión y recopilación bibliográfica.

En esta etapa se recopiló información de diferentes fuentes como tesis, artículos indexados, libros, mapas topográficos y geológicos sobre las áreas de estudio e información relacionada con las plataformas Actopan, El Doctor, Plataforma Valles-San Luis Potosí, Tuxpan, Córdoba y Guerrero-Morelos; de las formaciones El Abra, El Doctor, Tamabra, Cuautla, Morelos, Orizaba y Guzmantla, así como de procesos genéticos de arrecifes de rudistas y sedimentación en plataformas calcáreas.

2) Metodología en campo

2.1. Reconocimiento geológico

La metodología que se llevó a cabo en campo para la caracterización geológica y el levantamiento estratigráfico en el área de estudio siguió los parámetros establecidos por

Compton (2016) y Tucker (2003) para el estudio de rocas sedimentarias, resumido en los siguientes puntos:

- Reconocimiento y elección del área a trabajar, registrando localización y litologías observadas, así como toma de datos estructurales con brújula.
- Identificación, descripción y medición de la litología y/o mineralogía con cinta.
- Descripción de estructuras sedimentarias y posible reconocimiento de paleocorrientes.
- Identificación y observaciones del contenido paleontológico.
- Selección y toma de muestras litológicas y paleontológicas.
- Construcción de columnas estratigráficas, especificando los niveles de toma de muestras.

A su vez, se usó el método de corrección de secciones oblicuas y espesores aparentes propuesto por Compton (2016) y Vera-Torres (1994), para secciones tomadas a partir de espesores aparentes y echados de estrato.

3) Metodología en laboratorio

Las actividades desarrolladas en la etapa de laboratorio son las siguientes:

3.1. Descripción macroscópica de muestras y reconocimiento de facies

Se describieron cada una de las muestras colectadas en campo para todas las secciones estratigráficas levantadas, tomando en cuenta características como color, estructuras internas primarias, efervescencia al HCl, contenido paleontológico y características texturales; posteriormente se seleccionaron muestras para la realización de láminas delgadas. A partir de esta caracterización, se realizó un análisis litológico, usando parámetros propuestos por Scholle *et al.*, (1983), Walker y James (1992), Tucker (2003), Wright y Burchette (2006) y Miall (2016).

3.2. Preparación de láminas delgadas

Se elaboraron 79 láminas delgadas de las muestras más representativas que fueron tomadas durante el levantamiento estratigráfico, bajo los criterios de Flügel (2009). La preparación de dichas láminas delgadas se llevó a cabo en el laboratorio de láminas delgadas del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, para su posterior análisis.

3.3. Petrografía

La caracterización petrográfica se llevó a cabo bajo los criterios texturales de Dunham (1962) para componentes menores a 2 mm y Embry & Klovan (1971) para componentes mayores a 2 mm, describiendo la presencia de matriz o cemento esparítico y su relación con la abundancia de aloquímicos y/o elementos unidos durante el depósito. Por otra parte, se definieron facies sedimentarias a partir de la integración del análisis litológico y características texturales de las muestras seleccionadas, bajo los criterios de Vera-Torres (1994), Walker y James (1992), Boggs (1995), James y Darlympe (2010) y James y Bone (2011).

3.4. Análisis de microfacies

El análisis de microfacies fue realizado a partir de los resultados obtenidos en la caracterización petrográfica, como la textura de depósito o la presencia de ciertos aloquímicos, que, en conjunto, permitieron la asignación de Zonas de Facies, propuestas por Flügel (2009) para la determinación de ambientes de depósito y su posterior interpretación.

3.5. Difracción de Rayos X (DRX)

Se escogieron seis muestras representativas de material deleznable, tomadas en diversas canteras estudiadas. Dichas muestras fueron trituradas por separado en un mortero de ágata hasta obtener un polvo fino. Este análisis fue realizado en el laboratorio de Ingeniería del Producto de la Cooperativa La Cruz Azul y en el Laboratorio de Rayos X del Instituto de Metalurgia de la UASLP.

Los resultados fueron representados en difractogramas usando fichas JCPDS (*Joint Committee of Powder Diffraction Standards*).

3.6. ICP-MS

Se escogieron dos muestras representativas de material deleznable, tomadas en una de las canteras estudiadas, las cuales fueron trituradas y tamizadas con rejilla N°. 600, para ser posteriormente ser dispuestas en recipientes contenedores. El análisis fue realizado en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología de la UASLP, donde fueron reconocidos elementos traza presentes en las muestras seleccionadas.

4) Etapa de gabinete

4.1. Digitalización de mapas

Una vez definida el área de estudio, se procedió a digitalizar los mapas geológicos disponibles para la misma, información obtenida del Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2002, 2009) y del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (2001), con el software libre QGIS, específicamente las áreas más cercanas al área de estudio, así como sus rasgos geológicos y estructurales de importancia.

4.2 Edición de mapas y figuras

La realización de mapas geológicos en las canteras seleccionadas fue llevada a cabo con el software AutoCAD, mientras que, para la edición de figuras, se emplearon los softwares Adobe Photoshop y Corel Draw.

4.3. Interpretación de resultados

Ya que se cuenta con todos los datos generados por las etapas anteriores, se procedió a la inclusión e interpretación de los mismos, finalizando con la discusión y conclusión del trabajo de investigación con el presente escrito. La interpretación de ambientes sedimentarios en la zona de estudio se realizó a partir de la conjunción entre las facies y microfacies, para determinar facies sedimentarias, en criterios propuestos por Della-Porta *et al.*, (2002), James y Jones (2016) y Warnecke y Aigner (2019), mientras que los ambientes sedimentarios fueron interpretados a partir de la clasificación propuesta por Wright y Burchette (1996).

2. Marco Teórico y desarrollo paleogeográfico del centro de México durante el Cretácico

2.1. Desarrollo paleogeográfico del centro de México durante el Cretácico.

2.1.1. Cretácico Temprano

El Cretácico Temprano estuvo caracterizado por estabilidad tectónica y baja subsidencia en la cuenca del Golfo de México (Wilson y Ward, 1993). A lo largo de la cuenca, se desarrollaron altos estructurales que evolucionaron como plataformas calcáreas y se convirtieron en sitios de amplio depósito de evaporitas y carbonatos (Salvador, 1991), como lo son las plataformas Valles-San Luis Potosí (PVSLP), Tuxpan y Córdoba, así como El Doctor, Actopan y Morelos en menor escala (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016). Hacia la cuenca del Golfo de México y en la separación entre plataformas se depositó caliza micrítica o argilácea (Padilla y Sánchez, 2007).

Berriasiano-Valanginiano

Durante este tiempo, la mayor parte de la cuenca del Golfo de México estuvo cubierta por aguas marinas, inundando los sistemas costeros donde se desarrollarían las plataformas Valles-San Luis Potosí, Tuxpan y Córdoba (McFarlan y Menes, 1991).

La mayor parte del área de basamento Triásico-Jurásico en que se desarrollaría la PVSLP, llamada Isla Potosina (López-Doncel, 2017) se encontraba expuesta y sin sedimentación, mientras que el área noreste del basamento estaba cubierta por llanuras fluviales y sistemas costeros asociados a depósitos arkósicos, conglomerados y caliza de grano fino de la formación Alamos (Basáñez-Loyola *et al.*, 1993), así como arenas calcáreas biogénicas e incipientes parches arrecifales (Moya-Cuevas, 1974).

La Plataforma Tuxpan fue inundada en la mayor parte de su área (Marhx-Rojano, 2017) y en sus márgenes se depositaron arenas calcáreas esqueléticas y caliza con presencia de bentonita (Viniestra y Castillo-Tejero, 1970); mientras que sobre el basamento cristalino de la Plataforma Córdoba se depositó caliza micrítica, grauwaca y limolita con presencia de tobas dacíticas y bentonitas de la Formación Xonamanca en un ambiente de plataforma interna (Ortuño-Arzate *et al.*, 2003), lo que indica actividad volcánica a lo largo de la actual costa del Pacífico (McFarlan y Menes, 1991; Meneses-Rocha *et al.*, 2016) (Fig. 2.1.).

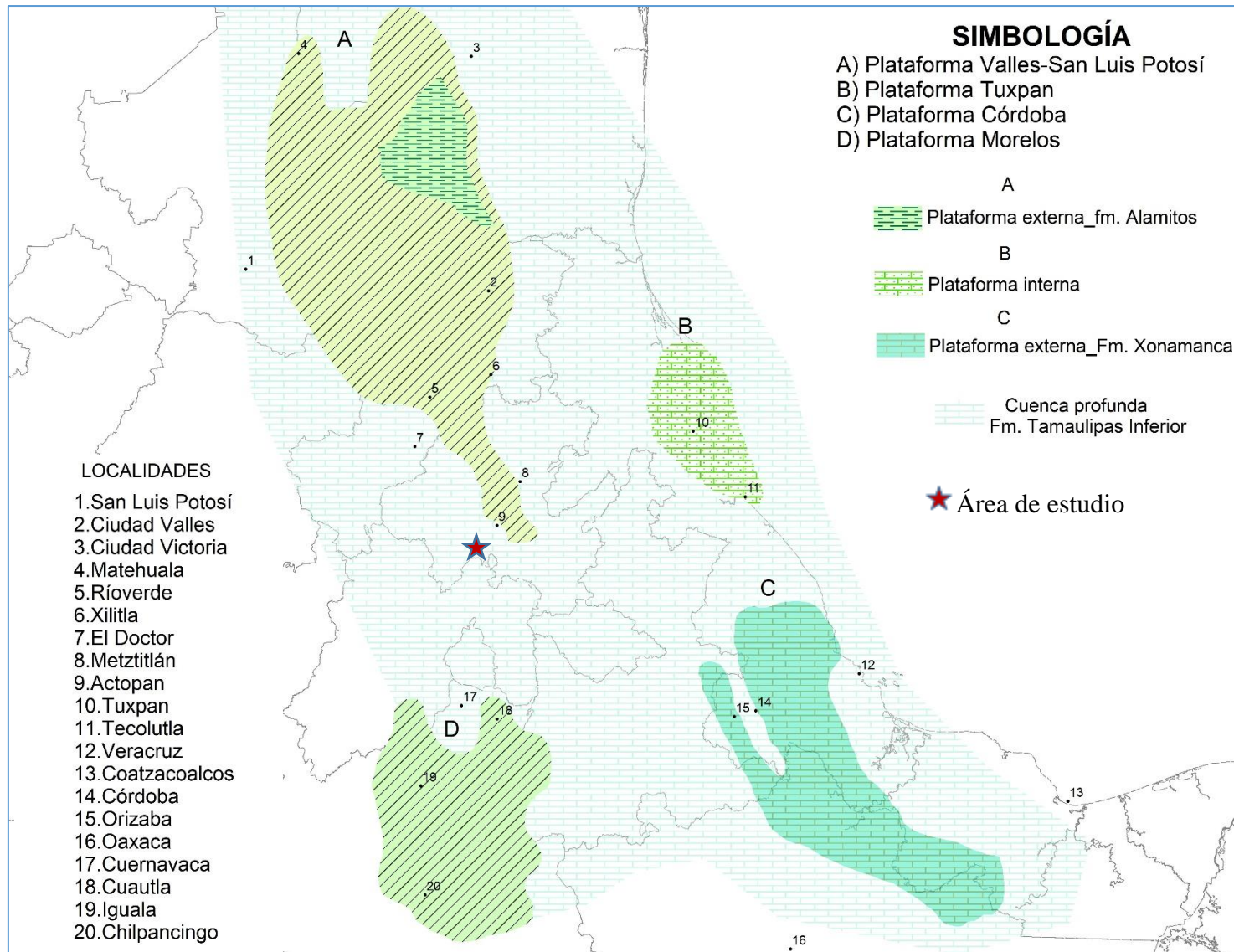


Fig. 2.1. Paleogeografía del centro de México durante el Berriasiano-Valanginiano. Modificado de Meneses-Rocha *et al.* (2016).

Hauteriviano-Barremiano-Aptiano

El Hauteriviano-Barremiano está caracterizado por una transgresión marina, además, continúa la subsidencia y el aumento gradual del nivel eustático, lo que propició el desarrollo de sistemas arrecifales (McFarlan y Menes, 1991; Basáñez-Loyola *et al.*, 1993).

En la PVSLP se establecieron bancos calcáreos en zonas someras marinas, por lo que los sedimentos de la formación Alamitos son cubiertos por evaporitas, carbonatos y dolomías de la Formación Guaxcamá, depositadas en un ambiente lagunar bordeado por bancos arrecifales (Carrillo-Bravo, 1971; McFarlan y Menes, 1991; Basáñez-Loyola *et al.*, 1993). En las plataformas Tuxpan y Córdoba se depositaron delgados paquetes de caliza y evaporitas rodeados de arrecifes marginales (McFarlan y Menes, 1991) (Fig.2.2.).

Hacia el Aptiano Temprano, las condiciones marinas se mantuvieron estables, por lo que en las plataformas antes mencionadas se desarrollaron barreras arrecifales compuestas de rudistas, corales y algas calcáreas, precedidas por lagunas en condiciones marinas normales (Basáñez-Loyola *et al.*, 1993). Hacia el Aptiano Tardío, un incremento en el flujo de sedimentos clásticos, principalmente lutitas carbonosas de la Formación La Peña, detuvo abruptamente la acumulación de carbonatos y el desarrollo arrecifal en la porción oriental de la PVSLP, mientras que en su margen occidental, el depósito de carbonatos y el desarrollo de un margen arrecifal progradante continuó (López-Doncel, 2007, 2017). En la Plataforma Córdoba, un proceso de subsidencia en el área noreste provocó un colapso que dividió a la plataforma, la sección colapsada se denomina Depresión de Chichahuaxtla, donde se acumuló caliza de la Formación Tamaulipas Inferior, mientras que la sección separada de la Plataforma Córdoba es llamada Plataforma Orizaba (González-Alvarado, 1980; Meneses-Rocha *et al.*, 2016).

La Plataforma Morelos comenzaría su desarrollo hacia el este de lo que actualmente se conoce como Complejo Acatlán debido al ascenso del nivel del mar durante el Valanginiano-Aptiano (Velez-Scholvinck, 1990; Cerca *et al.*, 2010), a consecuencia de esto se depositaron, en forma diacrónica, areniscas y conglomerados de la Formación Zicapa en un ambiente de llanura costera (Martínez-Medrano *et al.*, 1992), así como evaporitas de la Formación Huitzuco en un ambiente de *sabkha*, hacia mar abierto se depositó caliza de la Formación Acahuizotla en un ambiente de plataforma externa (Cserna *et al.*, 1980; Martínez-Medrano *et al.*, 1992; Hernández-Romano *et al.*, 1997) (Fig. 2.3.).

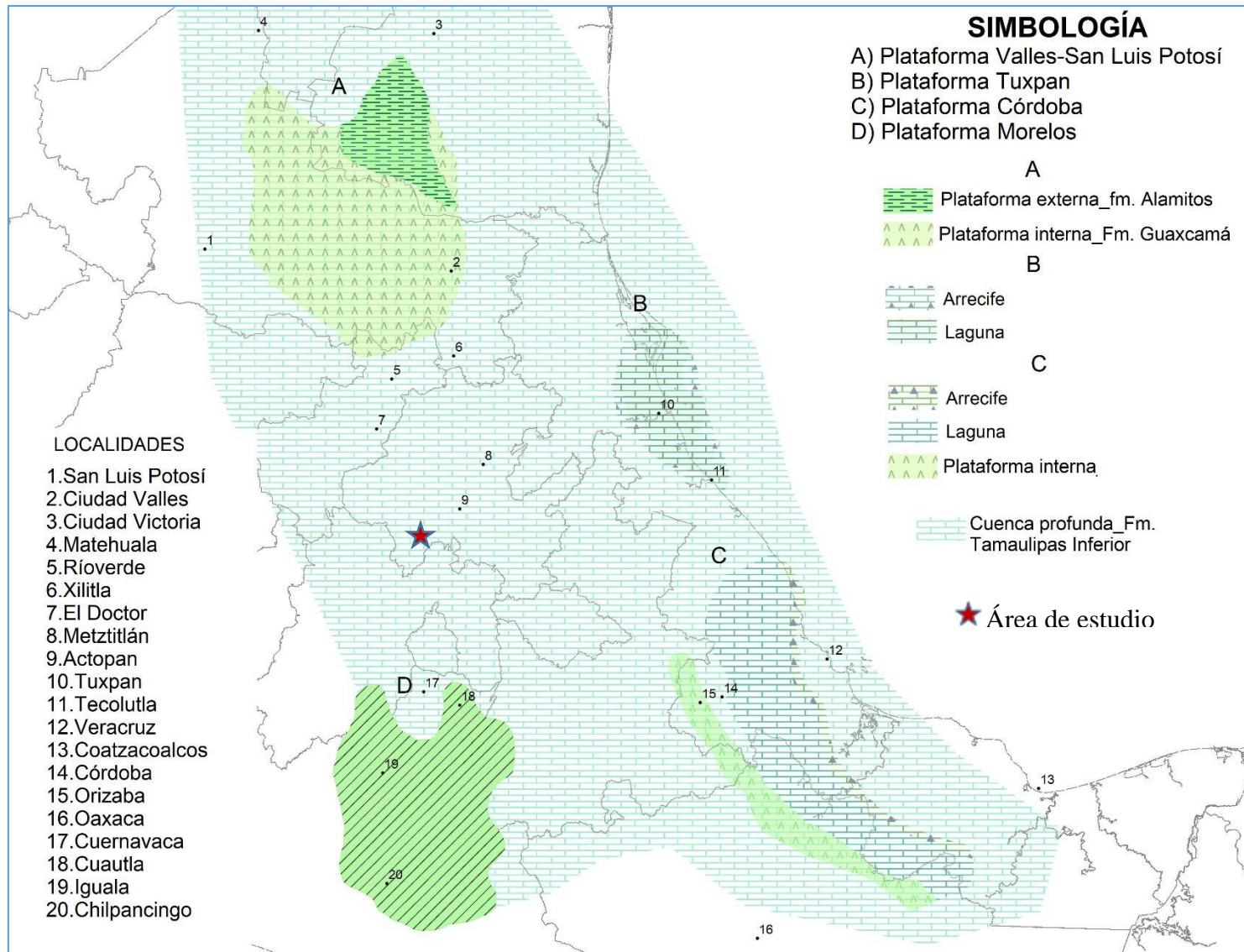


Fig. 2.2. Paleogeografía del centro de México durante el Hauteriviano-Barremiano. Modificado de Meneses-Rocha *et al.* (2016).

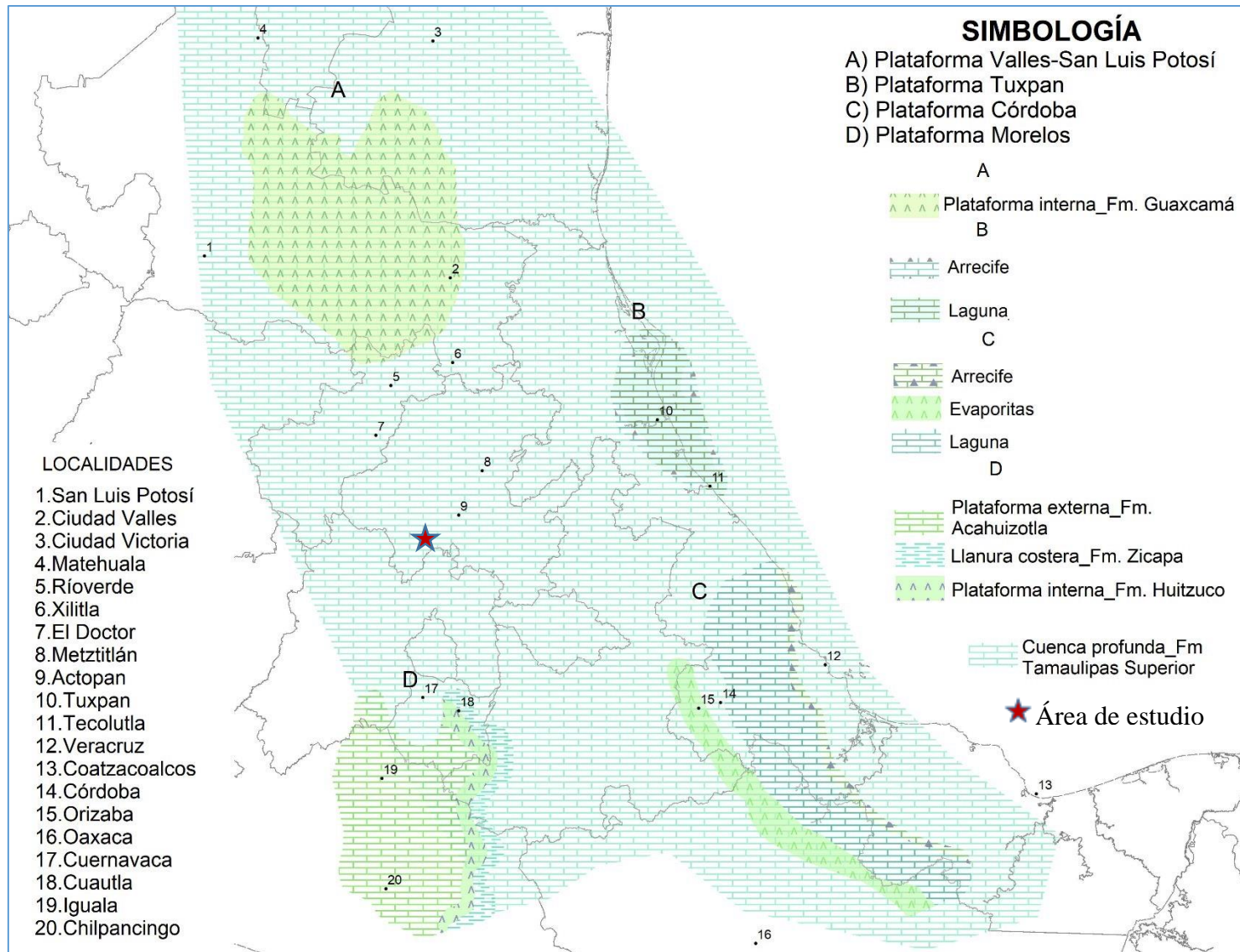


Fig. 2.3. Paleogeografía del centro de México durante el Aptiano. Modificado de Meneses-Rocha *et al*, (2016).

Albiano

Hacia el Albiano se tiene registro de un aumento del nivel del mar en todas las plataformas antes mencionadas, así como su máximo desarrollo como plataformas calcáreas, caracterizado por arrecifes y bancos de rudistas a lo largo de los márgenes, así como por el depósito masivo de caliza en ambientes someros (McFarlan y Menes, 1991).

Las condiciones sedimentarias tanto en la PVSLP como en la Plataforma Tuxpan evolucionaron de forma similar, por lo que se desarrollaron complejos arrecifales compuestos de caliza biogénica (rudistas) situados en los bordes de las plataformas, mientras que en el centro de la plataforma, se depositaron capas masivas de caliza lagunar; ambas facies corresponden a la Formación El Abra (Carrillo-Bravo, 1971; Pedrazzini, 1978; Mcfarlan y Menes, 1991; Marx-Rojano, 2017). Hacia el talud de ambas plataformas, se depositaron brechas producto de la destrucción y erosión del arrecife, que fueron transportadas hacia la cuenca, quedando embebidos e interdigitados en los lodos calcáreos de la Formación Tamaulipas Superior, a estos depósitos se les conoce como Formación Tamabra (López-Doncel, 2003).

Del mismo modo, en las plataformas Actopan y El Doctor, comenzó el desarrollo de caliza arrecifal de la Formación El Abra, separadas entre sí por la Cuenca de Zimapán, donde se depositó caliza de la Formación Tamaulipas Superior (Carrasco, 1971; Ward, 1979; Enos y Stephens, 1993; Carrillo-Martínez, 2000; Carrasco-Velázquez, 2003) y sedimentos de la Formación Tamabra en el área de Metztlán, hacia el borde este de la Plataforma Actopan (Carrasco-Velázquez, 1977).

En la Plataforma Morelos se establecieron condiciones marino-someras en zonas antes emergidas (Hernández-Romano *et al.*, 1997), lo que permitió el depósito de caliza de la Formación Morelos en un ambiente de plataforma interna (Ontiveros-Tarango, 1973; Hernández-Romano *et al.*, 1997).

Por otra parte, en la Plataforma Córdoba se estableció una plataforma calcárea sin un borde arrecifal definido (Meneses-Rocha *et al.*, 2016), por lo que se depositó caliza bioclástica, caliza dolomítica y dolomía de la Formación Orizaba, mientras que hacia el sureste de la plataforma, esta unidad cambia a facies evaporíticas (Ortuño-Arzate *et al.*, 2003). Hacia el norte y oeste de

la plataforma se acumularon sedimentos calcáreo-argiláceos de la Formación Tamaulipas Superior (Meneses-Rocha *et al.*, 2016).

2.1.2. Cretácico Tardío

La estabilidad tectónica que prevaleció durante el Cretácico Temprano en la cuenca del Golfo de México terminó hacia el Cretácico Tardío, lo que representó un cambio en los procesos sedimentarios, producido por cambios eustáticos, actividad volcánica y los primeros pulsos de la Orogenia Laramide (Salvador, 1991; Sohl *et al.*, 1991), modificando el desarrollo de las plataformas calcáreas.

Cenomaniano

Las condiciones de depósito en las plataformas calcáreas se mantuvieron estables y similares a las presentes en el Albiano durante la mayor parte del Cenomaniano (Sohl *et al.*, 1991) por lo que continuó la acumulación de las formaciones El Abra y Orizaba en las plataformas Valles-San Luis Potosí y Córdoba respectivamente (McFarlan y Menes, 1991). No obstante, una transgresión a finales del Cenomaniano provocó el ahogamiento de la PVSLP y posterior basculamiento en la parte oriental de la misma (Basáñez-Loyola *et al.*, 1992).

Por otra parte, la fase final de crecimiento en la Plataforma Tuxpan comenzó hacia la parte tardía del Cenomaniano, y estuvo marcada por el desarrollo de arrecifes en sus márgenes, precedida por una regresión marina que dejó al descubierto la mayor parte de la plataforma (Pedrazzini, 1978). De modo similar, las plataformas Actopan y El Doctor entraron en su fase final de crecimiento, las cuales experimentaron exposición subaérea y posterior karstificación durante este tiempo (Carrasco, 1971; Ward, 1979; Carrillo-Martínez, 2000; Carrasco-Velázquez, 2003).

En la Plataforma Morelos continuó el depósito de la Formación Morelos durante la mayor parte del Cenomaniano, en condiciones intermareales, supramareales y submareales en un ambiente de plataforma semirrestringida (Aguilera-Franco *et al.*, 2004). En el Cenomaniano Tardío, la plataforma experimentó un proceso de ahogamiento, lo que modificó las condiciones sedimentarias marino-someras hacia un ambiente de plataforma externa, por lo que la caliza bioclástica de la Formación Cuautla comenzó su depósito hacia el sector norte-central de la

plataforma (Hernández-Romano *et al.*, 1997a, 1998b; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004) (Fig. 2.4.).

Turoniano

A principios del Turoniano, la transgresión registrada a finales del Cenomaniano continuó durante este tiempo, por lo que la plataforma Valles-San Luis Potosí en su porción oriental, y las plataformas de Córdoba y Morelos registraron cambios sedimentarios hacia condiciones pelágicas, mientras que la subsidencia se mantuvo estable (Sohl *et al.*, 1991),

Debido a esto, facies pelágicas de la Formación Agua Nueva cubrieron la mayor parte de la sección este de la PVSLP (Basáñez-Loyola *et al.*, 1992), a excepción de, la sección oeste de la misma, la cual no experimentó dicho proceso, por lo que continuó el depósito de carbonatos arrecifales y de laguna de la Formación El Abra, así como de la Formación Tamasopo (López-Doncel, 2003) hasta el Maastrichtiano. Por otra parte, en la Plataforma Tuxpan el término de la sedimentación fue causado por la disminución de subsidencia, aunado al aporte clástico y procesos de turbidez provocado por los primeros pulsos de la Orogenia Laramide, por lo que sólo en partes aisladas de la plataforma se depositó caliza, (Pedrazzini, 1978, 1979).

La Plataforma Córdoba entró en una fase de máxima inundación, por lo que se depositó caliza pelágica de la formación Guzmantla Pelágica en un ambiente de plataforma externa (Rodríguez-Hernández *et al.*, 2003) mientras que hacia el oeste de la plataforma se depositó caliza argilácea de la Formación Maltrata en un ambiente transicional hacia cuenca profunda (Ortuño-Arzate *et al.*, 2003).

De igual forma, las condiciones sedimentarias de la Plataforma Morelos cambiaron drásticamente hacia condiciones pelágicas, por lo que hacia la zona norte-central se depositó caliza bioclástica y nodular arcillosa de la Formación Cuautla en un ambiente de rampa calcárea interna a externa (Hernández-Romano *et al.*, 1999; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004; Aguilera-Franco y Allison, 2005); mientras que en el resto de la plataforma, y aunado al incremento de terrígenos provenientes del Terreno Guerrero (Cerca *et al.*, 2010), se depositó caliza arcillosa que cambia hacia areniscas, lutitas y limolitas de la Formación Mexcala, la cual ha sido interpretada en un ambiente de cuenca que presenta una transición hacia

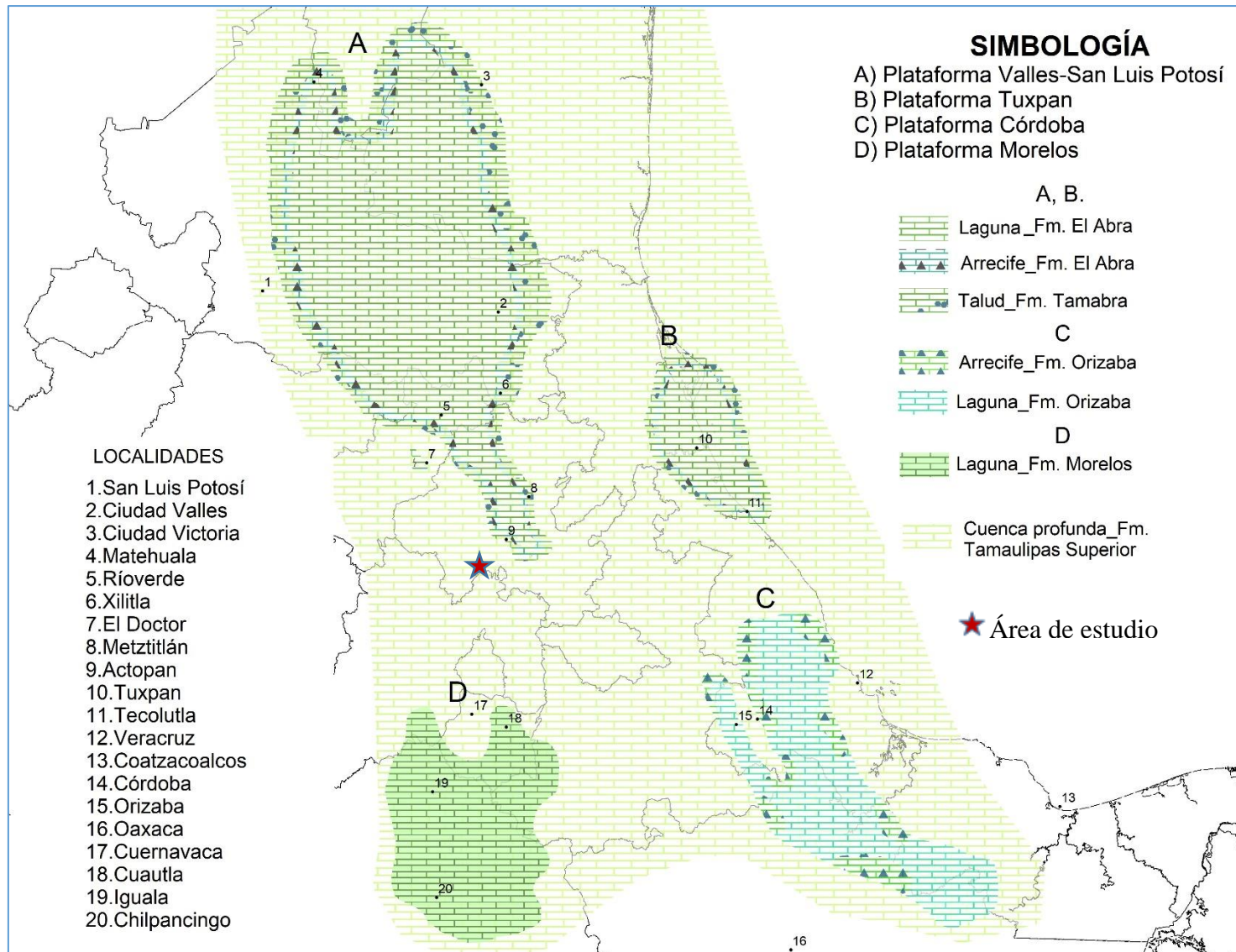


Fig. 2.4. Paleogeografía del centro de México durante el Albiano-Cenomaniano. Modificado de Meneses-Rocha *et al.* (2016).

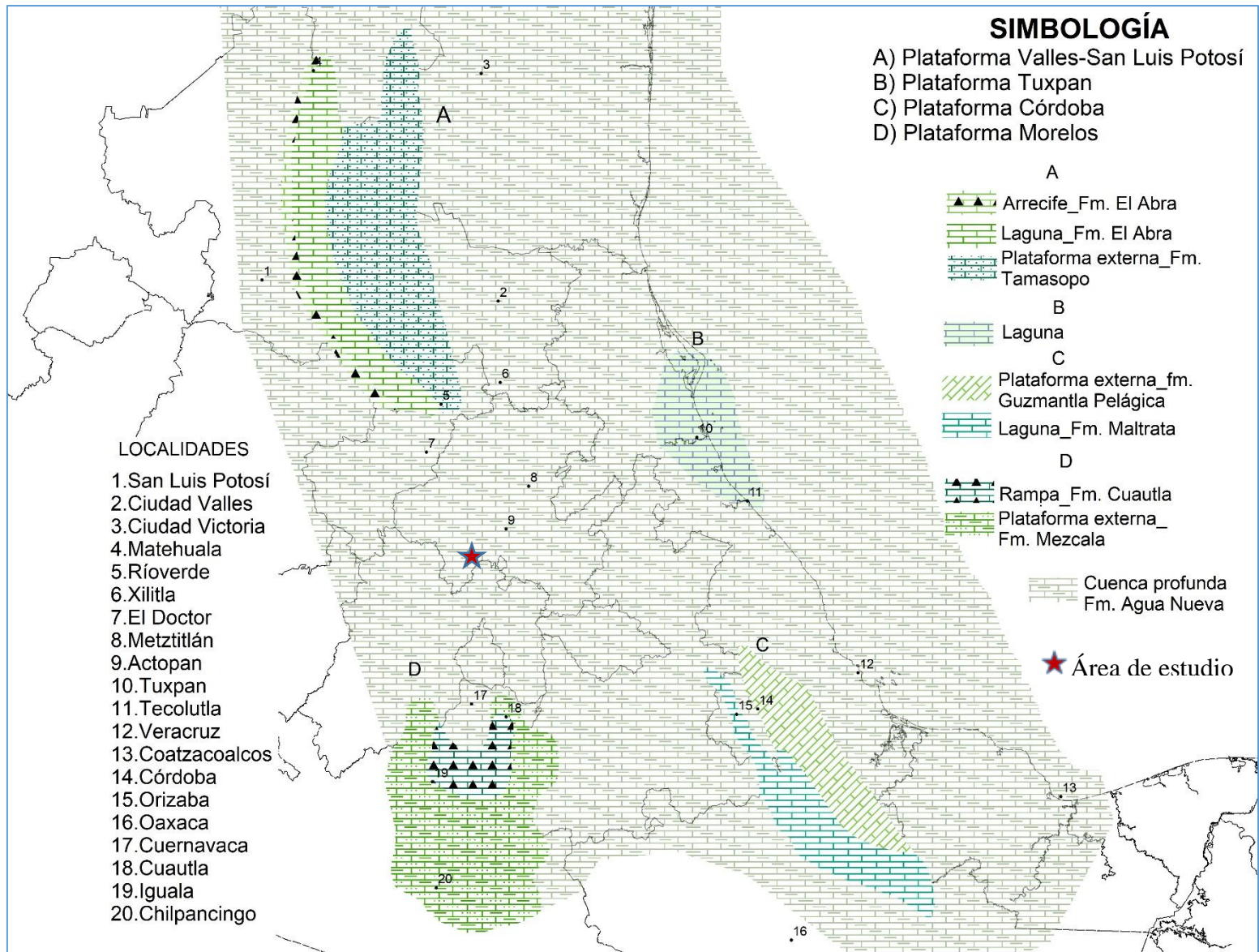


Fig. 2.5. Paleogeografía del centro de México durante el Turoniano. Modificado de Meneses-Rocha *et al.* (2016).

condiciones de plataforma externa y llanura deltaica, las cuales se mantendrían hasta el Maastrichtiano (Aguilera-Franco *et al.*, 2001; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004; Aguilera-Franco y Allison, 2005; Aguilera-Franco y Scott, 2005) (Fig. 2.5.).

Coniaciano-Santoniano

Hacia el Coniaciano-Santoniano, la línea de costa migró hacia la cuenca, por lo que se contrajeron las áreas inundadas, lo que generó un incipiente patrón general de sedimentación clástica proveniente del oeste de la Cuenca del Golfo de México (Sohl *et al.*, 1991).

En la zona central de la PVSLP, dicha regresión marina reactivó el depósito de carbonatos y el desarrollo de bancos arrecifales de la Formación Tamasopo, sin embargo, este depósito evolucionó en un área muy restringida (Basáñez-Loyola *et al.*, 1992), mientras que en el área oeste de la plataforma, continuó el depósito de la Formación El Abra (López-Doncel, 2003). En las cuencas del centro de México, el incremento de terrígenos es correspondiente al depósito de la Formación San Felipe (Sohl *et al.*, 1991, Velasco-Tapia *et al.*, 2016; Juárez-Arriaga *et al.*, 2019).

La caída de nivel marino en la Plataforma Córdoba permitió el restablecimiento de la plataforma calcárea, por lo que se depositó caliza arrecifal de la Formación Guzmantla (Meneses-Rocha *et al.*, 2016) en un ambiente de plataforma interna con lagunas aisladas (Ortuño-Arzate *et al.*, 2003). A finales del Santoniano y debido al incremento de terrígenos hacia esta área emergida, se depositaron intercalaciones de lutitas con areniscas de la Formación Tecamalucan (Meneses-Rocha *et al.*, 2016), mientras que en el margen este, se depositó una intercalación entre brechas de talud provenientes de la Formación Guzmantla y turbiditas, asignadas a la Formación San Felipe (Rodríguez-Hernández *et al.*, 2003).

Campaniano

La tendencia de sedimentación carbonatada cambió hacia sedimentación terrígena, caracterizada principalmente de lutitas y margas, mientras que en las plataformas comenzó el depósito de clásticos, como limolitas, areniscas y caliza bioclástica de aguas someras de la Formación Tamasopo y la parta basal de la Formación Cárdenas (Carrillo-Bravo, 1971; Sohl *et al.*, 1991; López-Doncel, 2003).

En la Plataforma Córdoba se registró un periodo de exposición subaérea de la plataforma calcárea, evidenciado por un hiato deposicional y karstificación en estratos de la Formación Guzmantla (Meneses-Rocha *et al.*, 2016), mientras que a finales del Campaniano, comenzó el depósito de caliza bioclástica de la Formación Atoyac, en un ambiente de alta energía (Ortuño-Arzate *et al.*, 2003).

Maastrichtiano

El depósito prevaleciente de terrígenos que comenzó en el Campaniano continuó durante el Maastrichtiano, así como el retiro del nivel de mar hacia la cuenca (Sohl *et al.*, 1991), mientras que en las cuencas centrales de México se acumularon depósitos clásticos de grano fino correspondientes a la Formación Méndez (Padilla y Sánchez, 2007).

En la PVSLP dominó la sedimentación clástica, con intervalos de tiempo donde se desarrollaron parches arrecifales, caliza de agua somera intercalados con terrígenos de la Formación Cárdenas.

En la Plataforma Córdoba una transgresión marina favoreció el desarrollo de una nueva plataforma calcárea sobre un área de menor tamaño, donde se depositó caliza de aguas someras de la Formación Atoyac (Meneses-Rocha *et al.*, 2016), mientras que hacia la cuenca se depositó caliza argilácea, lutitas y brechas calcáreas de la Formación Méndez (Padilla y Sánchez, 2007) (Fig.2.6.).

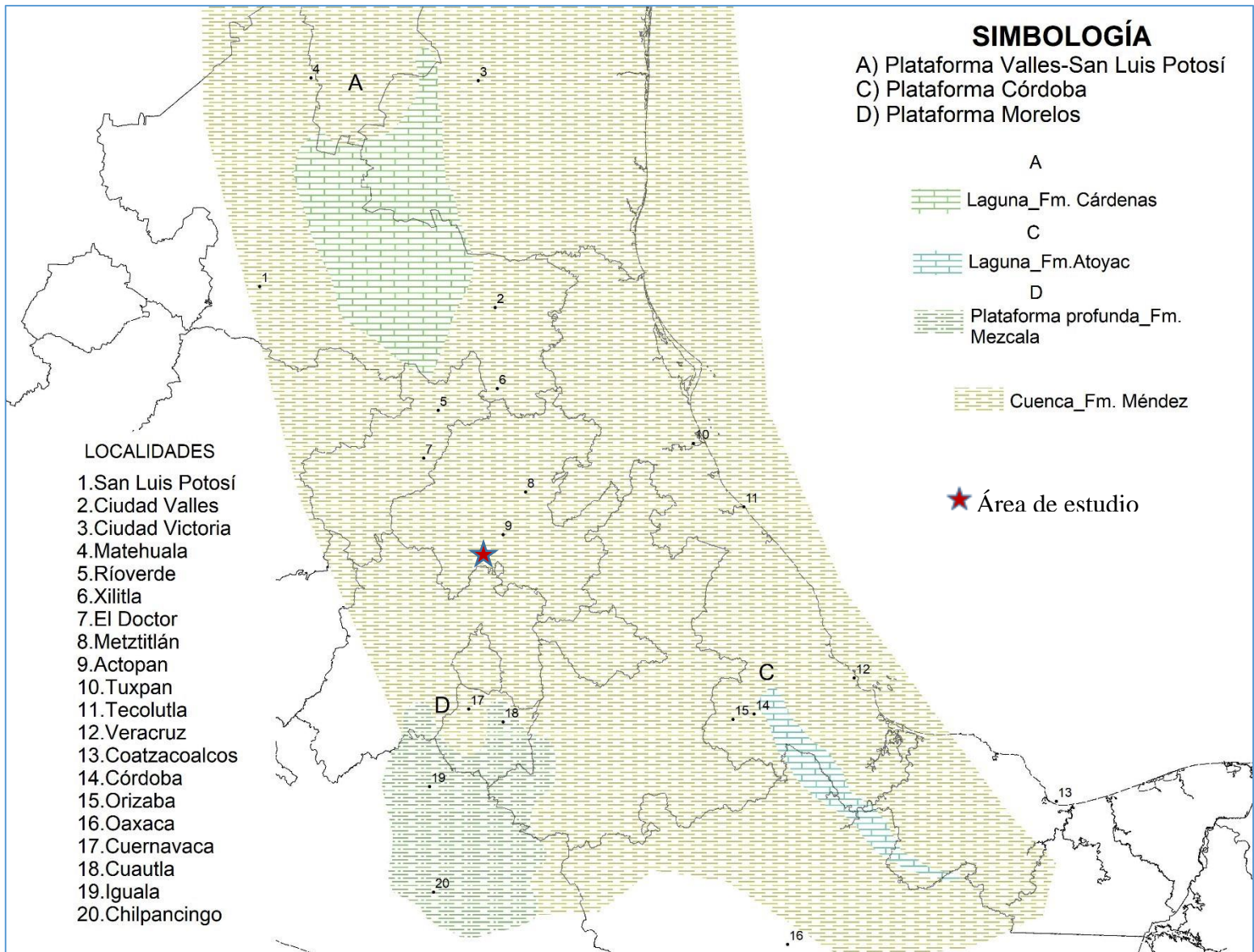


Fig. 2.6. Paleogeografía del centro de México durante el Maastrichtiano. Modificado de Meneses-Rocha *et al.* (2016).

2.2. Marco Tectónico del centro de México durante el Cretácico.

El basamento del centro-este de México se encuentra conformado por una microplaca del Mesoproterozoico llamada Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995), la cual consiste principalmente de facies de granulita, orto- y paragneisses de tipo AMCG (anortosita-mangerita-charnockita-granito) de origen poliorogénico, así como pegmatitas expuestas de forma discontinua a lo largo del margen este de México (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018) (Fig. 2.7.); como parte de dicha microplaca, se reconocen principalmente a los gneises Novillo y Huiznopala, en el suroeste de Tamaulipas y noreste de Hidalgo respectivamente (Dickinson y Lawton, 2001), en las cuales se reconocen las facies de ortogneiss de tipo AMCG (Lawlor *et al.*, 1999), las cuales registran eventos de sepultamiento tectónico y milonitización (Dickinson y Lawton, 2001).



Fig. 2.7. Distribución del basamento cristalino de México. Modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.* (2018).

Así mismo, y en conjunto con Oaxaquia, al basamento del centro-este de México lo conforman rocas metasedimentarias y metamórficas del Paleozoico de origen orogénico, como el Cinturón

Orogénico Huasteco (de Cserna, 1960; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018), identificado como el segmento sur del Cinturón Orogénico Ouachita, limitando hacia el este con Oaxaquia (Fig. 2.8.) (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018) y hacia el oeste con el cinturón batolítico calco-alcalino del Permo-Triásico (Torres-Vargas *et al.*, 1999). El Cinturón Orogénico Huasteco está compuesto principalmente por filitas, metapsamitas y “greenstones” del Paleozoico tardío (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018); uno de los afloramientos más importantes de este cinturón orogénico es el Esquisto Granjeno, compuesto de rocas volcanoclásticas, filitas, metabasitas y pedernal (Sedlock *et al.*, 1993), las cuales registran metamorfismo en facies de esquistos verdes (Torres-Sánchez *et al.*, 2015); así mismo, se tiene registro de esquistos de biotita pertenecientes a dicho orógeno en el Distrito Poza Rica, comúnmente relacionados con intrusivos del Permo-Triásico (Jacobo-Albarrán, 1986; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018).

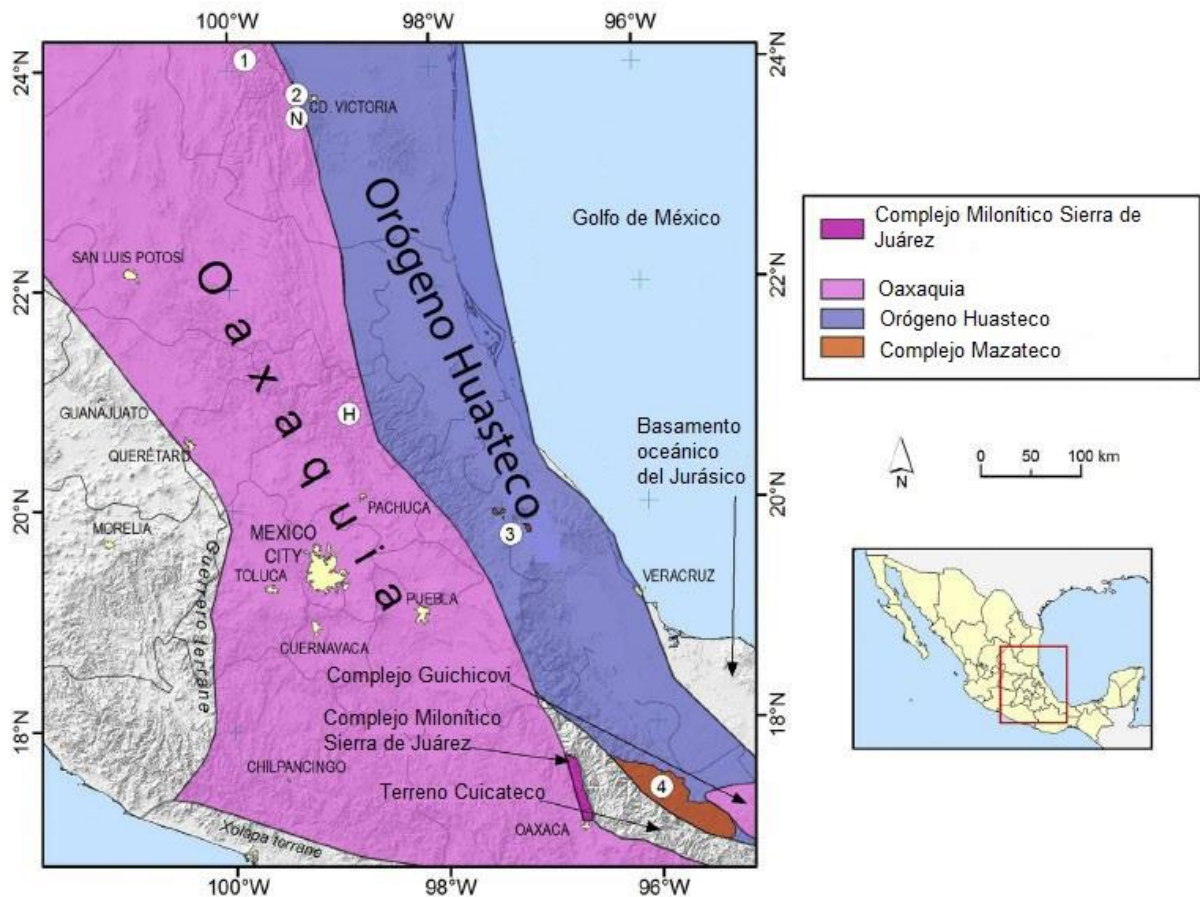


Fig. 2.8. Distribución de Oaxaquia y el Orógeno Huasteco en el centro de México. Modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.* (2018).

Por otra parte, rocas metamórficas de origen poliorogénico del Complejo Acatlán conforman también parte del basamento del centro-sur de México; está constituido por diferentes unidades litológicas, como lo son granitoides, metagranitos, esquistos azules, eclogitas, rocas ofiolíticas y metasedimentos, formadas entre el Ordovícico y el Pérmico (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018). Este complejo metamórfico fue acrecionado a Oaxaquia a fines del Pérmico a través de la Falla Caltepec o Sutura Oaxaca-Acatlán (Dickinson y Lawton, 2001; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2018), como parte del ensamblaje de Pangea (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016).

El basamento cristalino Mesoproterozoico y Paleozoico se encuentra cubierto por rocas sedimentarias del Jurásico inferior a medio, como resultado de un proceso de *rifting* y fragmentación de Pangea, evidenciado por un adelgazamiento cortical, expresado como un complejo estructural de altos y bajos de basamento (Padilla y Sánchez, 2007). Son reconocidas cuatro lineamientos tectónicos a escala regional, como lo son la falla Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas, el cinturón milonítico de la Sierra de Juárez, la zona de cizalla Río Salado y el sistema de fallas Texcalapa-El Sabino (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016). La configuración de altos y bajos de basamento, *horsts* y *grabens* respectivamente (Fig. 2.9.), dieron origen a elementos paleogeográficos como son las plataformas Coahuila (Goldhammer, 1999), Valles-San Luis Potosí, El Doctor (Carrillo-Bravo, 1971), Actopan (Carrasco, 1970) y Tuxpan (Salvador, 1991) y la Cuenca del Golfo de México (Salvador, 1991), subdividida entre las cuencas de Sabinas, Tampico-Misantla, (Goldhammer, 1999), Mesozoica del Centro de México (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016), Zimapán (Carrasco-Velázquez *et al.*, 2004; Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

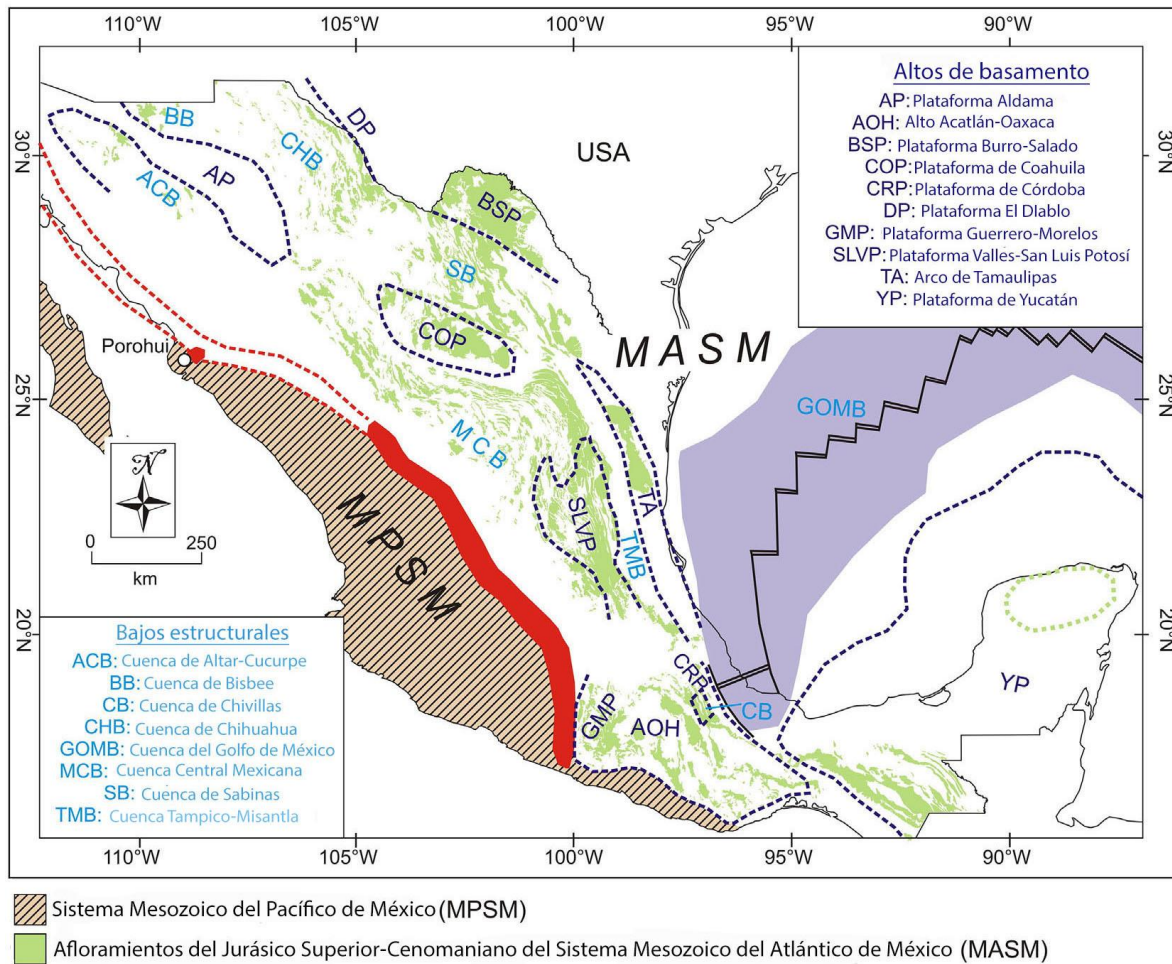


Fig. 2.9. Distribución de los altos y bajos de basamento en México. Modificado de Martini y Ortega-Gutiérrez (2016).

Hacia el Jurásico tardío y principios del Cretácico, se desarrollaron tres lineamientos que generaron desplazamiento lateral, reconocidos como Megacizalla Mojave-Sonora y las fallas La Babia y San Marcos (Fig. 2.10.) (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016); se registra a su vez, la migración y rotación del bloque de Yucatán (Salvador, 1991), mientras que en el proto-golfo de México se estableció un régimen pasivo como resultado de la apertura de Pangea; una vez que la migración del bloque de Yucatán culminó y la apertura del proto-golfo de México fue completada, éste último se transformó en un margen pasivo, caracterizado por una desaceleración de la subsidencia tectónica y el enfriamiento de la corteza, lo que favoreció el desarrollo de plataformas calcáreas (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016).

Hacia el Turoniano comenzó a desarrollarse un episodio de subducción en el oeste de la placa Norteamericana, el cual duró hasta el Paleógeno (Eoceno) (Dickinson y Lawton, 2001), estableciendo un régimen compresivo que formó un cinturón de pliegues y fallas, conocido como Cinturón de Cabalgamientos de las Montañas Rocosas en Canadá, Orogenia Laramide y Sevier en Estados Unidos (Fitz-Díaz *et al.*, 2011) y Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno (Fitz-Díaz *et al.*, 2017); éste último se subdivide en un bloque transpaís, conocido como Terreno Guerrero, formado por la acreción de rocas de arco magmático; en una cuña orogénica antepaís, conocida como Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras, formado por rocas calcáreas plegadas; y en un conjunto de depósitos clásticos del Cretácico Superior al Eoceno (Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Dicho Orógeno está ubicado en el este de México, y tiene una orientación general NNW-SSE (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2016).

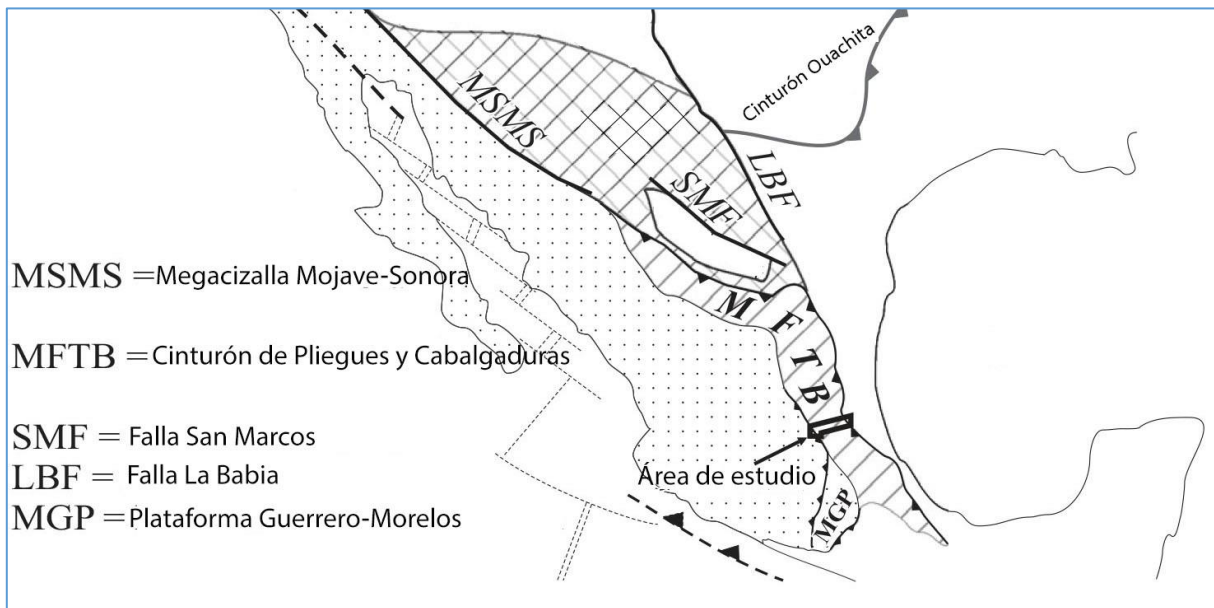


Fig. 2.10. Distribución de elementos estructurales en México desarrollados durante el Mesozoico. Modificado de Fitz-Díaz *et al.* (2011).

El área de estudio está ubicada en la porción sur del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras, la cual presenta una orientación general ENE-WSW (Fitz-Díaz *et al.*, 2012) y comprende los elementos paleogeográficos de la Plataforma El Doctor y la Cuenca de Zimapán, donde fueron depositados lutitas carbonáceas de la Formación Santiago, calcilitas de la Formación Trancas, caliza arrecifal de la Formación El Abra (Plataforma El Doctor) (Carrillo-Martínez *et al.*, 2001), caliza de cuenca profunda de las formaciones Tamaulipas Inferior y Tamaulipas Superior y

caliza alternada con lutitas de la Formación Soyatal (Cuenca de Zimapán) (Carrillo-Martínez *et al.*, 2001; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018).

Las plataformas exhiben un comportamiento mecánico de tipo competente, mientras que las rocas de cuenca muestran un comportamiento de menor competencia (Suter, 1987; Carrillo-Martínez, 2000), lo que controla el estilo de la deformación y acortamiento presente en los elementos paleogeográficos, por lo que los contactos entre plataforma y cuenca están caracterizados por cabalgamientos, en una orientación NW-SE, buzando hacia el SW (Suter, 1987; Carrillo-Martínez *et al.*, 2001; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018). Hacia el oeste de la Plataforma El Doctor, en las cercanías del poblado de Tolimán, se encuentra el cabalgamiento Higuierillas, el cual sobrepone a las Secuencias Tolimán sobre dicha plataforma (Carrillo-Martínez, 2001; Fitz-Díaz *et al.*, 2012); mientras que, hacia el este, se observa el contacto tectónico entre la Plataforma El Doctor y la Cuenca de Zimapán a través de la Cabalgadura El Doctor (Suter, 1987; Carrillo-Martínez *et al.*, 2001; Fitz-Díaz *et al.*, 2012); por otra parte, hacia el este de la Cuenca de Zimapán, las rocas de ésta cuenca se encuentran sobrepuestas a la Plataforma Valles-San Luis Potosí en dirección este (Suter, 1987; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018).

Se han reconocido al menos dos eventos de plegamiento en esta área del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras (Fig. 2.11.) (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). El primer evento (D1) se considera el proceso tectónico que dio origen a la Sierra Madre Oriental, registrado entre el Turoniano y Santoniano (90-80 Ma) al oeste del área, y entre el Campaniano y Maastrichtiano (D1') (64 Ma) en la parte este del área (Hernández-Jáuregi, 1997; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; Garduño-Martínez *et al.*, 2015), caracterizado principalmente por cabalgamientos y pliegues de escala kilométrica (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). El segundo evento de plegamiento (D2) (75 Ma), está caracterizado por un acortamiento representado por plegamientos abiertos y desplazamiento a través de cabalgamientos superpuestos sobre estructuras del evento D1 (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018), dicho evento ha sido registrado a fines del Cretácico tardío e inicios del Paleógeno (Fitz-Díaz *et al.*, 2011; Garduño-Martínez *et al.*, 2015; Fitz-Díaz *et al.*, 2017). Finalmente, esta área se encuentra interrumpida por fallas normales y oblicuas del Eoceno, lo que generó un patrón estructural de tipo *graben* y *horst* (Fitz-Díaz *et al.*, 2017).

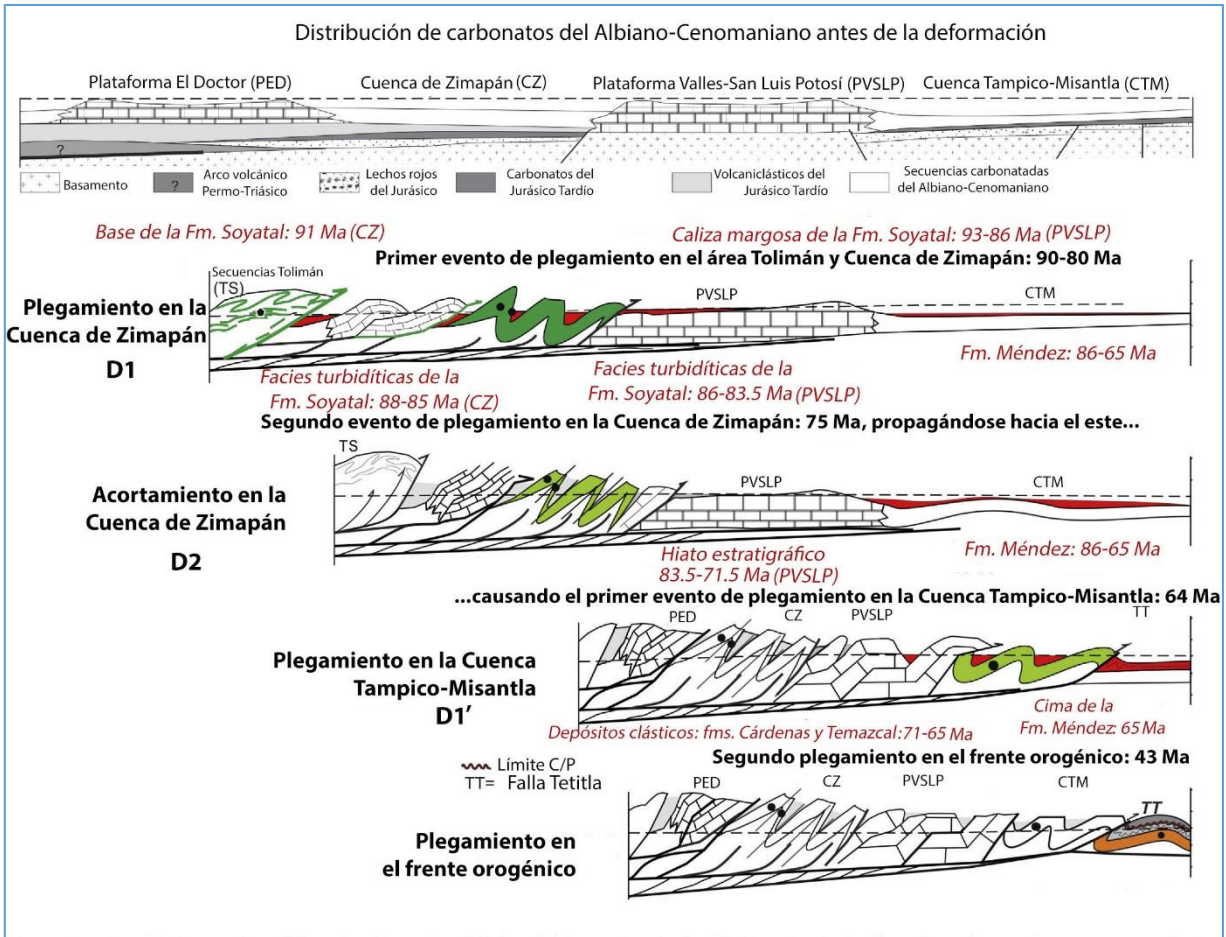


Fig. 2.11. Cronología de eventos tectónicos en el sector central del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras. Modificado de Fitz-Díaz *et al.* (2017).

La deformación en las plataformas El Doctor y Valles-San Luis Potosí es predominantemente frágil y está caracterizada por pliegues y cabalgamientos (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Hernández-Jáuregi (1997) indica que el espesor original de la Plataforma El Doctor era entre 800 y 1200 m, sin embargo, el espesor se triplica por cabalgamiento por lo menos en la mitad de su espesor, mientras que el espesor original de la Plataforma Valles-San Luis Potosí fue parcialmente duplicado y exhibe menor acortamiento que la Plataforma El Doctor (Fitz-Díaz *et al.*, 2012). Se estima un acortamiento aproximado del 55% para la Plataforma El Doctor y del 35% para la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Fitz-Díaz *et al.*, 2011).

Por otra parte, la deformación en la Cuenca de Zimapán es predominantemente dúctil y está caracterizada por pliegues apretados, regularmente desarrollados sobre carbonatos con componentes clásticos, pliegues isoclinales y de tipo *chevron*, observados en caliza con bandas

de pedernal (Suter, 1987; Fitz-Díaz *et al.*, 2011; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018); la mayor parte de los pliegues en esta cuenca son asimétricos y exhiben un rumbo NW-SE, con echados variables entre 60° SW. A su vez, la Cuenca Tampico-Misantla la deformación exhibe un comportamiento menos dúctil debido a la presencia de fallamiento, los pliegues son de tipo abierto a isoclinales, buzando regularmente hacia el este (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). Se ha estimado un acortamiento aproximado del 65% para la Cuenca de Zimapán y del 45% para la Cuenca Tampico-Misantla (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; Fitz-Díaz *et al.*, 2017; Vásquez-Serrano *et al.*, 2018).

3. Análisis de Facies calcáreas y geoquímica en el área de Tula de Allende.

3.1. Cartografía y datos estructurales

La zona de estudio comprende una superficie de 11 km², en la cual se encuentran en tres canteras que ocupan un área de 3.9 km², y son reconocidas como Tepozán, Condesa y Xirgo (Fig. 3.1.1.) y se cuenta con mapas geológicos modificados de dichas canteras, Por otra parte, el mapa geológico regional fue construido a partir de las cartas E14-A19 Zumpango (INEGI, 2001) y Mixquiahuala F14-C89 (Ramírez-Tello *et al.*, 2009), donde fueron ubicadas las posiciones de las canteras antes mencionadas, los rectángulos mostrados en el mapa geológico representan los bordes de las cartas geológicas de cada cantera. Las canteras serán descritas de norte a sur, comenzando con la cantera Tepozán (A), cantera Condesa (B) y cantera Xirgo (C).

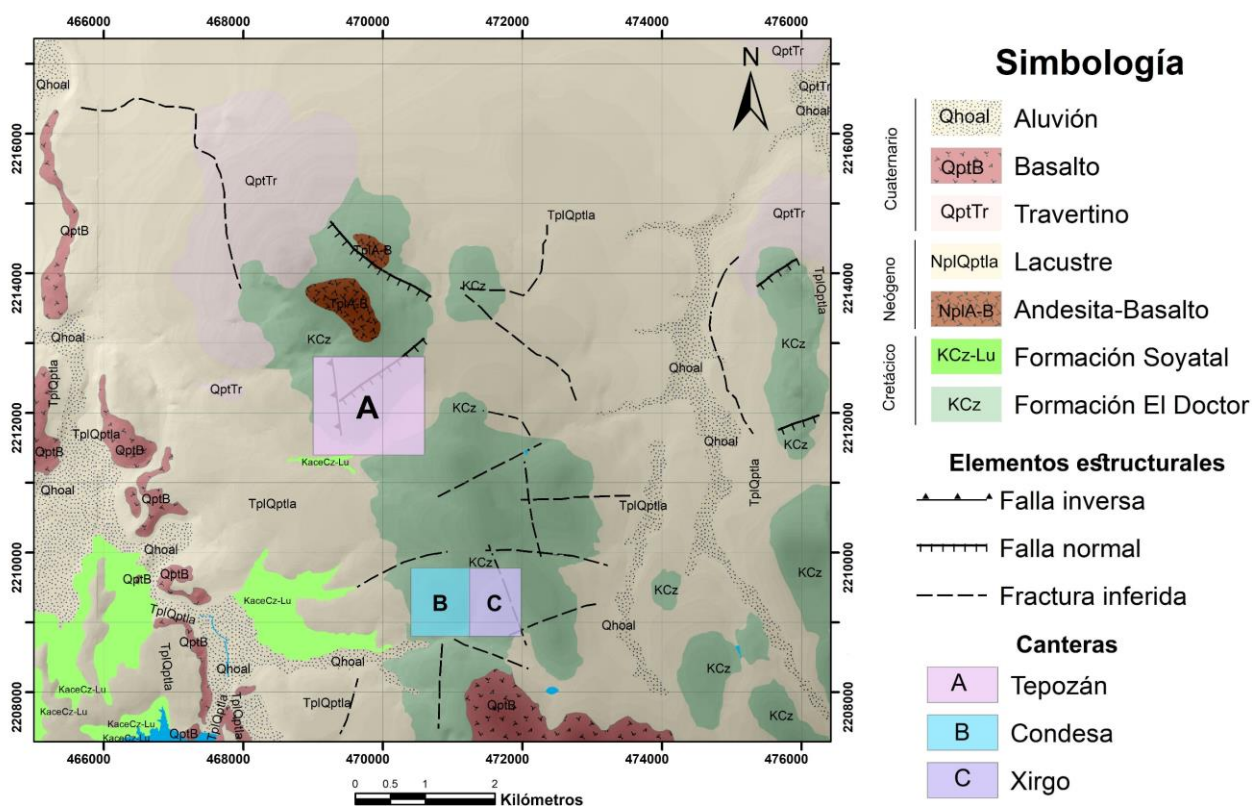


Fig.3.1.1. Mapa geológico regional con la disposición de las canteras estudiadas. Modificado de INEGI (2001) y Ramírez-Tello *et al.* (2009).

3.1.1. Descripción general de canteras estudiadas.

A. Cantera Tepozán

Esta cantera ocupa un área de 2.1 km² (Figs. 3.1.1.; 3.1.2.), la mayor parte de esta cantera está ocupada por superficies de caliche o cubiertas por aluvión, así como por areniscas, conglomerados pobremente cementados y arcillas no consolidadas de la Formación Tarango; por otra parte, hacia el área central de la cantera se encuentra un banco calcáreo donde fue levantada una sección estratigráfica nombrada Cantera Tepozán Sección 1 o CT1, bajo la técnica de Corrección para ángulos y secciones oblicuas (Compton, 2016; Vera-Torres, 1994) debido a la imposibilidad de medir estratos individuales y sus espesores reales en la caliza, por lo que se tomaron datos de echado y espesores aparentes en posición espacial (GPS) para su posterior corrección. Se reconoció a su vez, un área de caliza reemplazada por dolomía hacia el este del banco calcáreo y afloramientos de caliza y dolomía hacia el noroeste y sureste del banco calcáreo central.

La sección CT1 fue levantada hacia el flanco sur del banco calcáreo central, debido a que el flanco norte es ocupado para la explotación de caliza y a que el flanco sur expone los estratos basales de la sucesión de caliza en esta cantera, sin embargo, en algunas zonas la caliza se encuentra parcialmente reemplazada por dolomía, las cuales no fueron determinantes en la viabilidad del levantamiento estratigráfico. Se estableció la polaridad normal de la sección a partir de estructuras sedimentarias por erosión de tipo “scour marks” y por la posición de crecimiento de bouquets de bivalvos rudistas identificados a lo largo de la misma, por lo que fue tomada en orientación derecha a izquierda con respecto al norte. Los estratos de caliza en la Cantera Tepozán (Fig. 3.1.2.) tienen un rumbo de N44W, en algunos estratos puede variar entre N45W y N39W; hacia la base de la cantera, se identificó un pliegue isoclinal tumbado con una vergencia N22E.

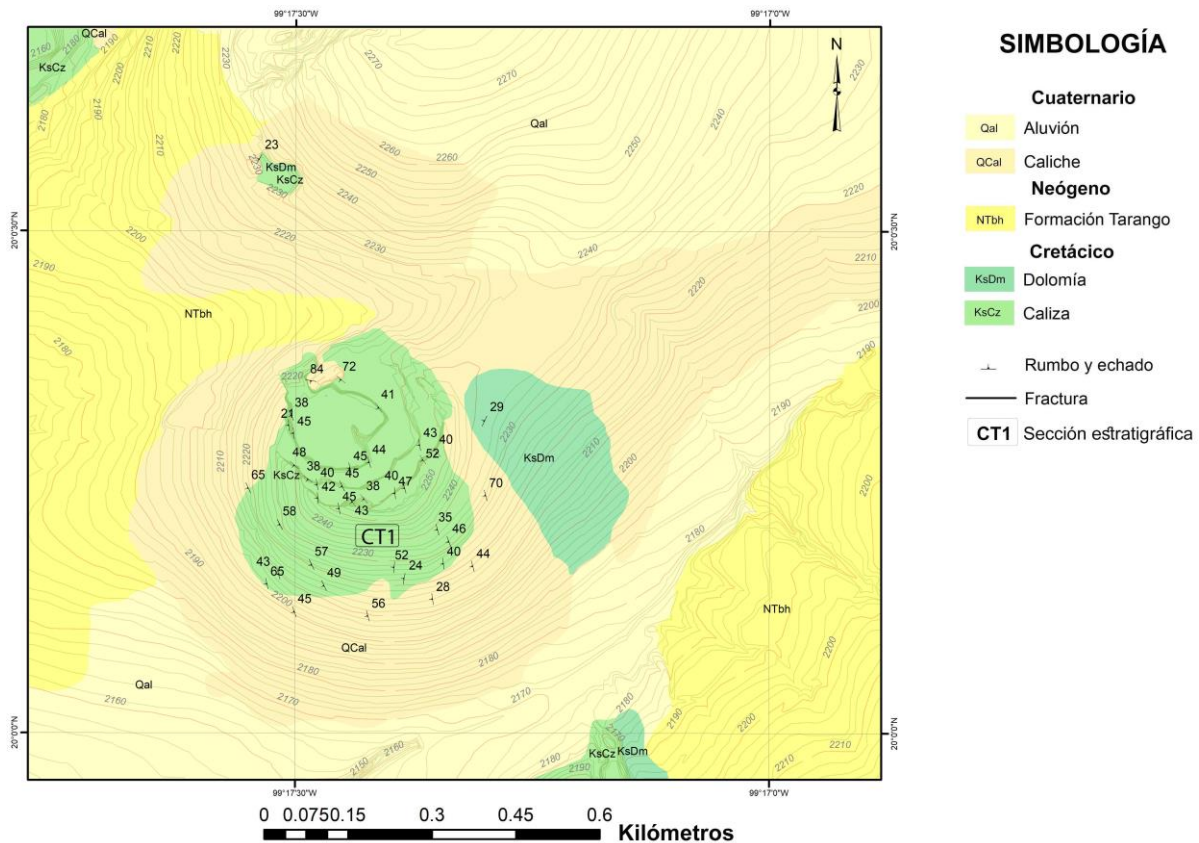


Fig.3.1.2. Mapa geol3gico de la Cantera Tepoz3n

B. Cantera Condesa

Esta cantera ocupa un 3rea de 0.9 km² (Figs. 3.1.1.; 3.1.3.) puede subdividirse de forma informal entre Zona Banda y Zona Condesa; en la Zona Banda se levantaron tres secciones estratigr3ficas, nombradas como Cantera Condesa Banda Secci3n 1, Cantera Condesa Banda Secci3n 2 y Cantera Condesa Banda Secci3n 3, o CB1, CB2 y CB3 respectivamente; por otra parte, en la Zona Condesa se realizaron dos secciones estratigr3ficas, nombradas Cantera Zona Condesa Secci3n 1 y Cantera Zona Condesa Secci3n 2, o CZ1 y CZ2 respectivamente. La mayor parte de esta cantera exhibe afloramientos de caliza, los cuales se han subdividido de forma informal entre Caliza A y Caliza B, en la cual la Caliza A exhibe una estratificaci3n masiva, mientras que la Caliza B presenta una estratificaci3n mediana a delgada; se reconocieron algunas superficies de caliche y conglomerado polim3ctico o 3reas cubiertas por aluvi3n, as3 como dep3sitos volc3nicos.

Las secciones estratigráficas CB1, CB2 y CB3 fueron levantadas hacia el noroeste de esta cantera en la unidad de Caliza A (Zona Banda), mientras que las secciones CZ1 y CZ2 hacia el área central de la misma. Se determinó durante el levantamiento estratigráfico una sucesión estratigráfica a partir de observaciones estructurales, la cual tiene como base a la sección CB2, sobreyacida en contacto concordante continuo por la sección CB1, el cual es finalmente sobreyacido por la sección CB3 en contacto concordante continuo; en el caso de la sección CB2, originalmente fueron levantadas dos secciones estratigráficas individuales, sin embargo, se determinó que están separados por una falla normal, por lo que se decidió tomarlos como una sola sección estratigráfica (CB2). Los estratos de caliza en la Cantera Condesa presentan un rumbo que varía entre N32E en las secciones CB1 y CB2, y S62W para la sección CB3, así mismo, se determinó en campo una falla normal entre las secciones CB1 y CB2, mientras que a la sección CB3 se le observa sobreyaciendo de forma aparente a las secciones CB1 y CB2

Por otra parte, las secciones CZ1 y CZ2 en la unidad de Caliza B (Zona Condesa), fueron separadas debido a un corte frontal para fines de explotación de la cantera, por lo que se encuentran divididos en un bloque externo (CZ2) y en un bloque interno (CZ1), sin que exista un hiato entre ambos puntos, por lo que conforman una sección continua, tomada en orientación derecha a izquierda con respecto al norte, siendo la sección CZ1 la base de la sección y la sección CZ2 el techo de la misma; las secciones CZ1 y CZ2, se encuentran sobreyacidas por la sucesión reconocida en la Zona Banda en contacto concordante. Se identificó un rumbo general de N26W, aunque en algunas zonas se observó una variación a N20W; en esta zona, junto con los estratos de las secciones CB1 y CB2, se identificó en campo como el flanco de un anticlinal ligeramente inclinado.

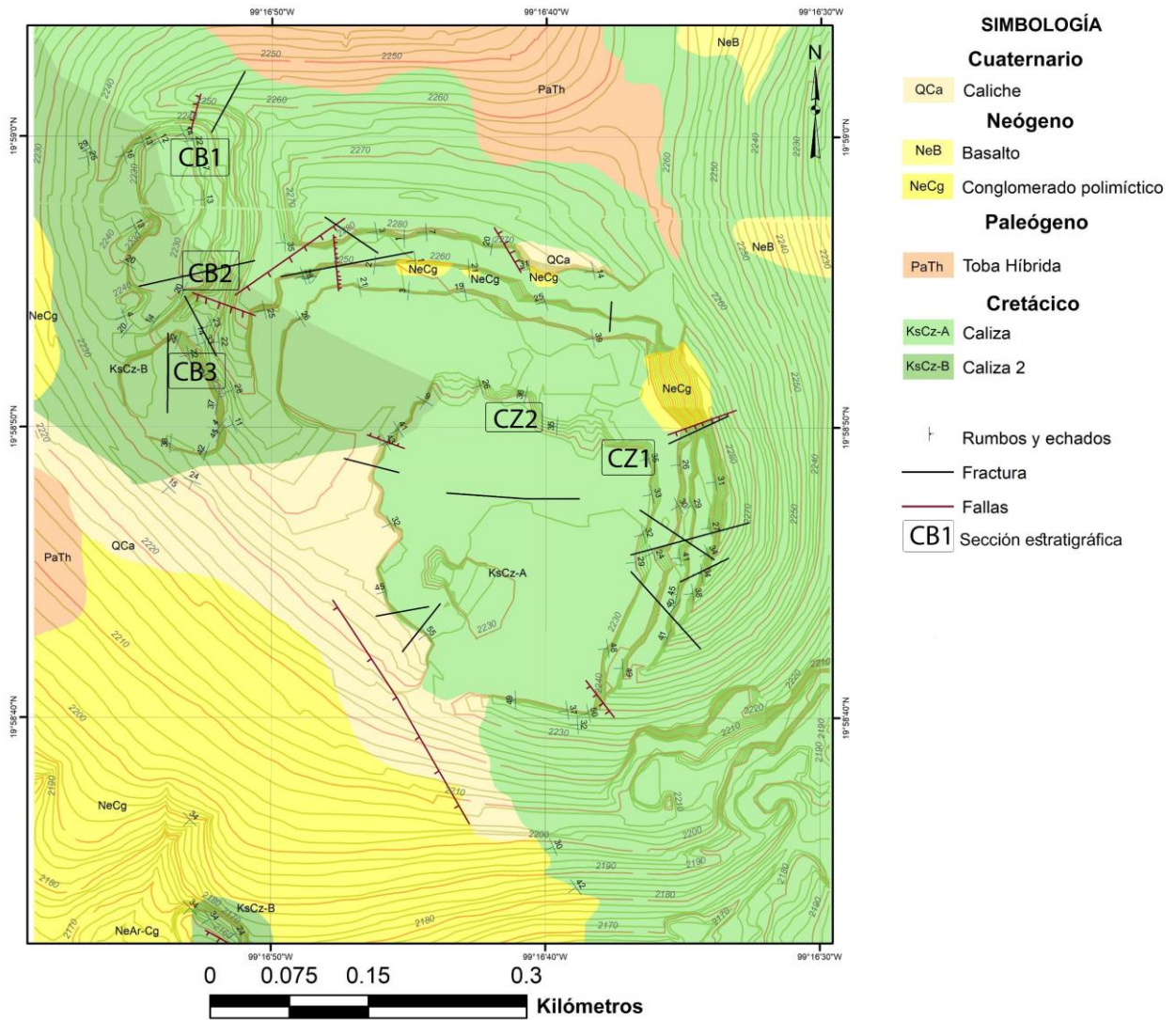


Fig.3.1.4. Mapa geológico de la Cantera Condesa

C. Cantera Xirgo

Esta cantera ocupa un área de 0.8 km² (Figs. 3.1.1.; 3.1.4.); gran parte del área de esta cantera está ocupada por superficies cubiertas por aluvión y afloramientos de arenisca no clasificada, sin embargo, es posible reconocer diversos bancos de caliza hacia el área oeste y central de la cantera, específicamente tres afloramientos de gran extensión alineados de forma N-S en la porción central, donde el banco inferior fue escogido para el levantamiento estratigráfico de una sección estratigráfica, nombrada Cantera Xirgo Sección 1 o CX1. Algunos de estos bancos de caliza han sido parcialmente reemplazados por dolomía, o se encuentran cubiertos por superficies de oxidación o de reemplazamiento hidrotermal, por lo que no fue posible identificar

estratos individuales, optando por el reconocimiento como estratificación masiva. Por otra parte, fue posible reconocer derrames volcánicos de andesita-basalto hacia el área noroeste de la cantera, así como superficies cubiertas por caliche, y una zona que exhibe un afloramiento de margas.

La sección CX1 fue levantada hacia el área inferior de la cantera ya que los estratos de caliza representan estratigráficamente la base de los depósitos de caliza en el área, sin embargo, se estableció que las capas se encontraban invertidas, determinado a partir de bioturbación, con base en la posición en el estrato del ichnogénero *cf. Planolites*, por lo que la sección fue levantada en orientación izquierda a derecha con respecto al norte. Los estratos en la Cantera Xirgo (Fig. 3.1.5.) tienen un rumbo variable entre N72E y N65E, por lo que estas capas se encuentran casi verticales, sin embargo, fue identificado un pliegue isoclinal por cizalla inversa hacia la parte central de la sección, lo que modificó la polaridad de las capas, mencionado en la descripción de dicha cantera. Los estratos de caliza hacia el oeste de la cantera y que se observa, comparte con la Cantera Condesa, exhiben un rumbo de N26W, lo que contrasta con la tendencia en los estratos de la Cantera Xirgo.

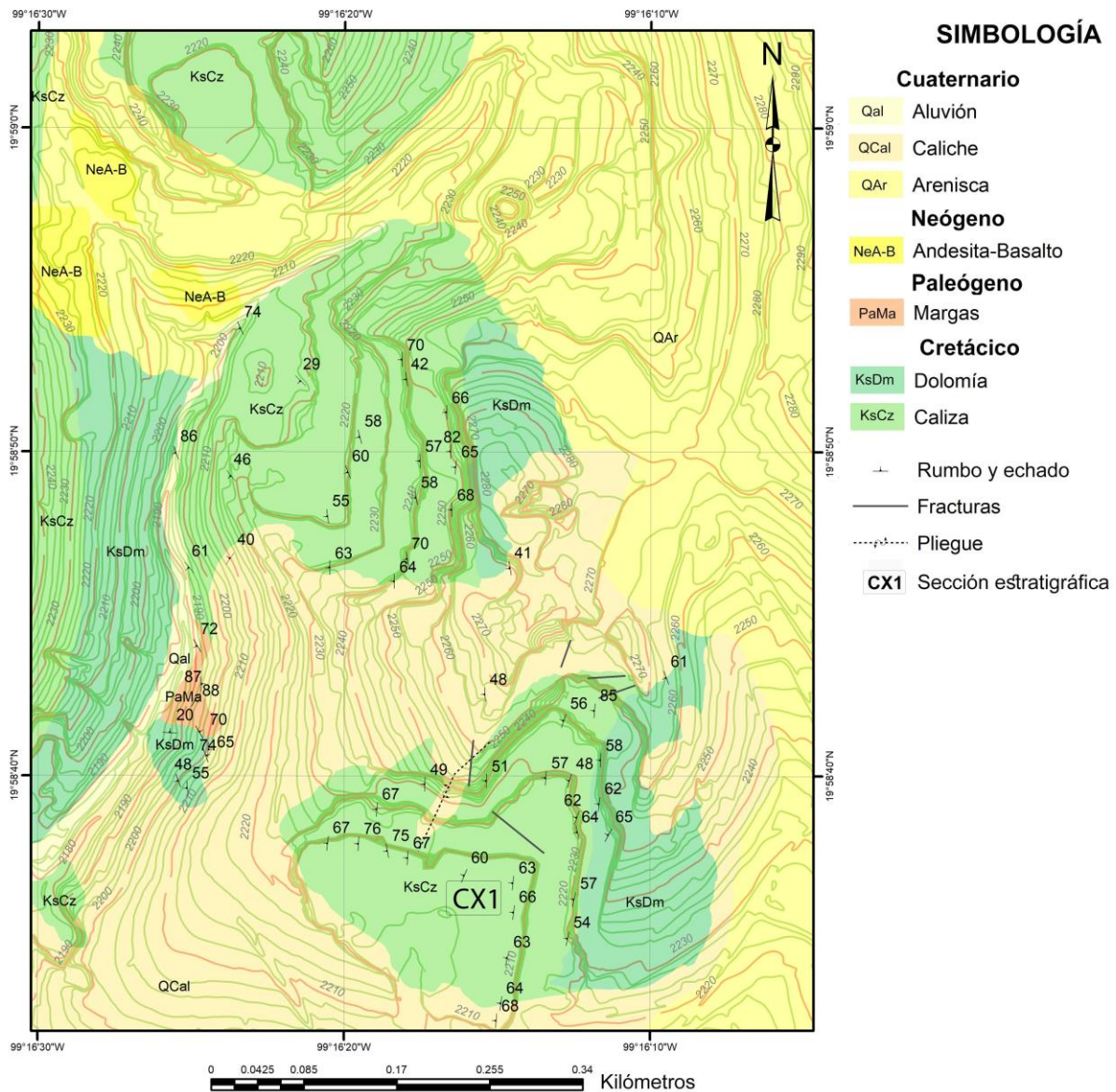


Fig.3.1.5. Mapa geológico de la Cantera Xirgo

3.1.2. Disposición estructural de las canteras

La disposición lateral entre canteras y secciones estratigráficas fue realizada a partir de una sección transversal entre afloramientos; la Fig. 3.1.6. muestra la distribución a escala entre canteras y sus rasgos geológicos integrados. A partir de estos datos estructurales, curvas de nivel y contactos geológicos, fue construida una sección transversal entre canteras, con la finalidad de establecer relaciones estratigráficas entre canteras, y así determinar posibles edades relativas entre sí, por lo que en la Fig. 3.1.7. se muestra la sección transversal y las relaciones estratigráficas entre canteras.

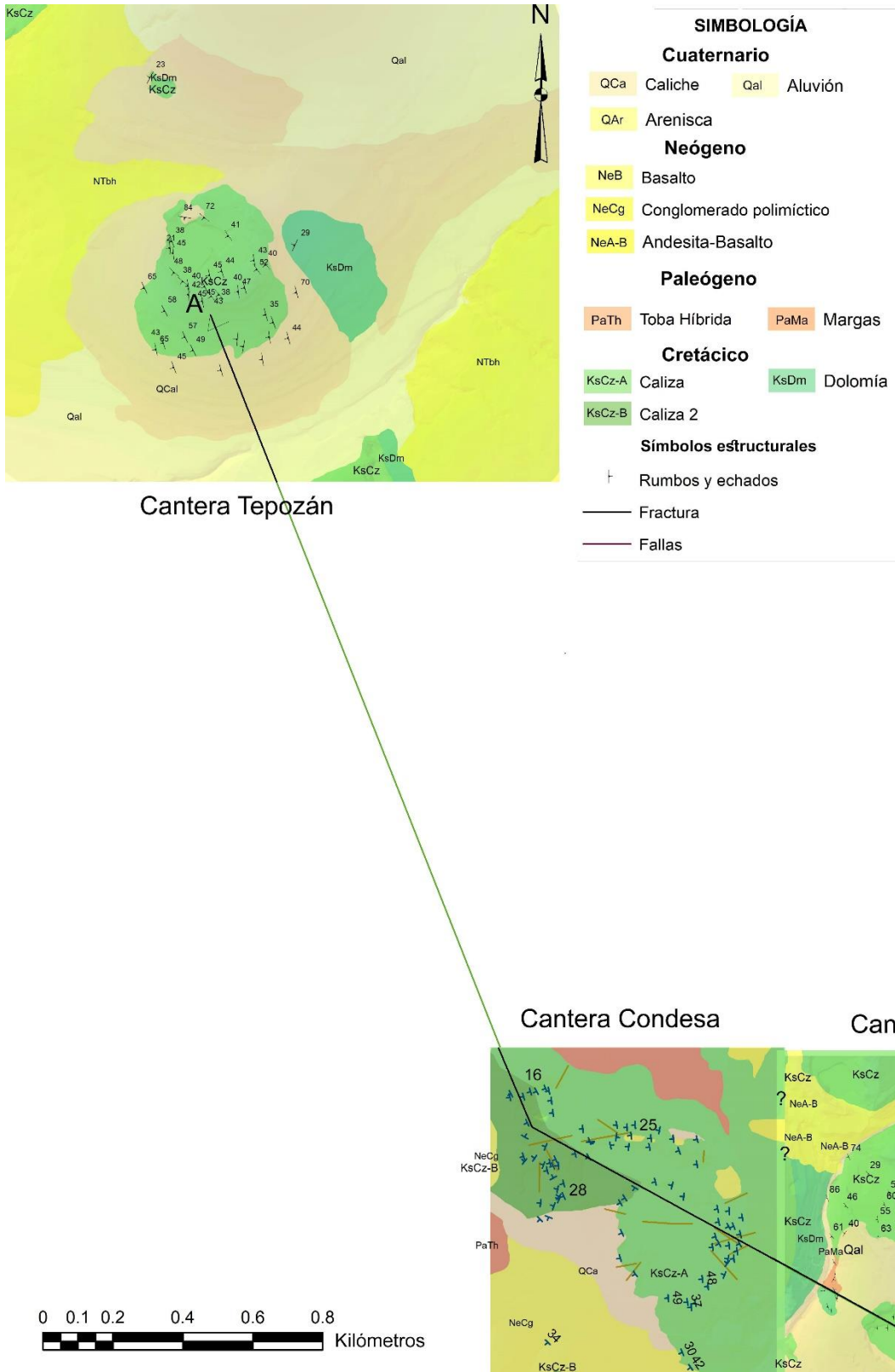


Fig.3.1.6. Integración geológica del área de estudio.

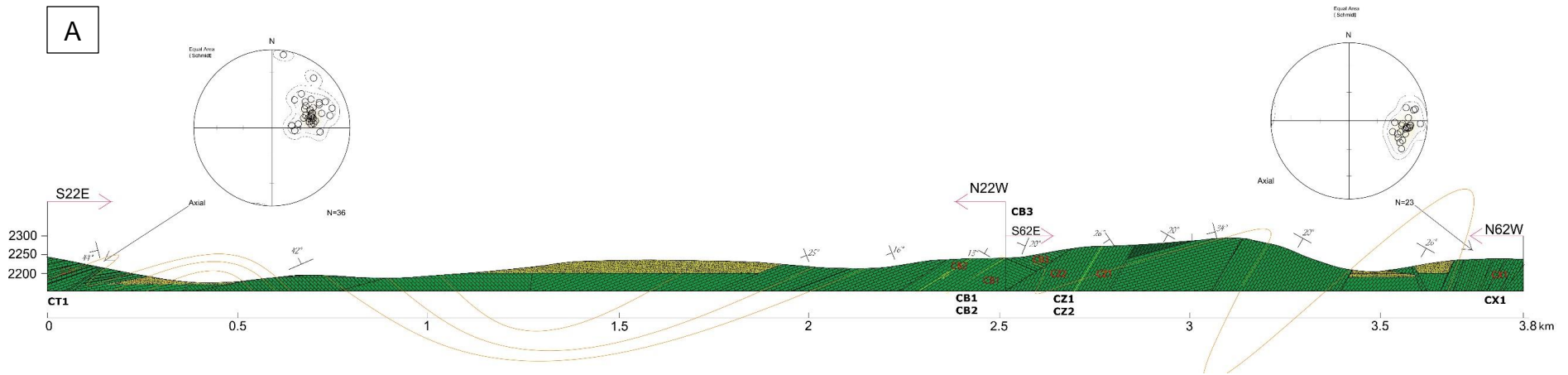
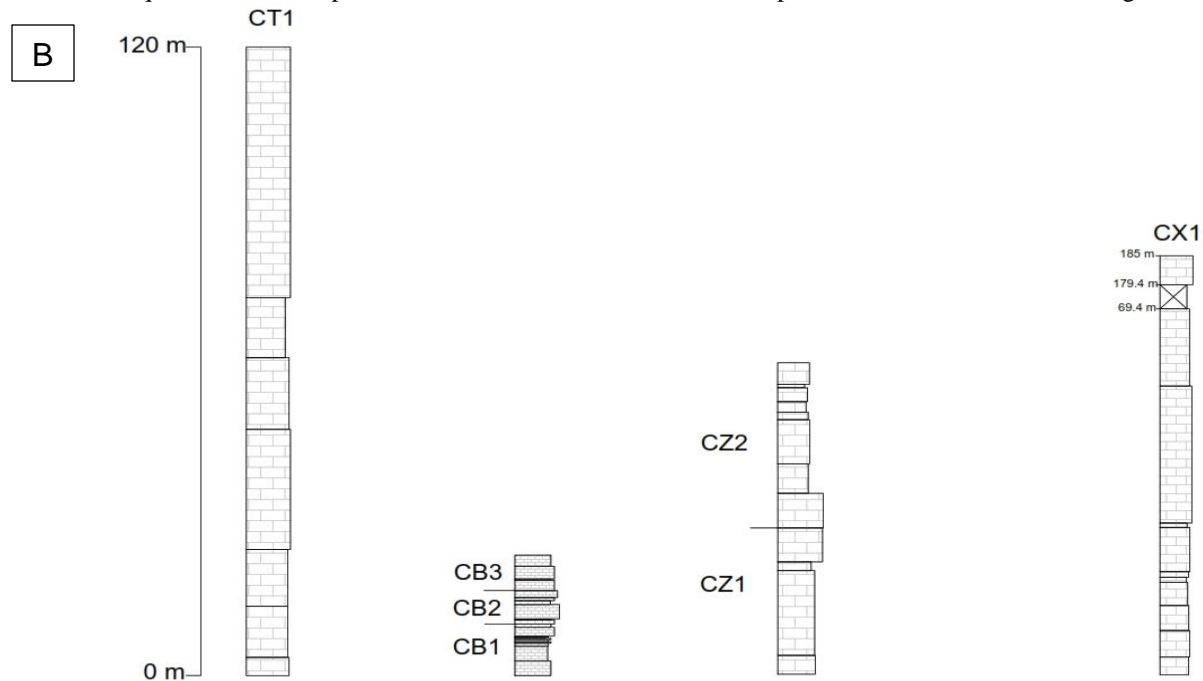


Fig.3.1.7.A. Sección transversal que muestra la disposición estructural entre canteras. B. Disposición de las secciones estratigráficas levantadas.



De acuerdo a la sección transversal y a los datos estructurales registrados, el área de estudio está comprendida entre dos anticlinales, observándose un pliegue apretado hacia la sección CT1, y una pliegue abierto hacia la sección CX1, sin que afecte la polaridad de las capas en la sección CT1, mientras que en la sección CX1, el rumbo de las capas fue restaurado hacia N34W; en el caso de las secciones CB1 a CB3, se determinaron sus relaciones estratigráficas, y se identificó una secuencia ascendente, donde la sección CB1 es la base de la misma, la sección CB2 le sobreyace y la sección CB3 siendo el techo de la secuencia.

Así mismo, se determinó que las secciones CT1, CB1, CZ1, CZ2 y CX1 exhiben contactos laterales, dispuestos en ese orden, identificables en la Fig. 3.1.7, por lo que estos puntos representan la base de la sedimentación en el área de estudio, mientras que la sección CB3 representa el final de la misma.

3.2. Descripción litológica en el área de estudio.

En la cantera Tepozán fue levantada una sección de al menos 120 m; en la cantera Condesa, dividida en la Zona Banda fueron levantadas tres secciones con espesores de 9 m, 6 m y 6.5 m, mientras que en la Zona Condesa fueron levantadas dos secciones de al menos 60 m y 23 m; finalmente, en la cantera Xirgo fue levantada una sección de al menos 110 m, (Fig. 3.2.1.).

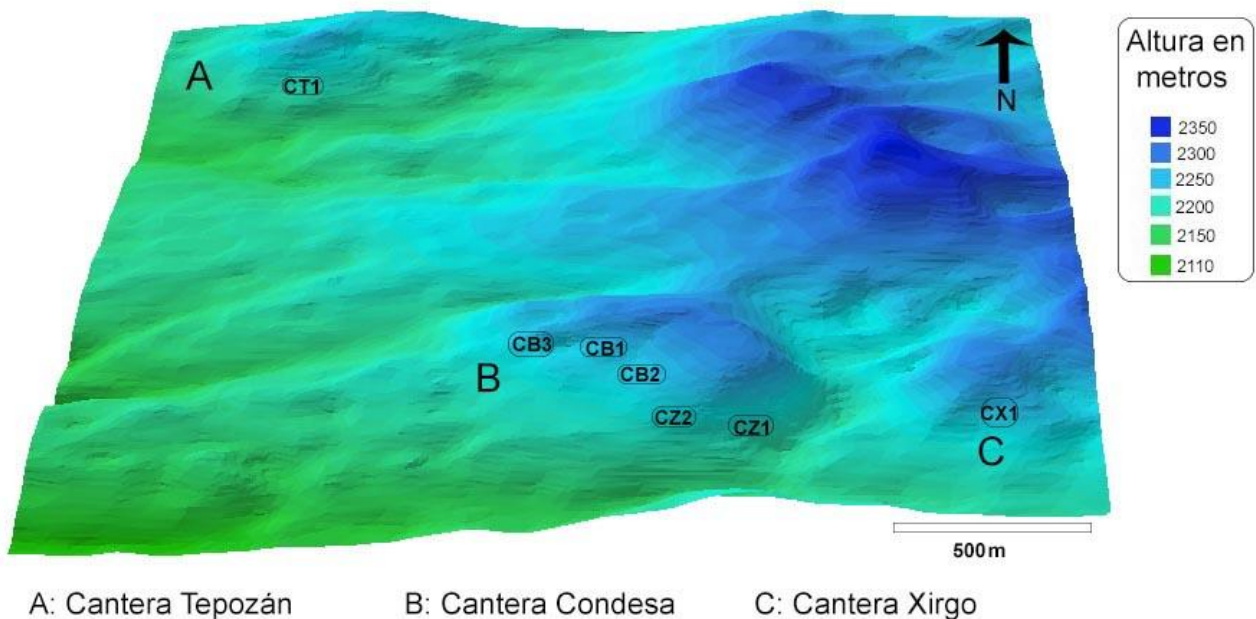


Fig.3.2.1. Disposición aproximada de las secciones estratigráficas levantadas.

Cantera Tepozán

La Cantera Tepozán (CT1) aflora en la parte norte del área total de estudio (Fig.3.2.1.). En esta cantera los afloramientos de caliza se encuentran expuestos de forma puntual, ya que la mayor parte de la roca se encuentra cubierta por coluvión y material reciente producto del transporte de corrientes de agua (Fig.3.2.2.). Debido a esto, esta sección fue levantada y descrita a través corrección de secciones oblicuas y espesores aparentes propuesto por Compton (1962, 2016) y Vera-Torres (1994), como se describe en el apartado de metodología. A cada muestra obtenida se le asignó la nomenclatura CT1-N-X, siendo N el nivel donde se tomó la muestra y la X el número de muestra o posición dentro de la sección.

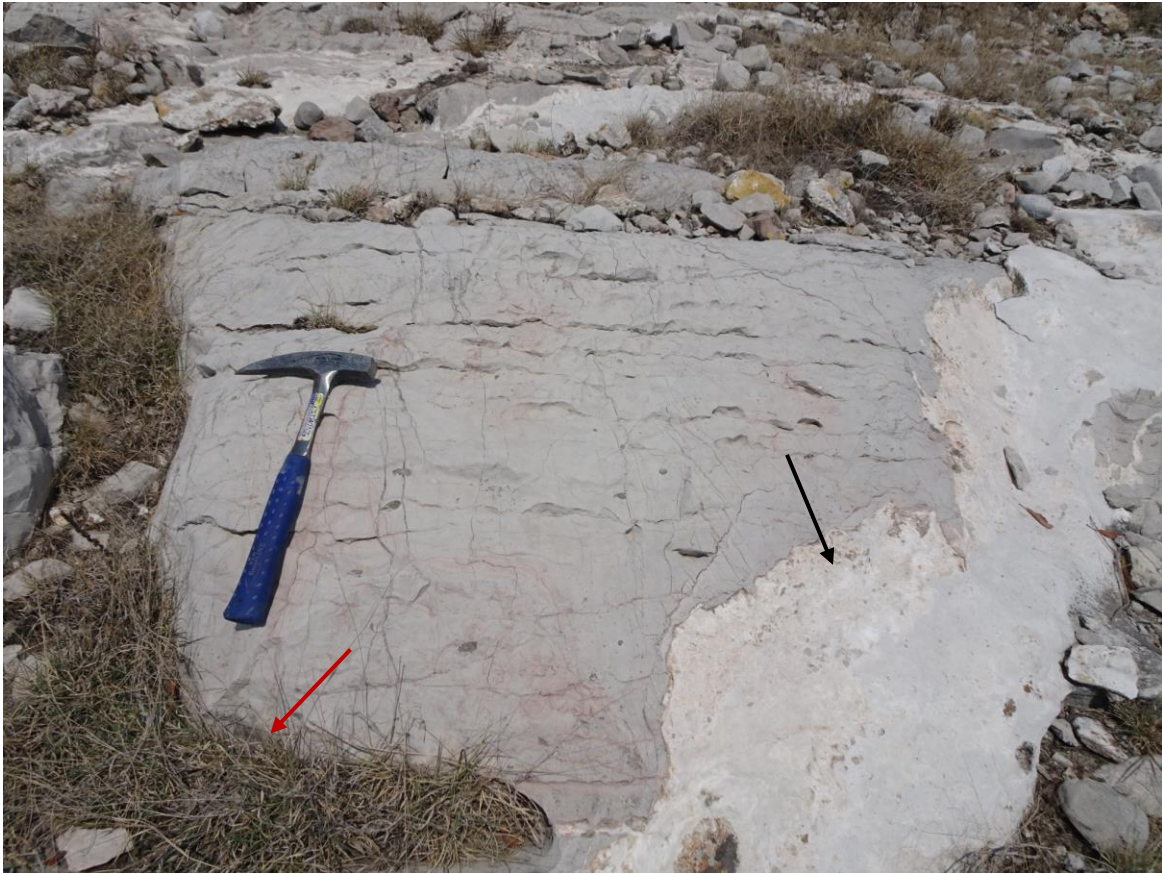


Fig.3.2.2. Afloramientos cubiertos por material de tipo caliche (flecha negra) y desarrollo de suelo (flecha roja). Longitud de martillo: 30 cm.

En CT1 se levantó una sección de al menos 120 m que consiste en predominantemente caliza gris sin estructura interna aparente, la cual es interrumpida intermitentemente a lo largo de la sección por niveles de caliza arenosa y brecha calcárea de diferente espesor (Fig.3.2.3.A, B). La caliza exhibe una coloración gris claro a beige en muestra intemperizada, mientras que algunas capas presentan tonalidades cercanas al blanco y beige claro, y gris medio a oscuro en muestra fresca (Fig. 3.2.3.C); presenta espesores decimétricos que varían entre los 25 cm y 45 cm, con un espesor predominante de 40 cm (Fig.3.2.3.D). La caliza presenta una textura interna predominantemente micrítica (Fig.3.2.3.E).

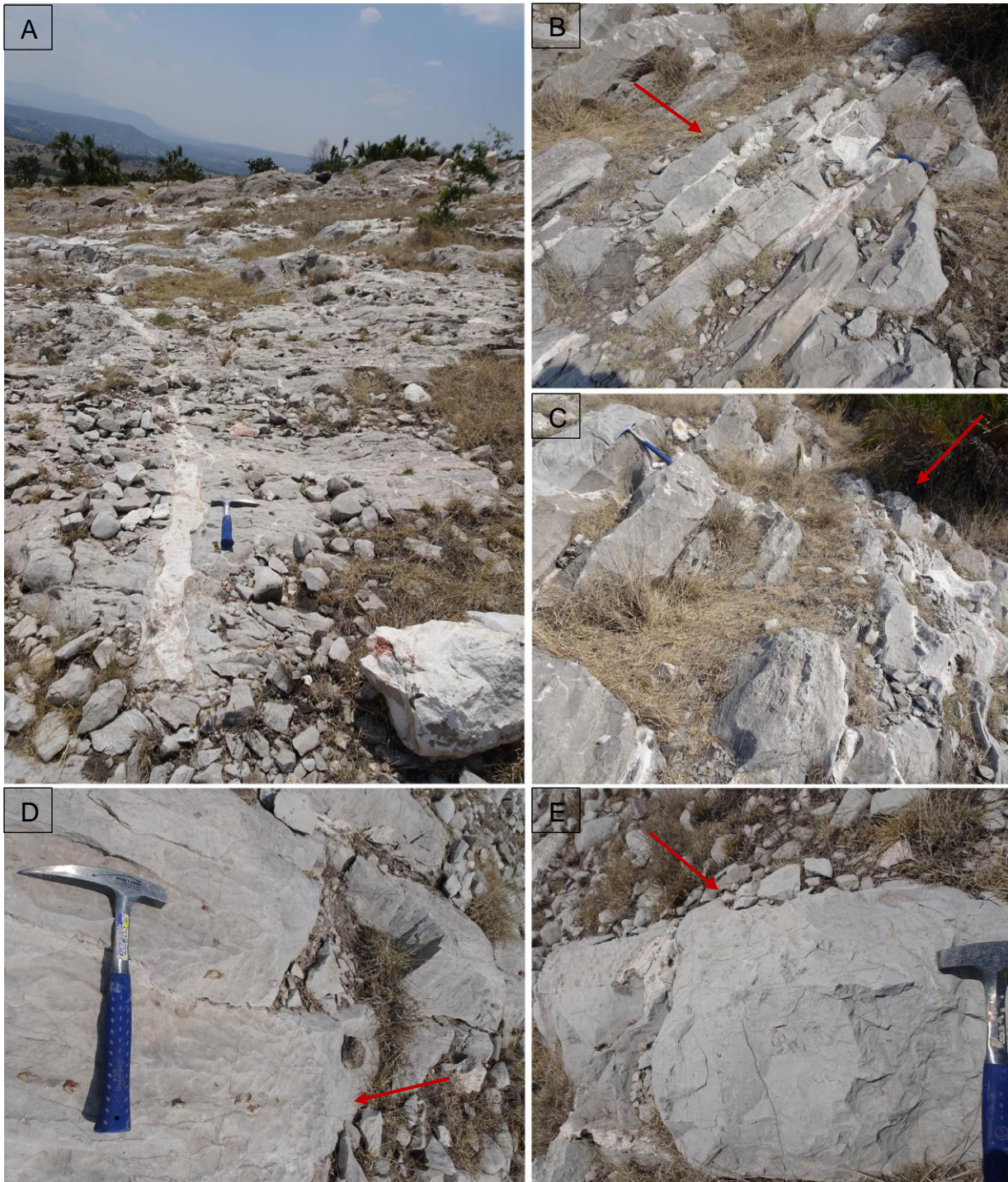


Fig.3.2.3. A. Vista general del afloramiento CT1. B y C. Capas de caliza en estratificación decimétrica (flecha roja) en el afloramiento. D y E. Caliza de matriz micrítica sin estructura interna aparente (flecha roja). Longitud de martillo: 30 cm.

A lo largo de la sección, la caliza gris exhibe diferente contenido paleontológico que varía de fragmentos de organismos calcáreos a especímenes completos. Algunos fragmentos consisten

en estructuras filamentosas que tienen longitudes milimétricas a centimétricas (6 mm a 15 cm respectivamente), y espesores menores a 2 mm, dispuestas paralelamente al plano de estratificación (Fig. 3.2.4.A). Otros elementos observados fueron fragmentos de bivalvos en longitudes que oscilan entre 2 cm a 5 mm, dispuestos paralelamente hacia el plano de estratificación (Fig. 3.2.4.A). A su vez, en algunos niveles de la sección se observan escasos gasterópodos completos y fragmentos de éstos. Los gasterópodos presentan longitudes de hasta 6 cm y 9 mm de espesor, mientras que los fragmentos provenientes de éstos oscilan entre 3 mm a 5 mm de longitud y hasta 4 mm de espesor; en algunos estratos, los gasterópodos se observan en corte transversal. (Fig.3.2.4B). Estos elementos se encuentran dispuestos de forma aleatoria, aunque algunos gasterópodos se encuentran orientados paralelamente al plano de estratificación (Fig. 3.2.4.C).

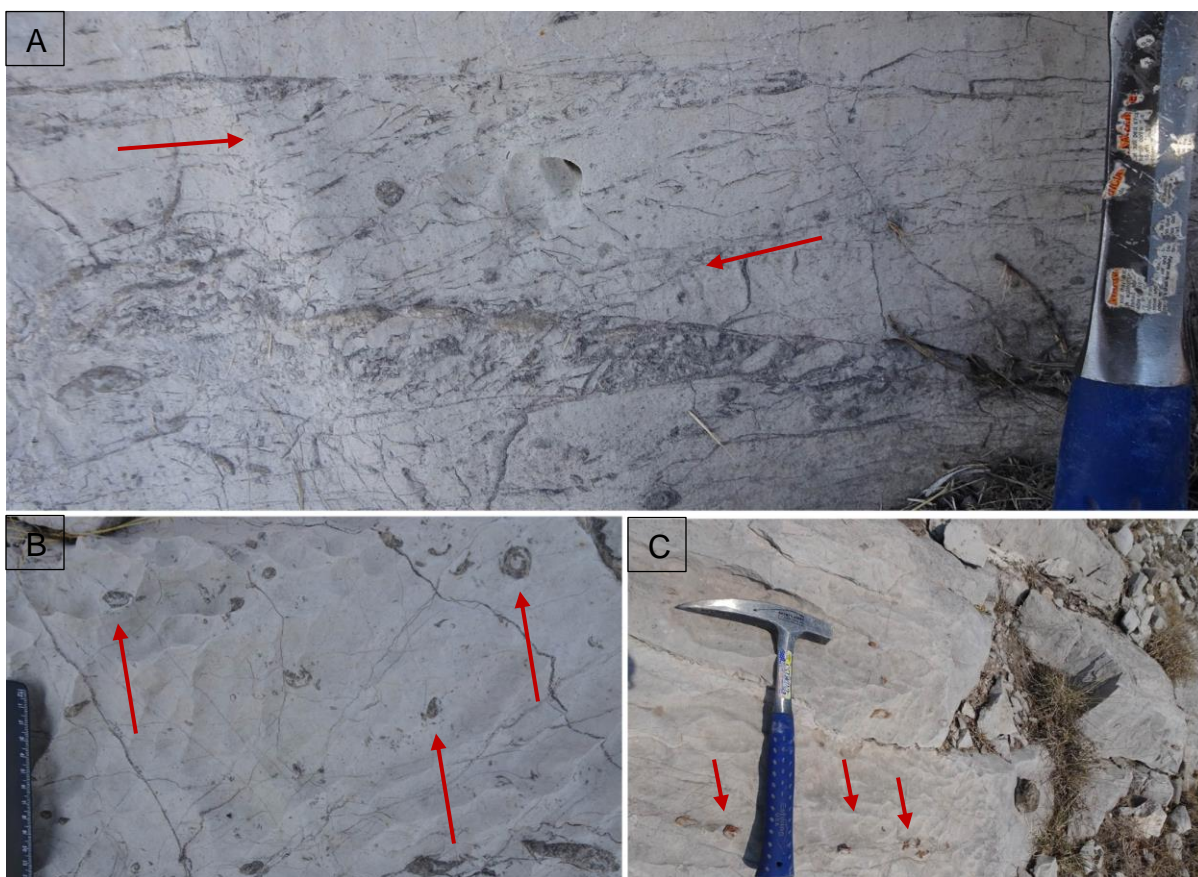


Fig.3.2.4. A. Estructuras de tipo filamento dispuestos de forma semi-paralela al plano de estratificación (flecha roja). Escala: 10 cm. B. Gasterópodos en corte transversal. Longitud de regla: 15 cm. C. Fragmentos de gasterópodos dispuestos de forma paralela al plano de estratificación (flechas rojas).

Diferentes niveles de caliza exhiben abundantes radiolítidos, en diámetros menores a 6 cm, dispuestos de forma aleatoria sobre la caliza, (Fig. 3.2.5.A, C). Fragmentos provenientes de éstos fueron reconocidos en un nivel, los cuales presentan morfologías tabulares a irregulares, en longitudes que varían entre 2 cm a 4 cm; se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en mediana a baja abundancia relativa. Es de notar que los radiolítidos se encuentran asociados con los filamentos de bivalvos.

Hacia los 75 m, algunos niveles de caliza exponen abundantes bouquets de *Hippurites* sp. en diámetros centimétricos que varían entre 10 cm a 15 cm, mayormente en posición de crecimiento. Los hippurítidos exhiben diámetros menores a 5 cm, presentan un borde externo de hasta 3 mm de espesor, mientras que la parte interna se encuentra reemplazada por calcita (Fig. 3.2.5. B). Hacia los 80 m, la caliza presenta bouquets de radiolítidos, en diámetros de hasta 20 cm, mayormente en posición de crecimiento. Los radiolítidos presentan diámetros menores a 5 cm, se encuentran reemplazados completamente por calcita.

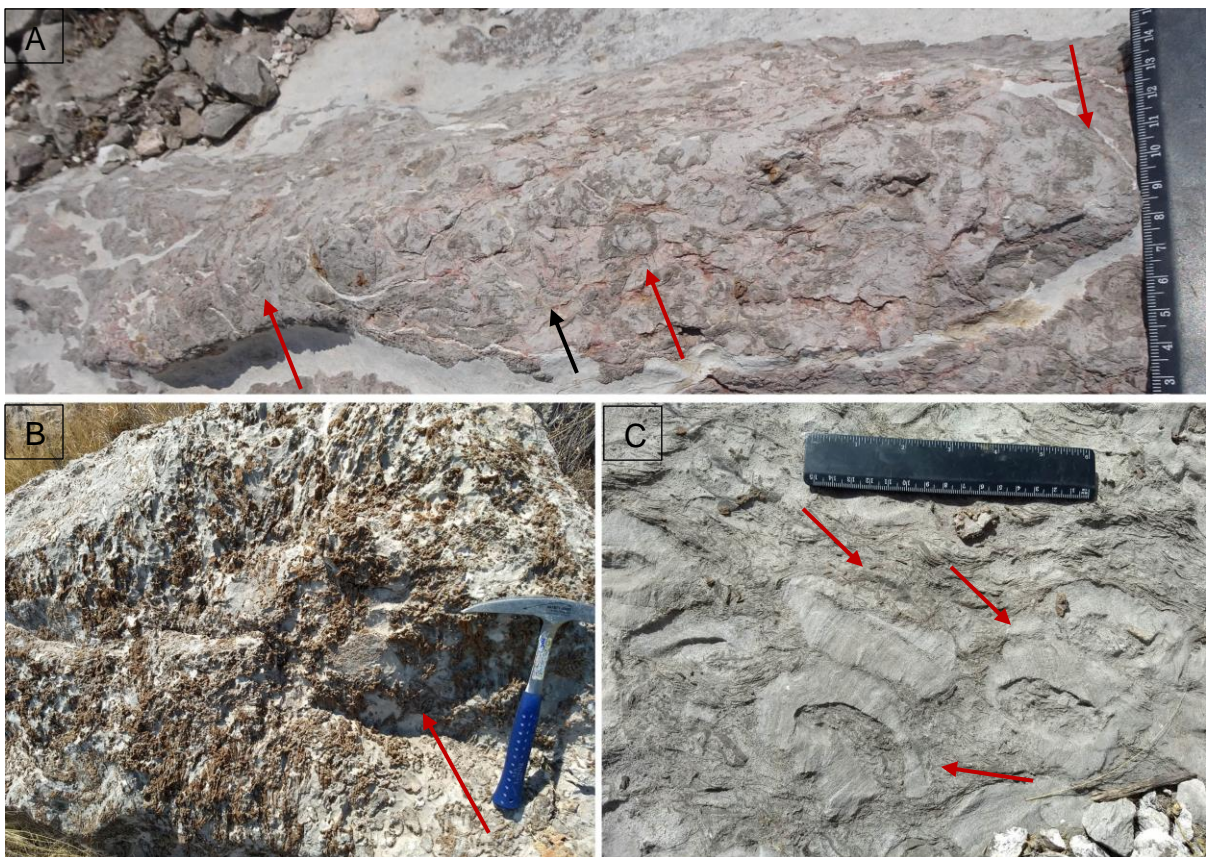


Fig.3.2.5. A. Radiolítidos (flechas rojas) dispuestos de forma aleatoria sobre caliza, asociados con estructuras filamentosas de bivalvos (flecha negra). B. Bouquets de *Hippurites* sp. (flecha roja) en posición de crecimiento. C. Bouquets de radiolítidos (flechas rojas) en posición de crecimiento. Longitud de regla: 15 cm.

La caliza presenta ocasionalmente, pedernal de color negro, dispuesto en lentes (Fig.3.2.6.A). En algunos niveles, los lentes presentan longitudes variables entre 7 a 5 cm, con extremos mayormente ovoides y espesores de hasta 4 cm.

En algunos niveles, la superficie de la caliza gris se encuentra cubierta por caliche, el cual exhibe una coloración ocre en muestra fresca y blanca en muestra intemperizada. El caliche está expuesto como una masa homogénea granulosa (tamaño de arena) sin estructuras internas dominantes (Fig. 3.2.6.B), aunque en algunos niveles se presenta laminación paralela, por lo que es posible que el caliche esté compuesto a partir de capas sobrepuestas.



Fig.3.2.6. A. Lentes de pedernal (flechas rojas) asociados con fragmentos de bivalvos (flecha negra). B. Superficie de caliche (flecha roja) cubriendo a caliza de matriz micrítica.

Alternando de forma intermitente con la caliza gris a lo largo de la sección, se observan horizontes de caliza gris medio en muestra fresca y gris oscuro en muestra intemperizada, con una textura arenosa, la cual está arreglada en dos patrones. La primera consiste en textura grano-sostenida, conformada por clastos calcáreos subredondeados a redondeados con diámetros milimétricos que varían entre 0.5 a 2 mm, tamaño de arena gruesa a muy gruesa, de acuerdo a los criterios establecidos por Wentworth (1922), lo que sugiere una naturaleza peloide (Fig. 3.2.7.A, B).

Estructuras sedimentarias representadas por estructuras por erosión y reconocidas como “scour marks”, fueron identificadas en algunos niveles, las cuales consisten en el truncamiento de caliza de textura del tamaño de arena de grano fino por caliza de textura del tamaño de arena de grano grueso en forma sinusoide. (Fig. 3.2.7.C). Se reconoció laminación paralela en niveles hacia la base de la sección, constituida por intercalaciones de láminas que exhiben variaciones texturales entre sí, regularmente de textura del tamaño de arena gruesa a media, en espesores de laminación menores a 7 cm (Fig. 3.2.7.D).

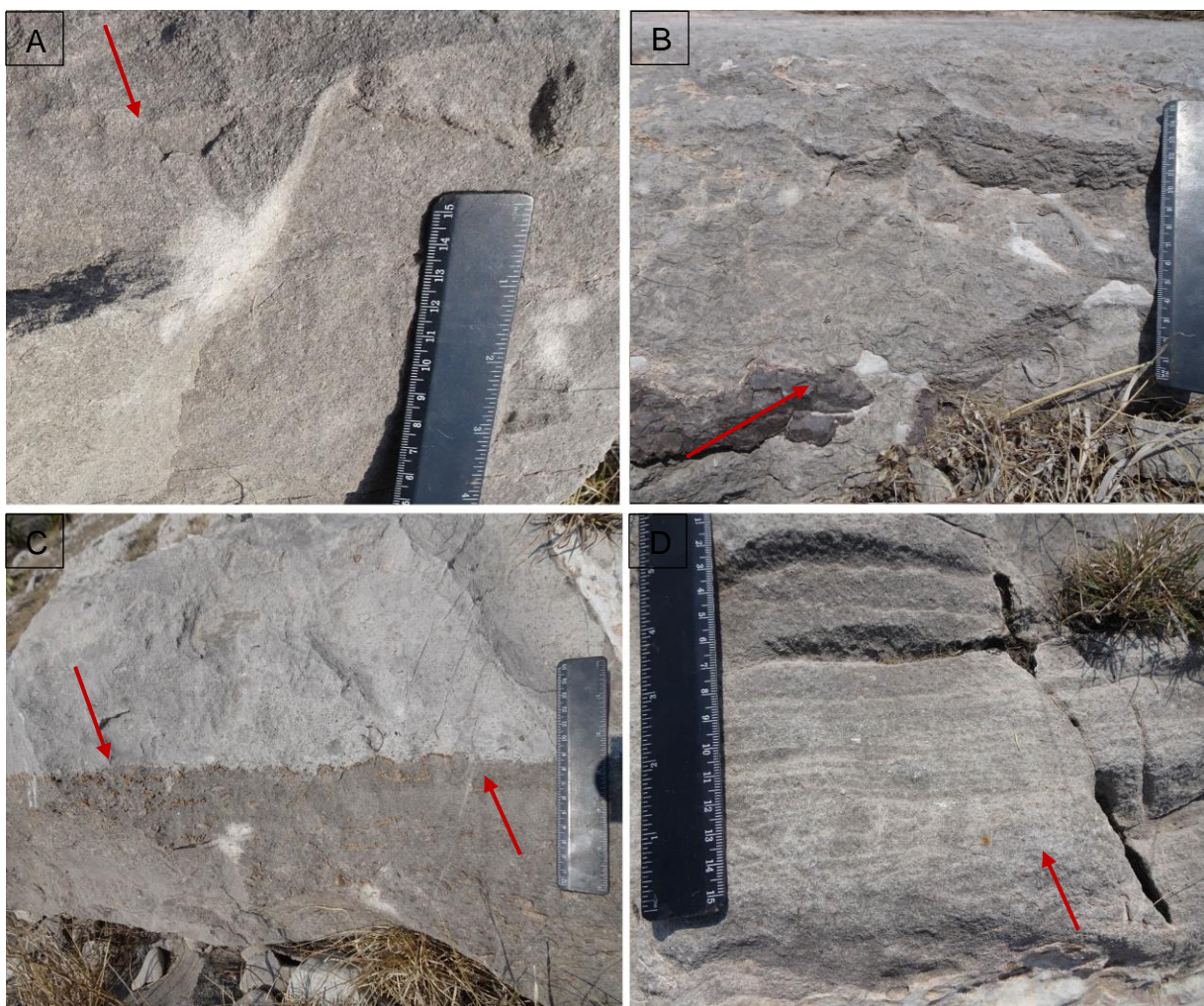


Fig.3.2.7. A y B. Caliza de textura grano-sostenida (flecha roja). C. Estructuras de tipo “scour marks” (flecha roja) dispuestas sobre caliza micrítica y caliza grano-sostenida. D. Laminación paralela (flecha roja) dispuesta sobre caliza grano-sostenida.

En algunos niveles se reconocieron abundantes bioclastos subangulares a irregulares, en tamaños centimétricos a milimétricos, que oscilan entre 2 cm a 3 mm, dispuestos de forma

aleatoria sobre la caliza (Fig. 3.2.8.A). Se identificaron filamentos provenientes de bivalvos, en longitudes menores a 6 mm, y espesores menores a 1 mm, dispuestos mayormente de forma paralela al plano de estratificación. Abundantes fragmentos de bivalvos fueron reconocidos, en longitudes que oscilan entre 6 cm a 3 mm, dispuestos de forma aleatoria (Fig. 3.2.8.B).. Se observaron gasterópodos completos y abundantes fragmentos de éstos, dispuestos de forma aleatoria. Los gasterópodos presentan longitudes de hasta 7 cm, mientras que los fragmentos provenientes de éstos oscilan entre 3 mm y 1 cm de longitud, y hasta 6 mm de espesor.

Escasos radiolítidos fueron identificados (Fig. 3.2.8.C), en diámetros menores a los 5 cm, dispuestos de forma aleatoria; así como hippurítidos en diámetros menores a 4 cm, dispuestos de forma aleatoria. Hacia los 74 m, se observa un nivel con abundantes bouquets de *Hippurites* sp., en diámetros de hasta 15 cm, mientras que los hippurítidos exhiben características similares a los descritos en la litología de caliza sin estructura interna (Fig. 3.2.8.C).

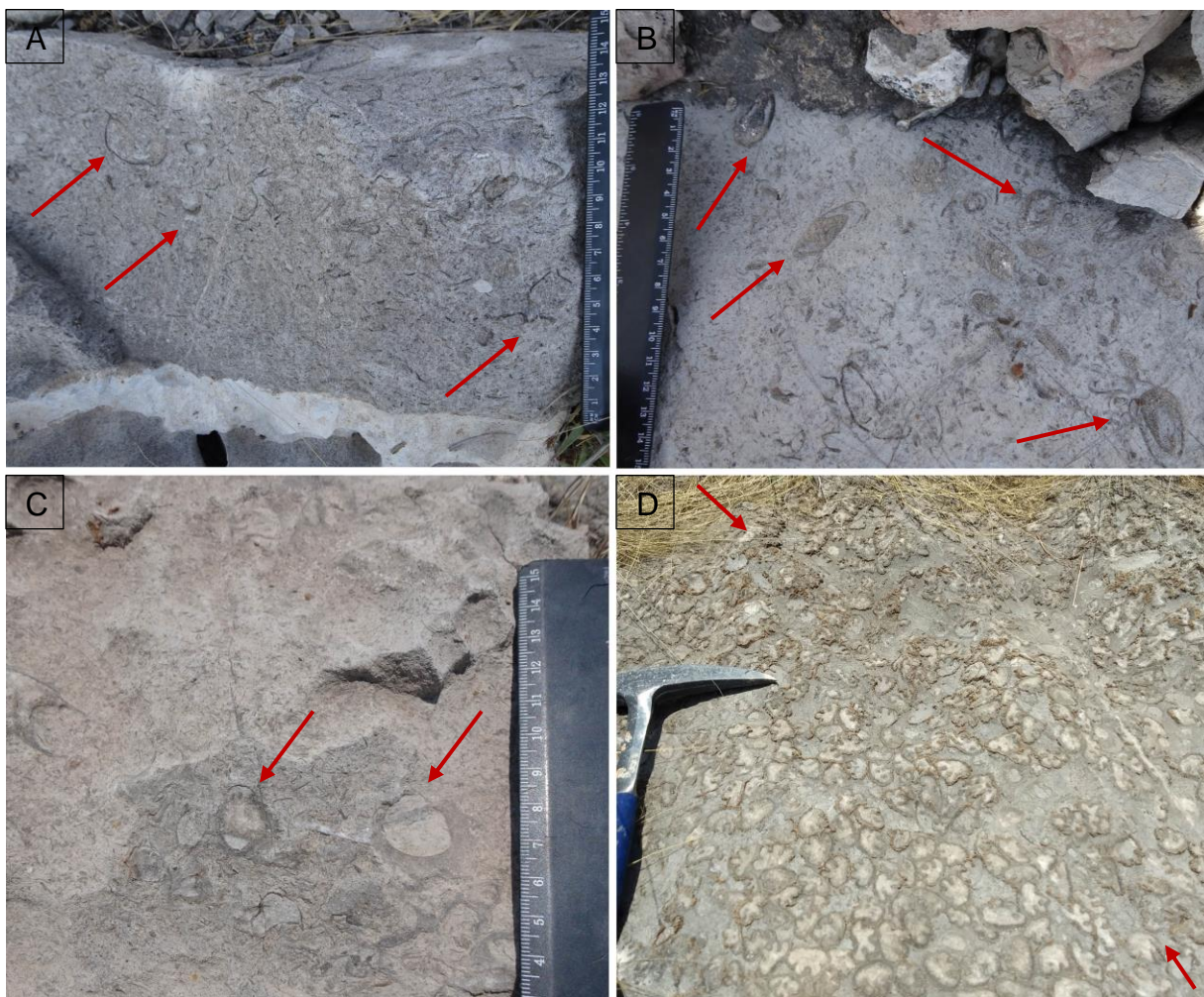


Fig.3.2.8. A. Fragmentos de bivalvos (flechas rojas) dispuestos de forma aleatoria sobre la caliza. B. Gasterópodos en corte transversal (flechas rojas) dispuestos de forma aleatoria sobre caliza. C. Escasos radiolítidos (flechas rojas) dispuestos sobre la caliza. D. Bouquets de *Hippurites* sp. (flechas rojas) en posición de crecimiento.

La caliza presenta ocasionalmente lentes de pedernal de coloración negra, en algunos casos oxidados. Los diámetros oscilan entre 4 a 5 cm, sus extremos son ovoides, no presentan estructura interna, sus espesores son menores a 4 cm.

El segundo patrón consiste en textura fango-sostenida, conformada por clastos calcáreos subredondeados a redondeados en diámetros que varían entre 0.1 mm y 0.3 mm, del tamaño de arena fina a arena media, que sugieren componentes de tipo peloide (Fig. 3.2.9.A).

Presenta escaso contenido en bioclastos, los cuales exhiben diámetros menores a 3 mm, dispuestos de forma aleatoria (Fig. 3.2.7.B). Se reconocieron filamentos provenientes de bivalvos en algunos niveles, los cuales presentan longitudes de hasta 5 mm, y espesores menores a 2 mm; así como fragmentos de bivalvos, en longitudes que varían entre 2 cm a 5 mm, dispuestos de forma aleatoria. Por otra parte, se identificaron escasos fragmentos de radiolítidos, en tamaños menores a los 2 cm, dispuestos aleatoriamente sobre la caliza (Fig. 3.2.7.C, D).

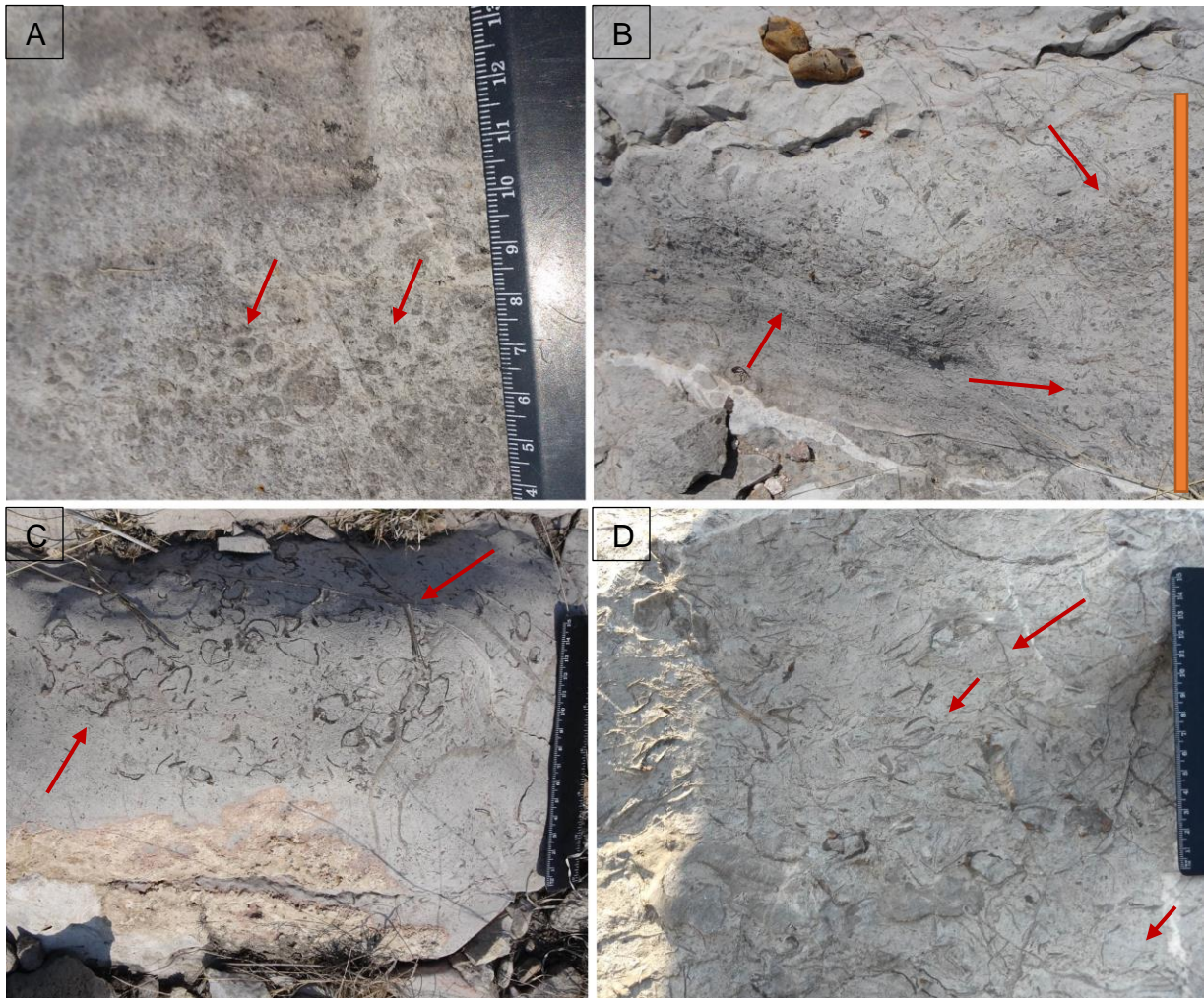


Fig.3.2.9. A. Clastos calcáreos (flechas rojas) que componen la textura fango-sostenida. B. Bioclastos milimétricos dispuestos sobre la caliza. Barra de escala: 10 cm. C. Fragmentos de bivalvos (flechas rojas) dispuestos de forma aleatoria sobre la caliza. D. Filamentos provenientes de bivalvos (flechas rojas) dispuestos de forma aleatoria sobre la caliza.

Ocasionalmente, presenta bandas de pedernal en coloración negra a gris claro sin estructura interna, los espesores varían entre 2 a 5 cm, se encuentran dispuestos de forma paralela al plano de estratificación (Fig. 3.2.10.A). Por otra parte, algunos niveles se encuentran cubiertos por coluvión o desarrollo de suelo (Fig. 3.2.10.B).

Hacia los 24 m, 40 m y 42 m de la base, se presentan brechas calcáreas en estratificación mediana a gruesa, las cuales consisten en clastos calcáreos subangulares a angulares embebidos en caliza de textura del tamaño de arena media. Los clastos presentan longitudes menores a los 10 cm y han sido identificados como intraclastos. (Fig. 3.2.10.C). En algunos niveles los

intersticios entre clastos de la brecha se encuentran rellenos por caliche de coloración blanquecina o “beige”. Se reconoció una estructura de tipo dique clástico, que consiste en una fractura rellena por caliza recristalizada y caliche, la cual contiene escasos clastos calcáreos de morfología subangular embebidos de forma aleatoria sobre el relleno mineral y de caliche. Esta estructura tiene una longitud de 4 m y 7 cm de espesor (Fig. 3.2.10.D)



Fig.3.2.10. A. Banda irregular de pedernal oxidado (flechas rojas) dispuesta paralelamente al plano de estratificación. B. Brecha calcárea con fracturas rellenas y superficies cubiertas por caliche (flechas rojas). C. Intraclastos (flechas rojas) dispuestos de forma aleatoria sobre los clastos de la brecha. D. Dique clástico (flechas rojas) dispuesto de forma perpendicular al plano de estratificación.

CT1

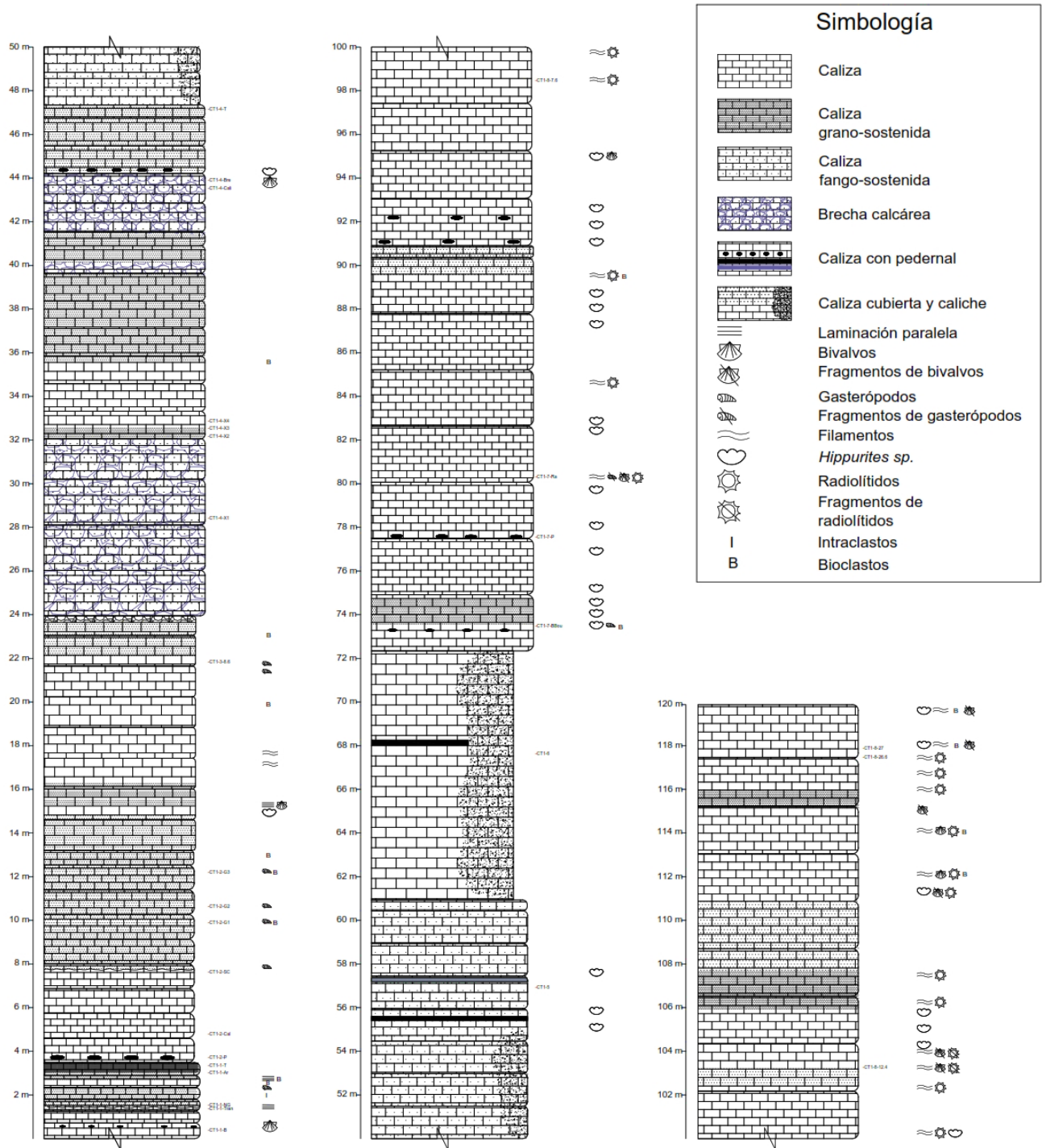


Fig.3.2.11. Columna estratigráfica de la Cantera Tepozán 1

Cantera La Condesa

Esta cantera está ubicada hacia el sur de la zona de estudio, y está subdividida en dos zonas principales, la Zona Banda y la Zona Condesa; en la Zona Banda se levantaron tres secciones, y como se mencionó en el capítulo anterior, se asignaron claves para cada sección estratigráfica, por lo que en esta zona fueron levantadas las secciones CB1, CB2 y CB3, de espesores de 9 m, 6 m y 6.5 m respectivamente; en la Zona Condesa se levantaron las secciones CZ1 de al menos 60 m de espesor y CZ2 de 23 m de espesor. A cada muestra obtenida se le asignó la nomenclatura CBS-N-X para las secciones de la Zona Banda y CZS-N-X para las secciones de la Zona Condesa, siendo la S el número de sección, N el nivel donde se tomó la muestra y la X el número de muestra o posición dentro de la sección.

Sección CB1

En CB1 se levantó una sección de al menos 9 m que consiste predominantemente en caliza gris sin estructura interna aparente, la cual es interrumpida por un nivel de caliza arenosa hacia los 7.5 m de la base de la sección (Fig.3.2.12.). La caliza exhibe una coloración gris oscuro en muestra fresca, y gris claro en muestra intemperizada; presenta espesores centimétricos a decimétricos que varían entre los 5 cm hasta 60 cm, con un espesor predominante de 35 cm (Fig.3.2.13.A-D).

Estructuras de bioturbación tubulares fueron reconocidas hacia los 2.7 m de la base de la sección, en disposición que asemeja *boudinage*; estas estructuras 2 cm de diámetro y hasta 7 cm de longitud (Fig.3.2.13.E).

CB1

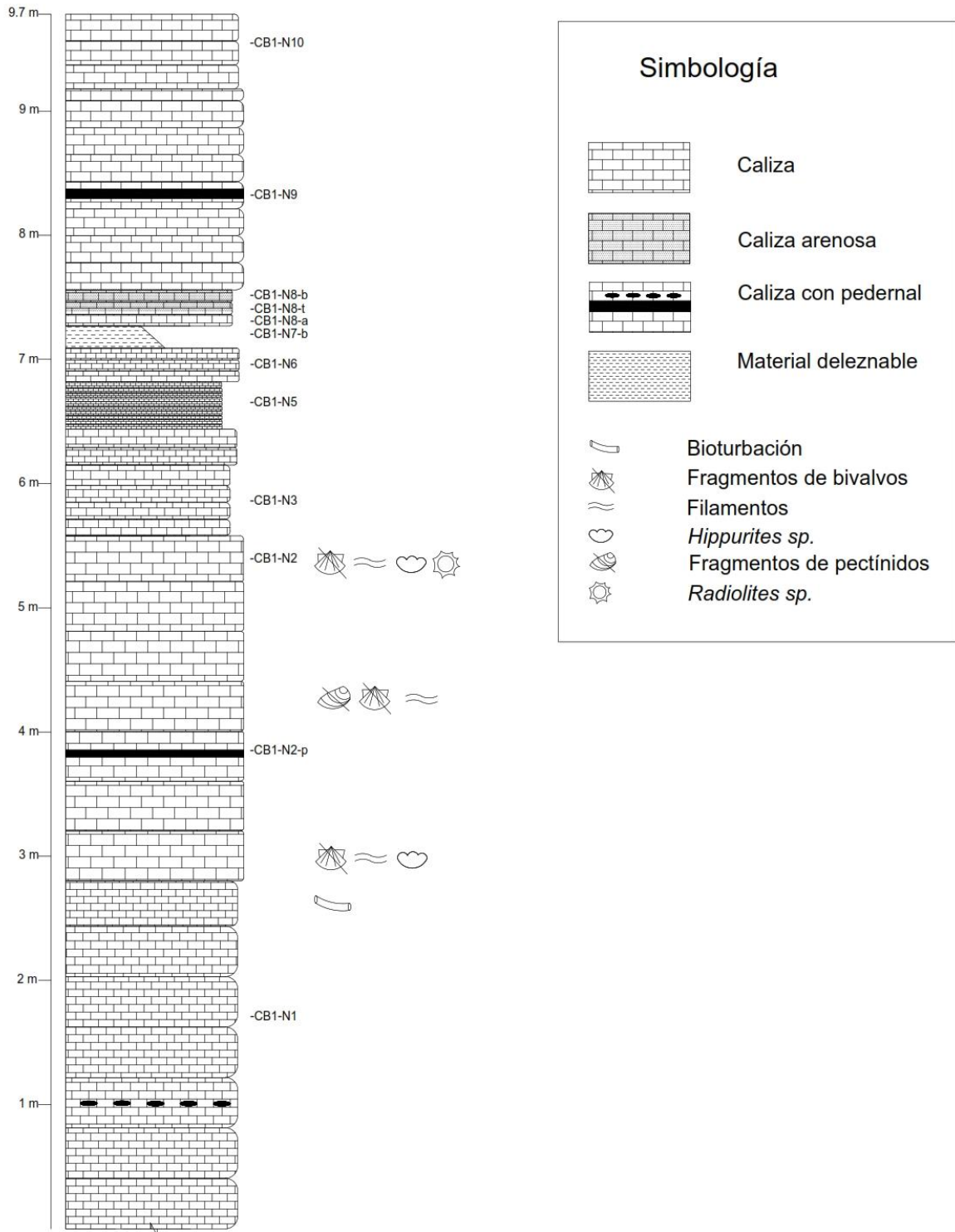


Fig.3.2.12. Columna estratigráfica de la sección CB1

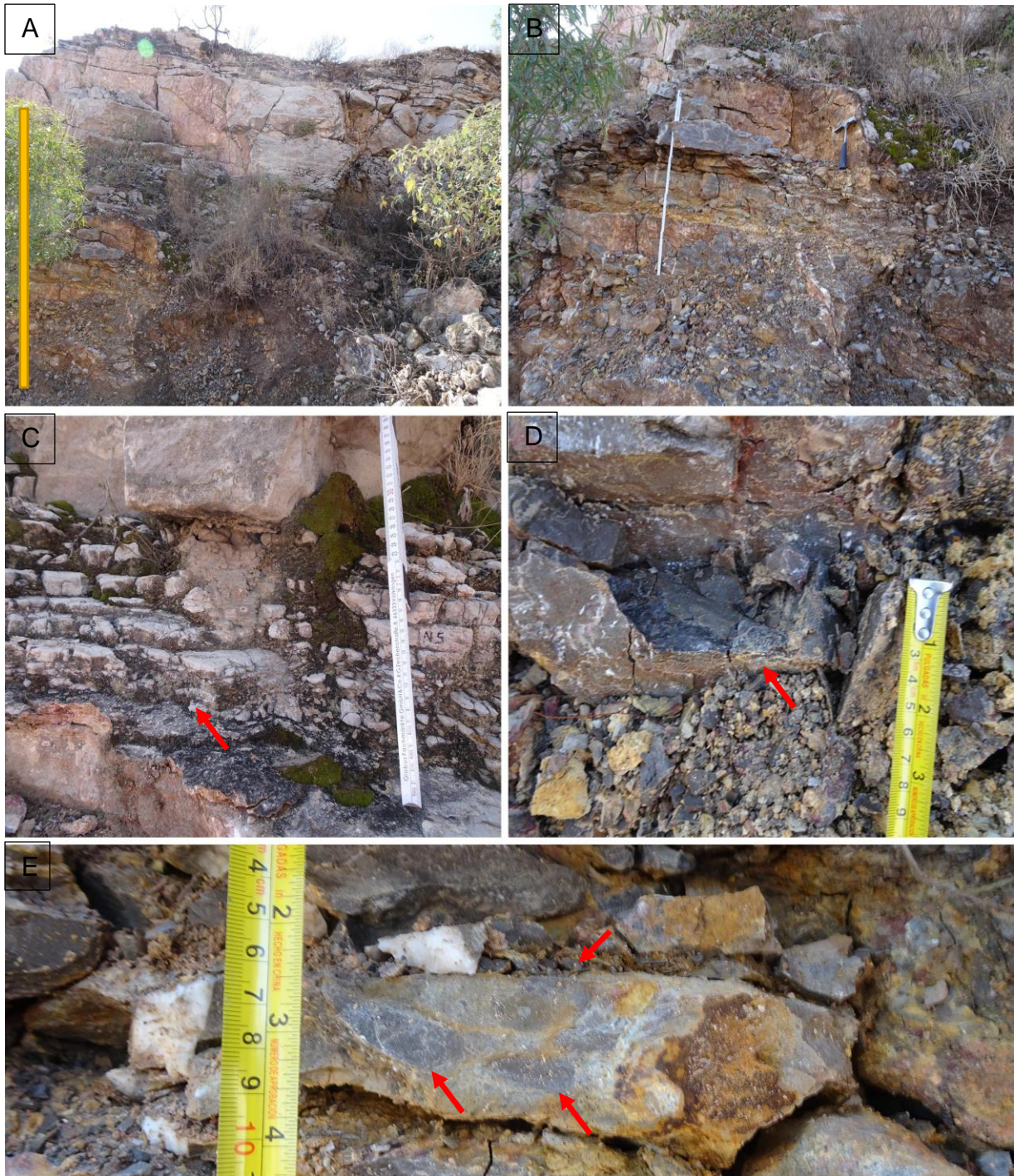


Fig.3.2.13. A y B. Vista general de la sección CB1. Barra y cinta de escala: 2 m. C. Estratificación delgada en capas de la sección CB1 (flecha roja). Longitud de cinta: 50 cm. D. Caliza de matriz micrítica (flecha roja). Longitud de cinta: 10 cm. E. Estructuras de tipo boudinage en caliza micrítica (flecha roja).

En algunos niveles, entre los 2.7 m y 5.5 m de la base, se reconocieron abundantes bioclastos de morfologías irregulares a subredondeadas, en diámetros menores a los 2 mm. En estas

mismas capas, se identificaron fragmentos de bivalvos, con longitudes centimétricas, de entre 2 cm a 8 cm, y espesores menores a los 3 mm, así como estructuras de tipo filamento con longitudes que alcanzan hasta 10 cm y espesores menores a 2 mm (Fig.3.2.14.A-D). Estos filamentos son producto de la alteración de conchas de bivalvos. Por otra parte, se observan fragmentos de bivalvos pectínidos aglutinados en un horizonte de hasta 5 cm de espesor, y dispuestos de forma paralela al plano de estratificación. Estas formas exhiben longitudes de hasta 1 cm y un espesor de 2 mm de espesor.

Rudistas del género *Hippurites* sp. fueron identificados en el nivel antes mencionado, dispuestos de forma aislada y aleatoria, tienen diámetros de hasta 2 cm (Fig.3.2.14.A-D). A su vez, se identificaron abundantes fragmentos de radiolítidos dispuestos de forma aleatoria, en tamaños variables entre 5 mm y 1 cm.

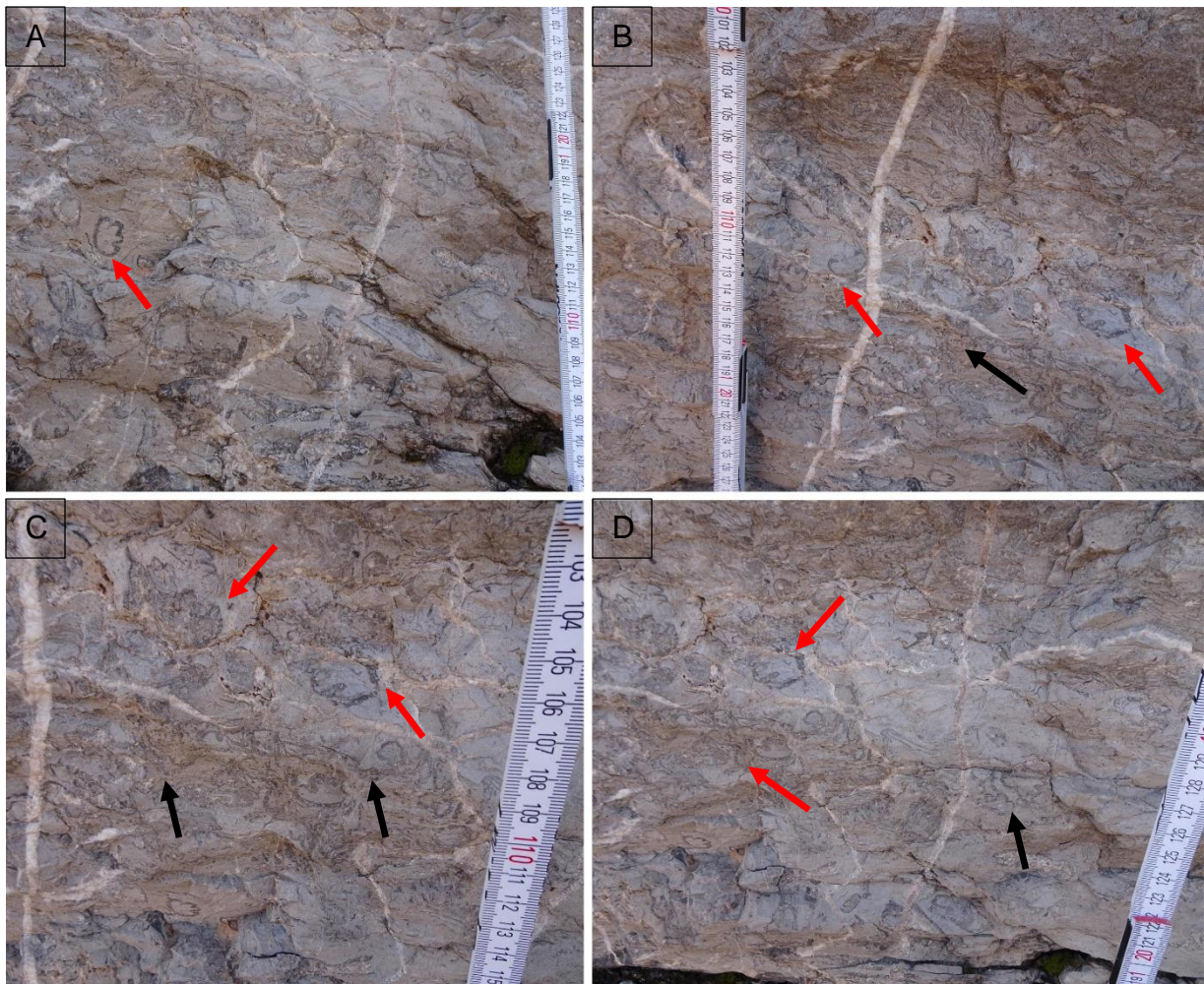


Fig.3.2.14. A-D. Bivalvos rudistas del género *Hippurites* sp. (flecha roja) dispuestos de forma aleatoria sobre caliza.

B. Filamentos provenientes de bivalvos (flecha negra) dispuestos de forma paralela al plano de estratificación. Longitudes de cinta: 30 cm.

Ocasionalmente presenta bandas de pedernal, regularmente de color negro (Fig. 3.2.15.A, B). Estas bandas de pedernal tienen espesores variables entre 3 cm a 6 cm, no presentan estructura interna aparente, y están dispuestas paralelamente al plano de estratificación.

Entre los 7.1 m y 7.3 m se identificó una capa de material deleznable compuesto por carbonato de calcio, o de tipo “chalk” (Fig.3.2.15. C, D). Presenta una coloración amarilla en muestra fresca y gris medio en muestra intemperizada; no presenta estructura interna aparente; la textura de este material es del tamaño de grano de arena media a fina. Por otra parte, capas de este tipo de material se identificaron intercaladas con las capas de caliza hacia el techo de la sección.



Fig.3.2.15. A. Banda y nódulo de pedernal de color negro dispuestos de forma paralela al plano de estratificación. Longitud de cinta: 50 cm. B. Banda y nódulo de pedernal (flecha roja). Longitud de cinta: 30 cm. C y D. Capas

centimétricas de chalk dispuestas entre capas de caliza (flecha negra). Longitud de cinta en C: 50 cm. Longitud de cinta en D: 25 cm.

Hacia los 7.3 m y 7.6 m de la base del nivel, se identificó un horizonte de caliza gris oscuro en muestra fresca y gris medio en muestra intemperizada, de textura arenosa (Fig.3.2.16.). Presenta una textura grano-sostenida, compuesta por clastos y bioclastos semiredondeados a subangulares, en diámetros de hasta 2 mm, tamaño de arena media a gruesa, lo que sugiere una naturaleza pelóide. Este horizonte no presenta estructuras sedimentarias o contenido paleontológico macroscópico.



Fig.3.2.16. Caliza de textura de tipo grano-sostenida.

Sección CB2

Se levantó una sección de al menos 6 m de espesor (Fig.3.2.17) que consiste predominantemente en caliza gris sin estructura interna aparente, la cual es interrumpida por un horizonte de caliza arenosa y caliza arcillosa.

CB2

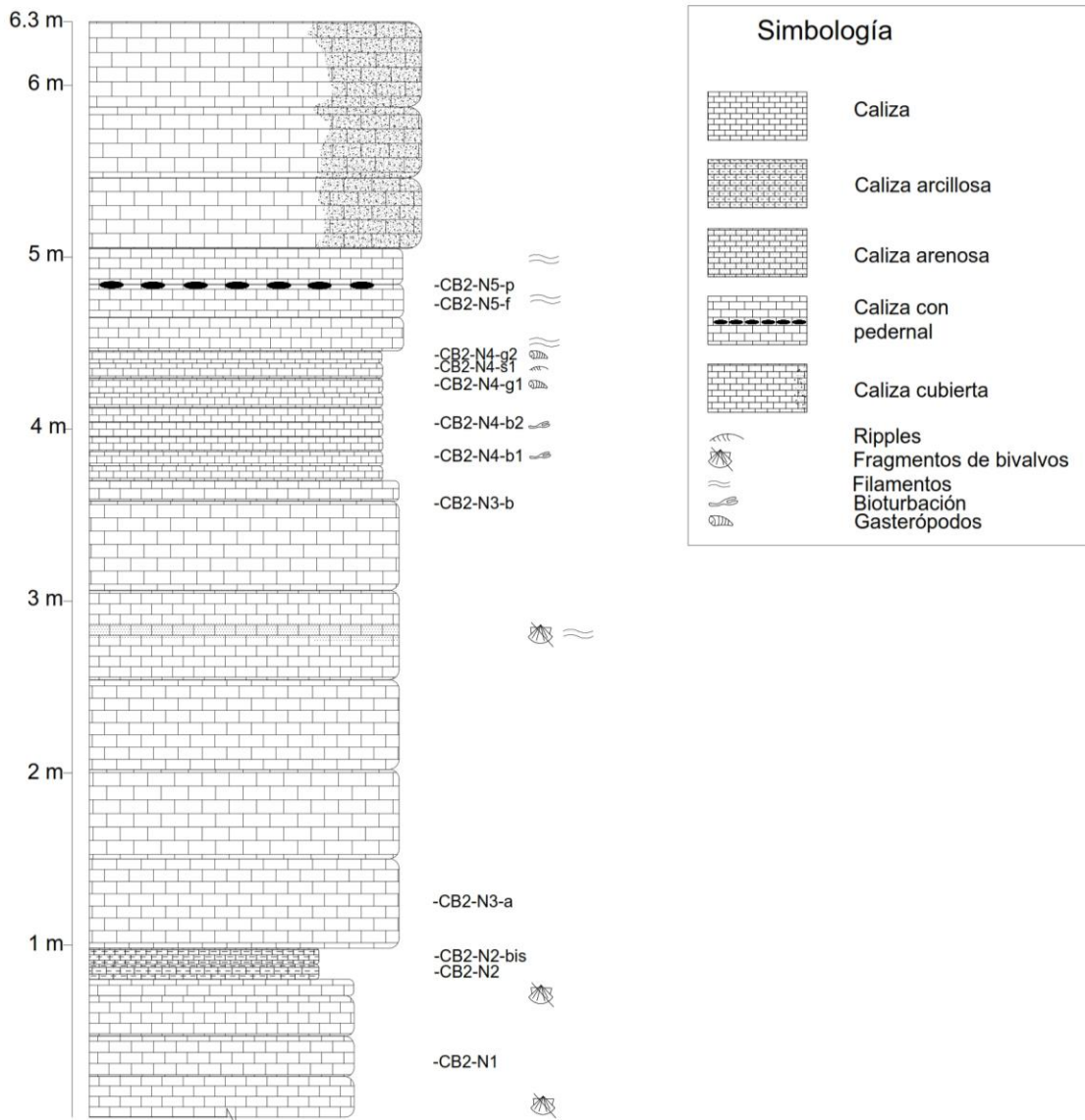


Fig.3.2.17. Columna estratigráfica de la sección CB2

La caliza exhibe una coloración gris claro en muestra intemperizada y gris oscuro en muestra fresca; presenta espesores centimétricos a decimétricos, entre 4 cm a 70 cm, con un espesor predominante de 45 cm (Fig.3.2.18. A, B). Estructuras sedimentarias representadas por montículos de lodo de grano grueso, de diámetros menores a los 7 cm, y sin una orientación preferencial están presentes de forma ocasional dentro de los niveles con bioclastos.



Fig.3.2.18. A. Vista general de la sección CB2. Longitud de martillo: 30 cm. B. Capas en estratificación delgada en el afloramiento CB2. Barra de escala: 1 m.

A lo largo de la sección fueron identificados bioclastos de morfologías irregulares y subangulares a subredondeadas, con diámetros de hasta 3 mm, dispuestos de forma aleatoria sobre la caliza. Entre los 3.5 m y 4.5 m de la base de la sección, la caliza expone abundantes gasterópodos (Fig.3.2.19. A, B) con longitudes que varían entre 5 mm y 2.5 cm de ancho, dispuestos de forma aleatoria. En otros niveles, los gasterópodos se disponen en fragmentos que oscilan entre 0.6 mm y 0.1 mm de longitud, y que exhiben morfologías ovoides a subredondeadas. Fragmentos de bivalvos de hasta 2.5 cm de longitud y dispuestos de la misma forma también han sido observados a lo largo de la sección. Estructuras filamentosas producto de la erosión de bivalvos también han sido observadas, éstas tienen longitudes de hasta 3.5 cm y 1 mm de espesor, y están orientadas de forma paralela y subparalela al plano de estratificación (Fig.3.2.19. C y D).

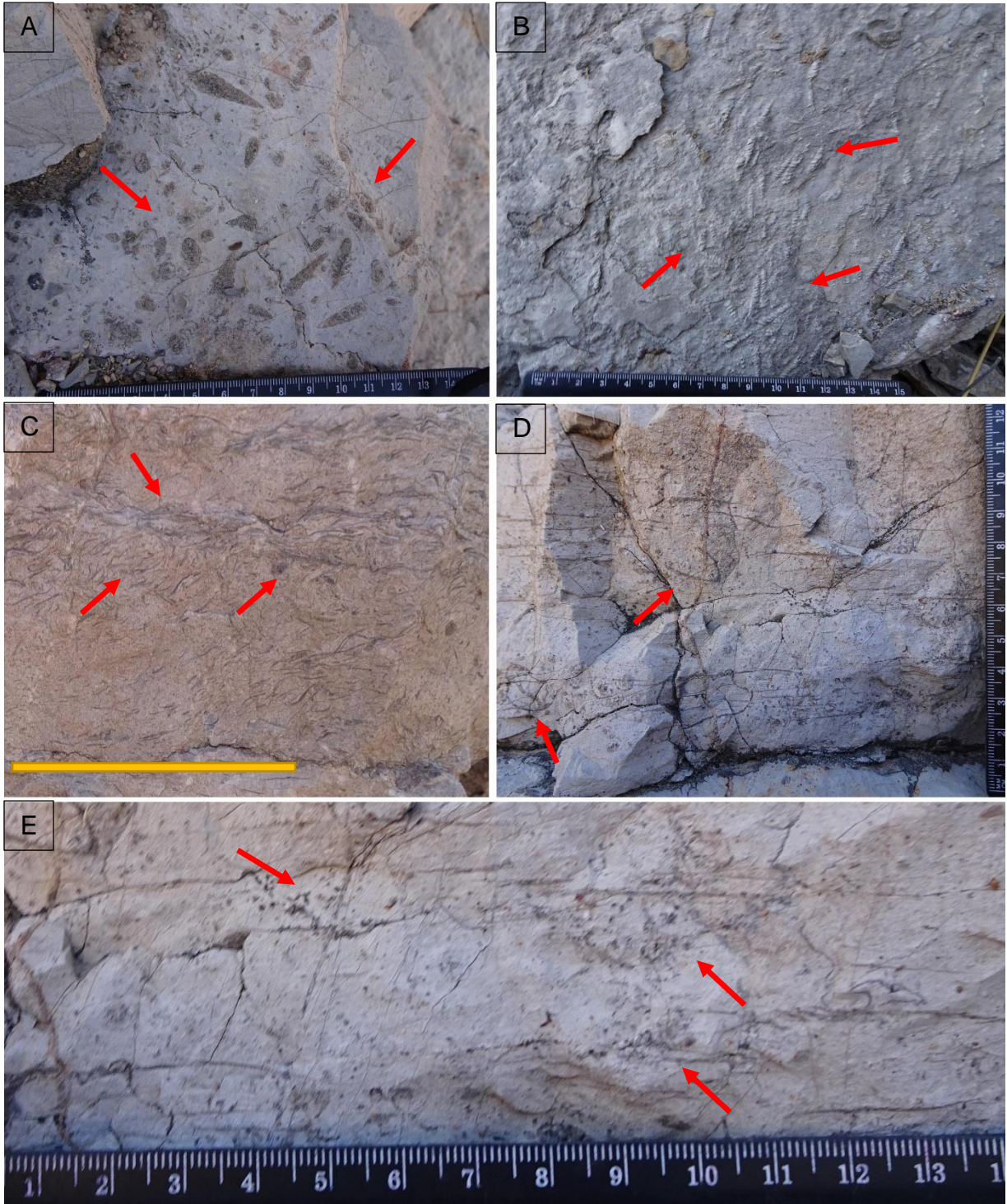


Fig.3.2.19. A y B. Gasterópodos en corte transversal dispuestos de forma aleatoria sobre caliza (flechas rojas). Longitud de regla: 15 cm. C. Filamentos provenientes de bivalvos dispuestos de forma paralela sobre caliza (flechas rojas). Barra de escala: 15 cm. D. Fragmentos de bivalvos dispuestos de forma aleatoria (flechas rojas). E. Bioclastos subredondeados dispuestos de forma aleatoria (flechas rojas).

La bioturbación está presente hacia los 4 m de la base de la sección, y ésta consiste en representantes del ichnogénero cf. *Thalassinoides*, (Fig.3.2.20. A, B) constituida por formas tubulares con longitudes de hasta 4 cm, mientras, los espesores de los tubos alcanzan hasta 4 mm. La presencia de óxido de hierro (Fig.3.2.21. A, B) también ha sido observada en la caliza de esta sección estratigráfica, el cual está dispuesto en forma de nódulos con diámetros menores a 4 cm o estructuras amorfa, entre los 4 m y 5 m a partir de la base de la sección. Ocasionalmente, pedernal negro a gris oscuro (Fig.3.2.21.C) está presente hacia los 4.8 m de la base de la sección, y está dispuesto en forma de lentes con extremos redondeados orientados paralelamente al plano de estratificación, en longitudes y espesores que oscilan entre 4 a 6.5 cm y 1.5 a 2.5 cm, respectivamente.

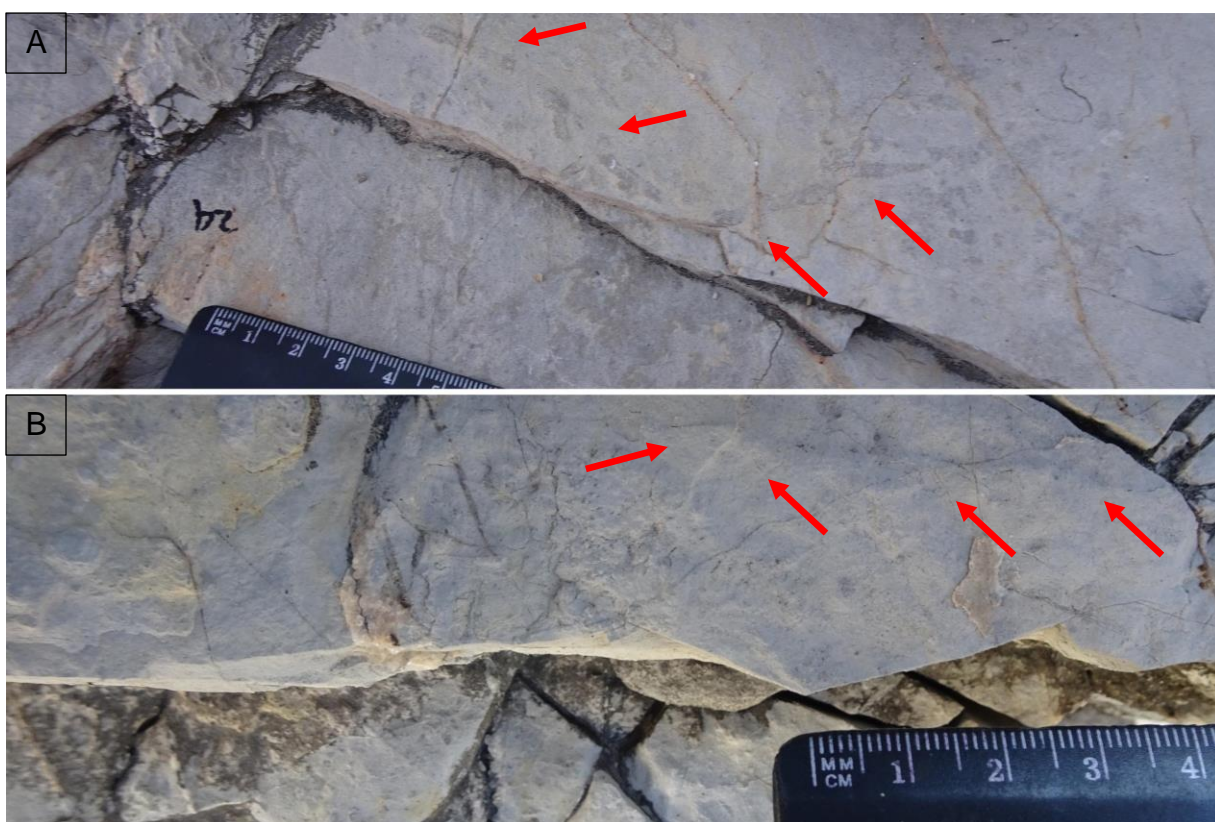


Fig.3.2.20. A y B. Bioturbación del ichnogénero cf. *Thalassinoides* dispuesto sobre caliza físil (flechas rojas).

Entre los 80 cm y 1 m de la base de la sección, se identificó un nivel de entre 16 a 18 cm de espesor de caliza arcillosa intercalada con material deleznable de color beige, (Fig. 3.2.21.D) estas capas tienen espesores máximos de 5 cm. La caliza presenta fractura físil, tiene una matriz homogénea con textura del tamaño de arena de grano medio; exhibe incipiente laminación paralela fina poco conspicua, y no presenta contenido paleontológico.

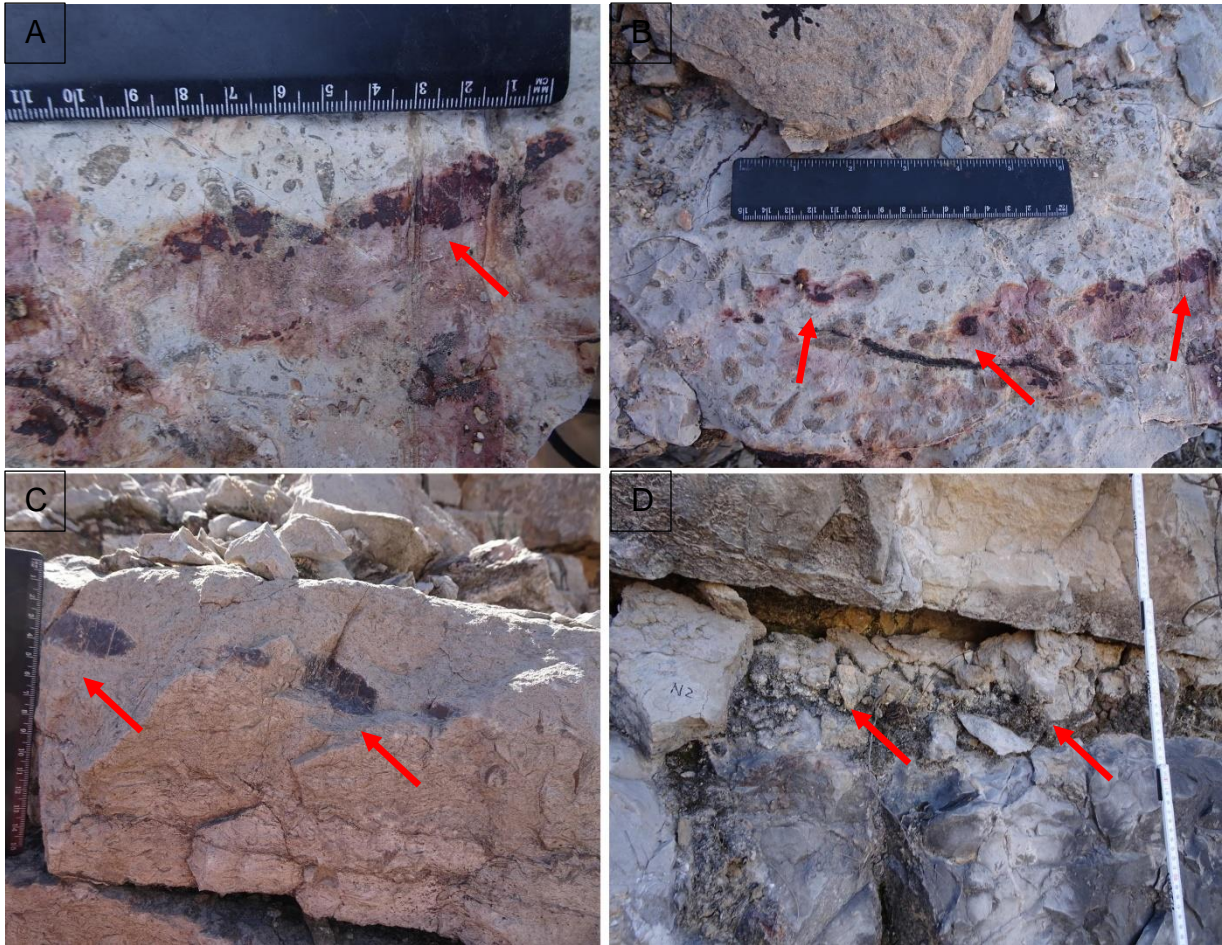


Fig.3.2.21. A y B. Óxidos de hierro en morfología irregular a subangular dispuestos sobre caliza (flechas rojas). C. Lentes ovoides de pedernal dispuestos de forma paralela al plano de estratificación (flechas rojas). D. Horizonte de material tipo “chalk” entre capas de caliza (flechas rojas). Longitud de cinta: 60 cm.

Hacia los 2.8 m de la base de la sección, se identificó un horizonte de caliza beige en muestra intemperizada, y gris medio en muestra fresca, con una textura arenosa, de tipo fango-sostenida (Fig.3.2.22.A). Esta textura está conformada por clastos calcáreos de morfología subredondeada a subangular, con diámetros de hasta 3 mm, tamaño de grano de arena media a gruesa, lo que sugiere una naturaleza peloide.

Este horizonte presenta bioclastos de color negro a café oscuro, de morfología subangular a subredondeada, en diámetros que varían entre 5 mm a 1 mm, y estructuras filamentosas provenientes de bivalvos (Fig.3.2.22.B), con longitudes que oscilan entre 5 mm y 1.2 cm. Se observan de manera escasa y se disponen de forma aleatoria en la caliza.

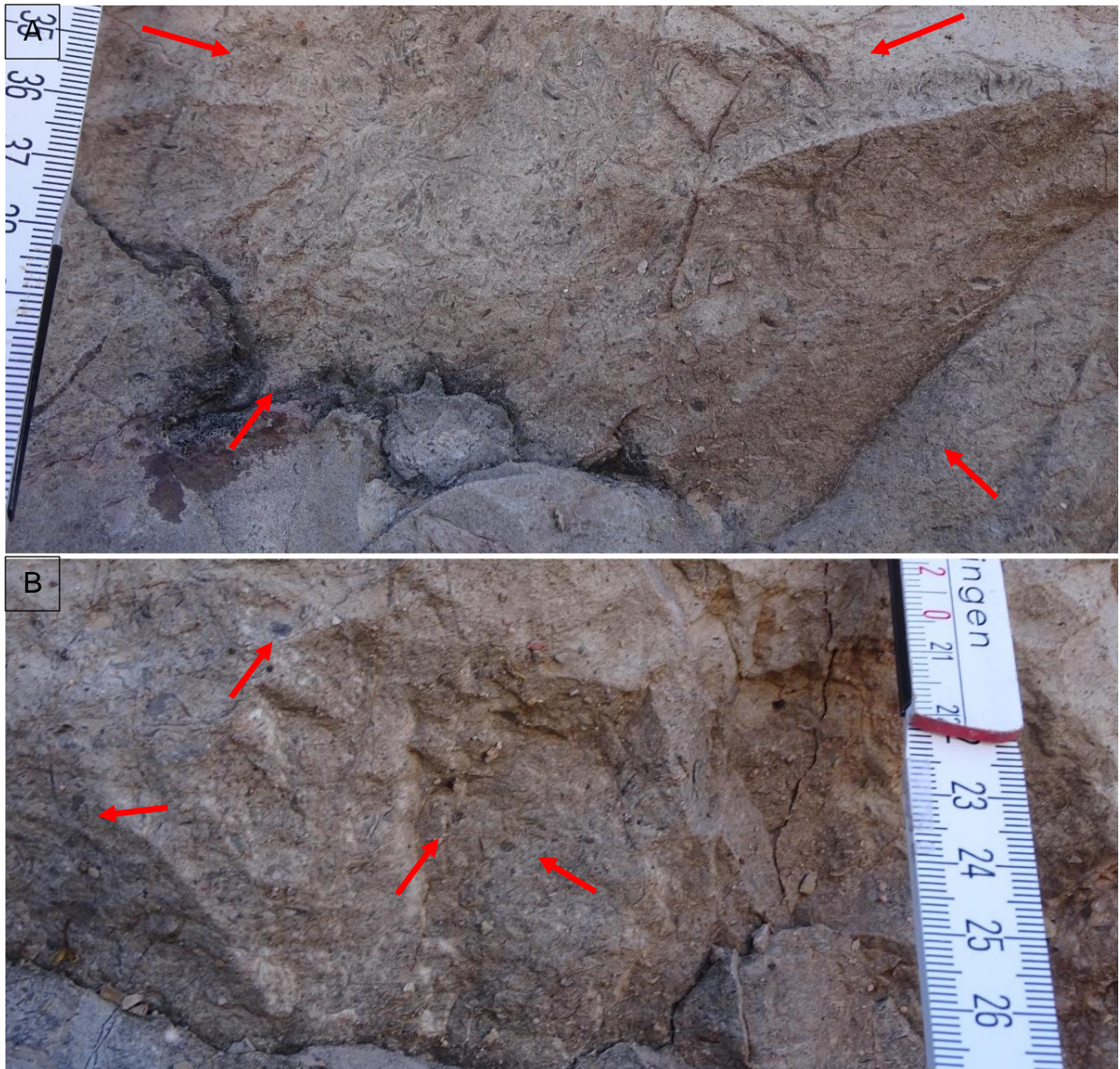


Fig.3.2.22. A. Caliza de textura del tamaño de arena gruesa (flechas rojas). Longitud de cinta: 5 cm. B. Bioclastos irregulares embebidos en caliza de textura del tamaño de arena gruesa (flechas rojas). Longitud de cinta: 6 cm

Sección CB3

Se levantó una sección de al menos 6.5 m que consiste predominantemente en caliza grisácea sin estructura interna aparente, la cual es interrumpida a lo largo de la sección por capas de caliza arenosa y caliza arcillosa (Fig. 3.2.23.)

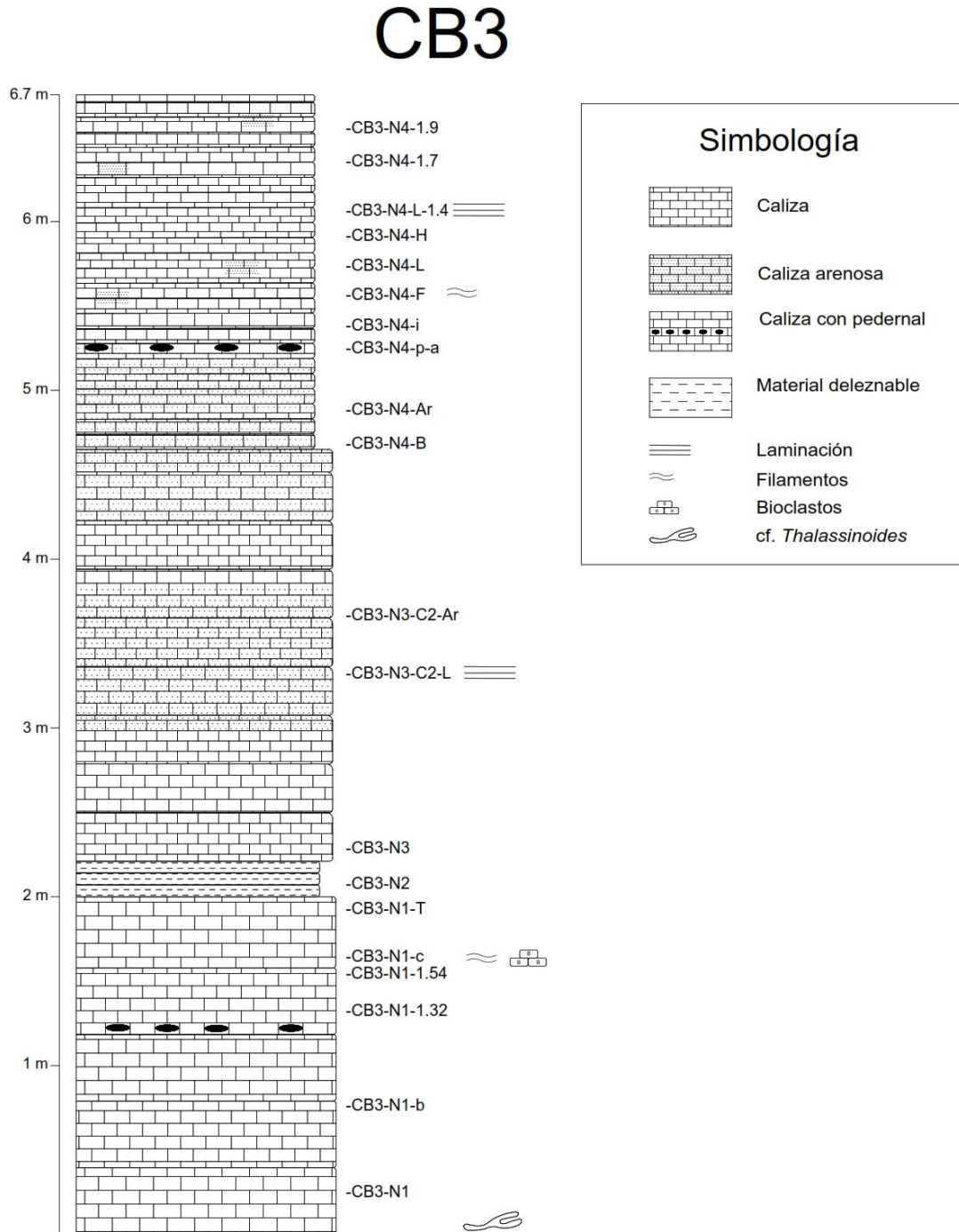


Fig.3.2.23. Columna estratigráfica de la sección CB3

La caliza exhibe una coloración rojiza en muestra intemperizada y gris medio a oscuro en muestra fresca, aunque algunas capas exhiben tonalidades de café. Presenta espesores decimétricos a centimétricos que varían entre 5 cm a 40 cm, con un espesor predominante de 30 cm (Fig. 3.2.24. A, B). En algunos estratos se observa laminación paralela fina, así como escasos intraclastos de color gris, en morfologías subredondeadas a redondeadas y diámetros que oscilan entre 1 mm a 8 mm, dispuestos de forma aleatoria (Fig. 3.2.24. C).

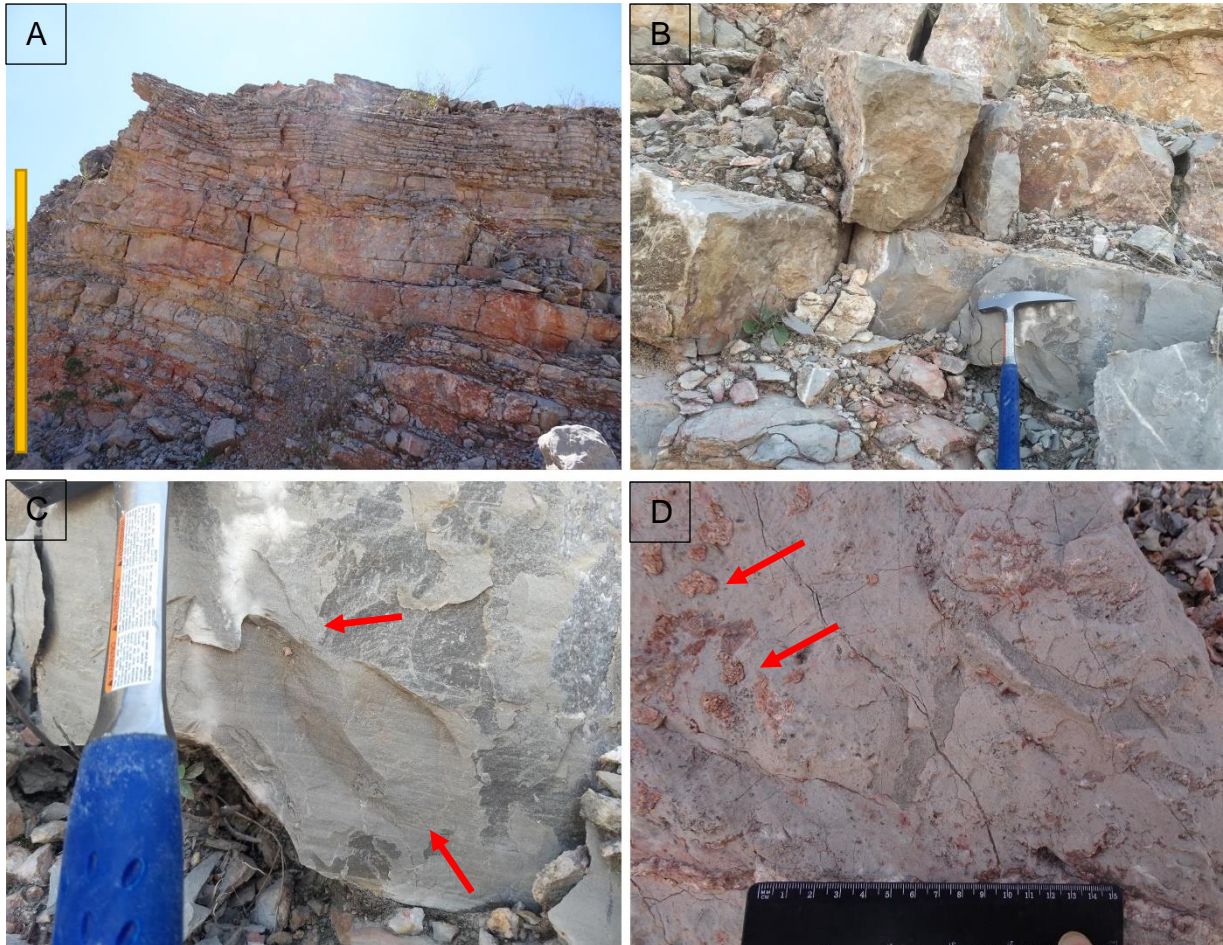


Fig.3.2.24. A. Vista general de la sección CB3. Barra de escala: 2 m. B. Capas de caliza micrítica en la sección. Longitud de martillo: 30 cm. C. Laminación paralela fina dispuesta en caliza micrítica. Longitud de martillo: 10 cm. E. Bioclastos subredondeados oxidados. Longitud de regla: 15 cm.

A lo largo de la sección, la caliza exhibe bioclastos de forma escasa y morfologías subredondeadas a ovoides, sus diámetros oscilan entre 0.2 mm a 3 mm, en una disposición aleatoria (Fig. 3.2.24. E). Por otra parte, se reconocieron escasos fragmentos de bivalvos de morfologías ovoides, los cuales presentan longitudes variables entre 2 cm a 3 cm (Fig. 3.2.25.A), se encuentran mayormente dispuestos paralelamente al plano de estratificación, en menor

medida de forma aleatoria. Se observaron estructuras filamentosas, producto de la erosión de bivalvos, las cuales exhiben longitudes variables entre 3 cm a 10 cm y espesores menores a 2 mm, orientadas de forma paralela al plano de estratificación (Fig. 3.2.25.B). Hacia la base de esta sección, la caliza exhibe bioturbación del ichnogénero *cf. Thalassinoides*, en longitudes de hasta 20 cm y 2 cm de espesor. (Fig. 3.2.25. C, D).

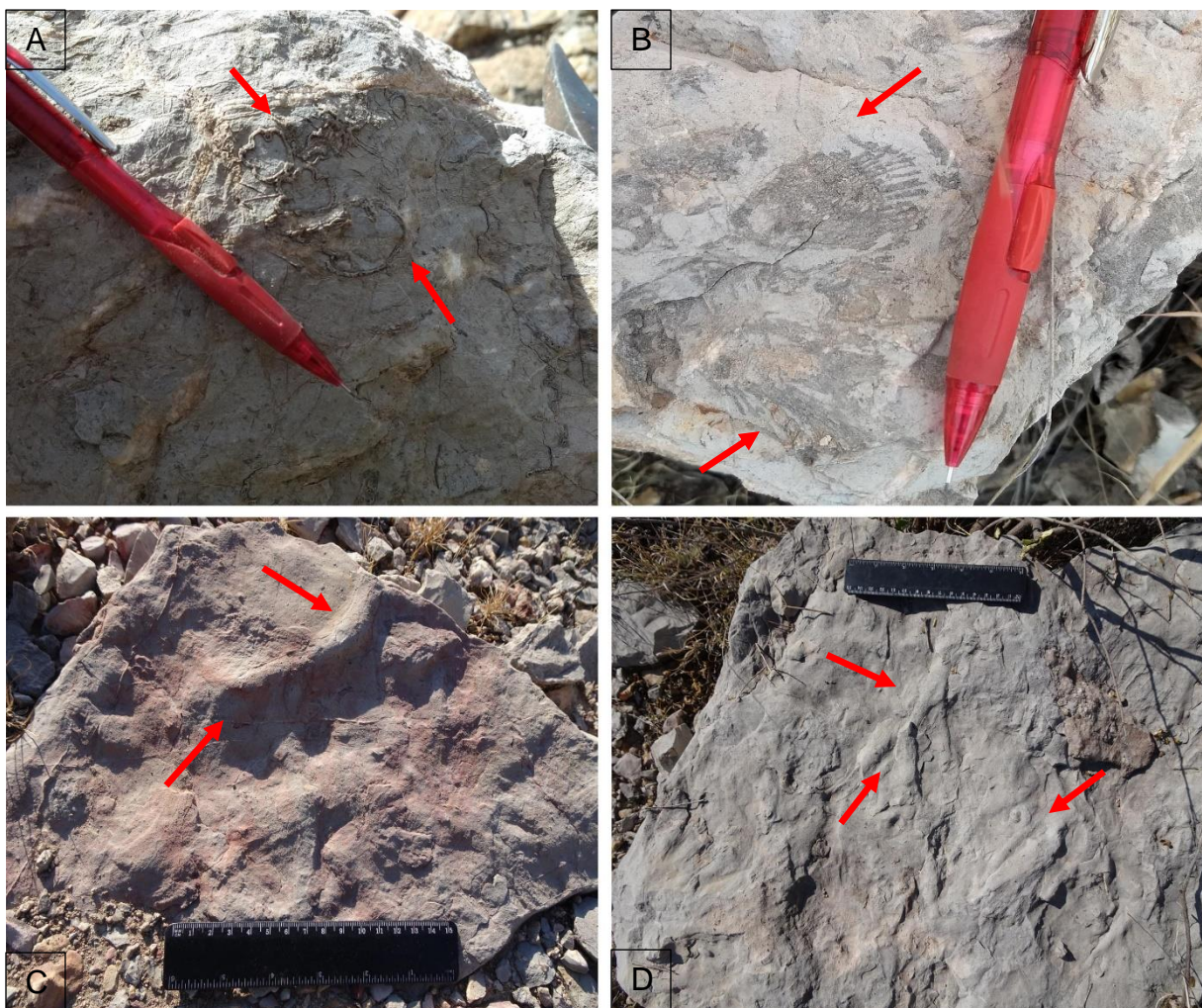


Fig.3.2.25. A. Fragmentos de bivalvos rudistas dispuestos sobre caliza (flechas rojas). B. Fragmentos de bivalvos dispuestos de forma aleatoria sobre caliza (flechas rojas). Longitud de lápiz: 15 cm. C y D. Bioturbación del ichnogénero *cf. Thalassinoides* dispuestos sobre caliza (flechas rojas)

Se reconoció pedernal negro dispuesto en forma de nódulos, en diámetros de hasta 7 cm y espesores menores a 3 cm; la mayor parte de estos nódulos se encuentran de forma aislada en el estrato, orientados de forma paralela al plano de estratificación (Fig. 3.2.26.B). Por otra parte, entre los 2 m y 2.2 m a partir de la base de la sección, se identificó un nivel de material tipo

“chalk”, de coloración que varía entre amarillo a ocre, el espesor es menor a 21 cm de espesor, no presenta estructura interna aparente, se trata de un material mayormente homogéneo (Fig. 3.2.26. C, D). Dentro de este nivel, se observan fragmentos irregulares de caliza grisácea, de tamaños que oscilan entre 2 cm a 4 cm, la textura es de grano de arena media y no presentan aparente estructura interna.

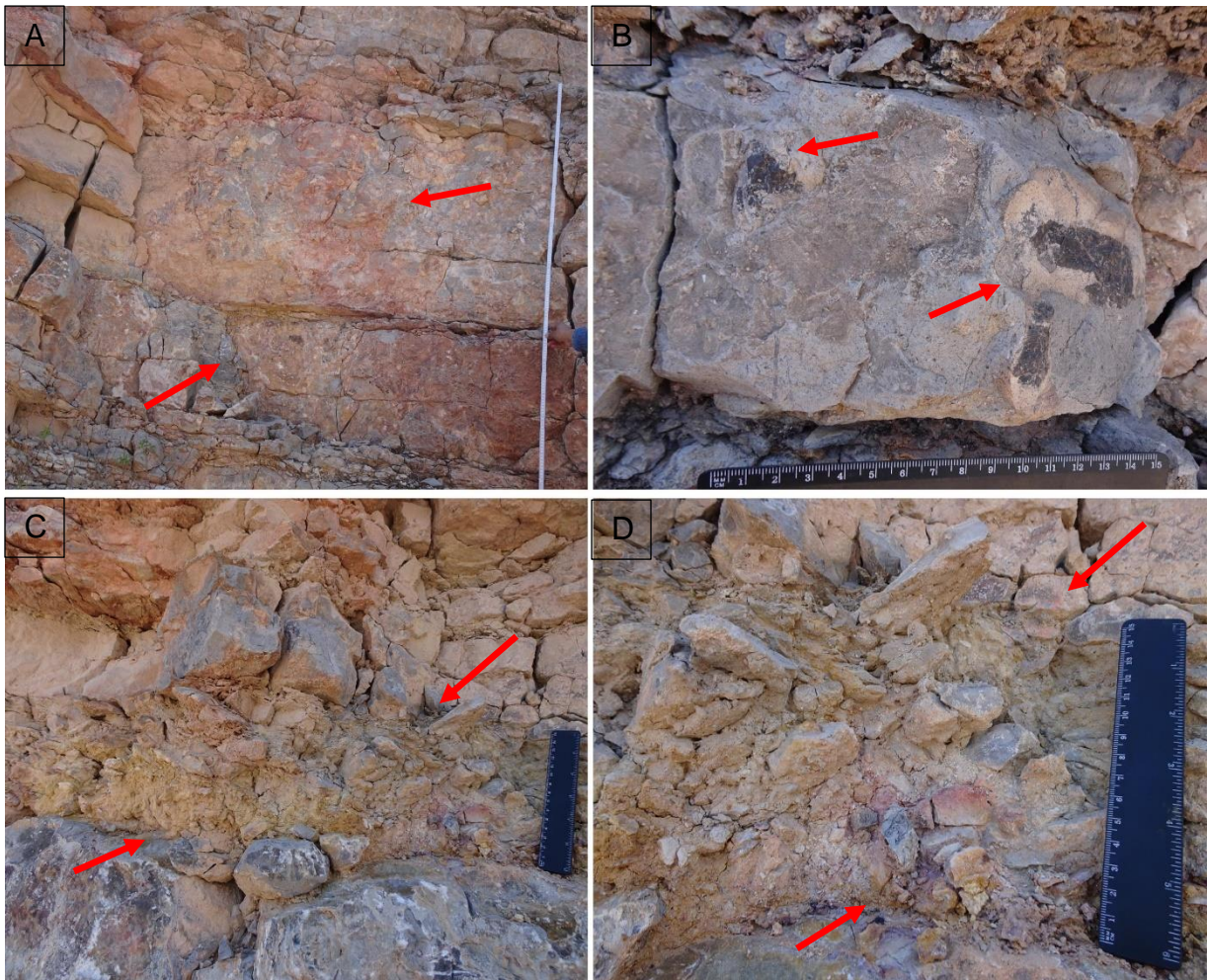


Fig.3.2.26. A. Superficies irregulares de oxidación en caliza (flechas rojas). Longitud de cinta: 2 m. B. Lentes irregulares de pedernal dispuestos de forma aleatoria sobre la caliza (flechas rojas). C y D. Horizontes de material tipo “chalk” dispuestos entre capas de caliza (flechas rojas).

Entre los 3 m y 5.1 m a partir de la base del nivel, se registraron capas de caliza en estratificación decimétrica a centimétrica con textura arenosa; a su vez, entre los 5.1 m y hasta el techo de la sección, se identificaron lentes de caliza de textura arenosa embebidos en la caliza sin estructura interna. Esta textura es de tipo grano-sostenida, constituida por clastos de origen calcáreo

subredondeados a subangulares en diámetros menores a 4 mm, tamaño de arena media a gruesa, no presentan estructura interna por lo que se sugiere una naturaleza pelóide.

En los estratos de caliza de textura grano-sostenida se reconoció laminación paralela fina (Fig. 3.2.27. A), así como escasos intraclastos tabulares (Fig. 3.2.27. B), en longitudes que oscilan entre 2 mm a 3 mm, y espesores de hasta 0.5 mm, o en morfologías subredondeadas a redondeadas con diámetros que oscilan entre 1 mm a 8 mm.

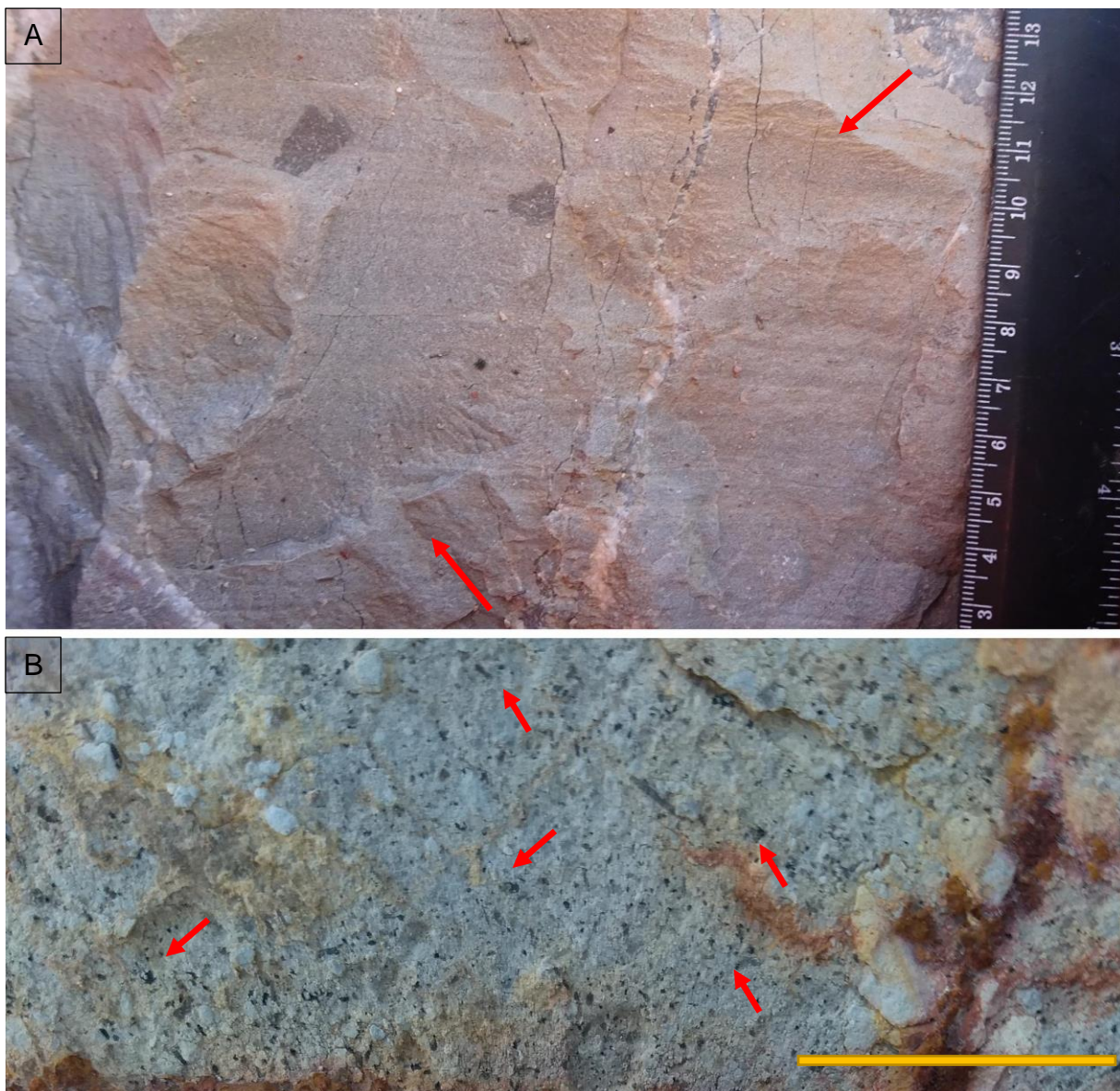


Fig.3.2.27. A. Laminación paralela fina en caliza de textura del tamaño de arena gruesa (flechas rojas). B. Intraclastos subredondeados embebidos en caliza de textura de tamaño de arena gruesa (flechas rojas). Barra de escala: 1 cm.

Sección CZ1

Se levantó una sección de al menos 62.1 m (Fig. 3.2.28), la cual consiste principalmente en caliza gris oscuro sin estructura interna aparente, la cual es interrumpida hacia el techo por caliza de textura arenosa.

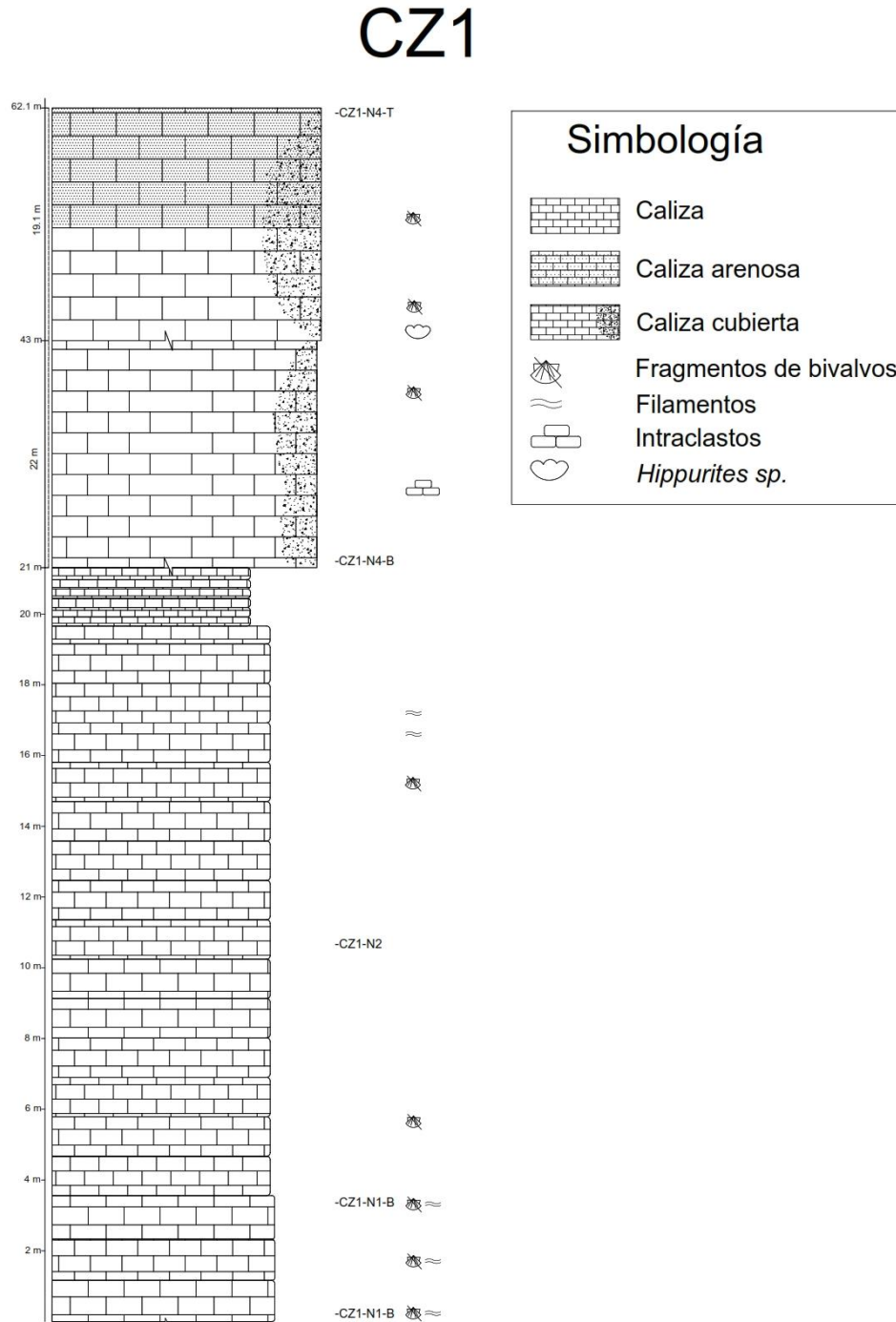


Fig.3.2.28. Columna estratigráfica de la sección CZ1

La caliza exhibe una coloración rojiza a gris medio en muestra intemperizada, y gris oscuro en muestra fresca. Las capas se encuentran dispuestas en espesores decimétricos a métricos, que varían entre 20 cm a 2 m, con un espesor predominante de 45 cm (Fig. 3.2.29.A-C).. Se reconocieron intraclastos hacia el techo de la sección, de morfología subredondeada y de diámetros que oscilan entre 1 mm a 2 mm, no presentan estructura interna, y se encuentran dispuestos de forma aleatoria (Fig. 3.2.29.D). Entre los 21 m y 43 m a partir de la base de la sección, la caliza se encuentra cubierta por superficies de oxidación, por lo que este intervalo no fue descrito.

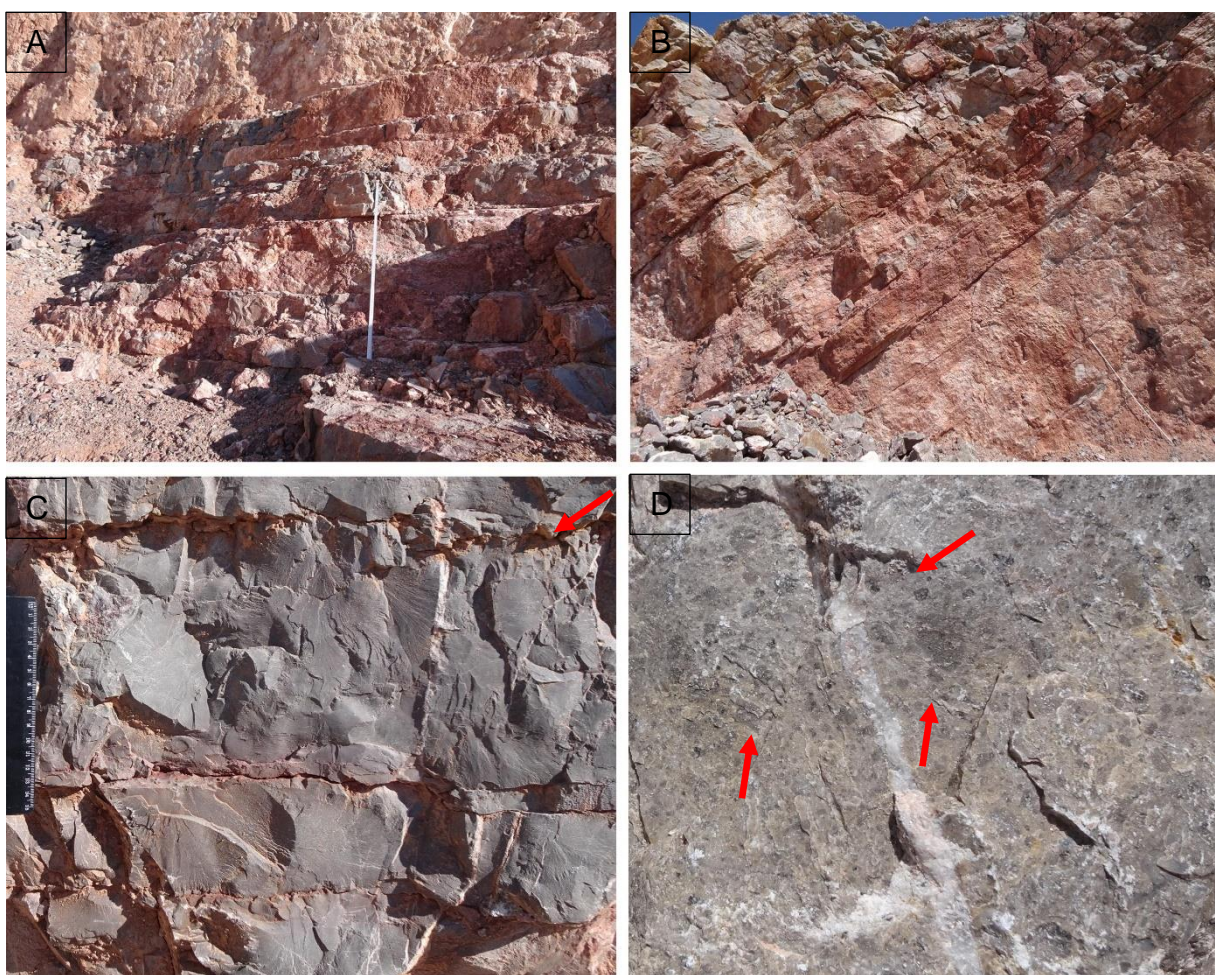


Fig.3.2.29. A y B. Vista general del afloramiento CZ1. Barras de escala: 2 m. C. Caliza de matriz micrítica en estratificación mediana. Longitud de regla: 15 cm. D. Intraclastos subredondeados en la caliza (flechas rojas).

Algunos niveles presentan escasos bioclastos de morfologías irregulares y subredondeados, con diámetros menores a los 2 mm, no presentan aparente estructura interna y se encuentran dispuestos de forma aleatoria sobre la caliza. A lo largo de la sección, regularmente hacia la

base de la misma, se identificaron escasos fragmentos de bivalvos, con longitudes menores a 4 cm, dispuestos de forma aleatoria (Fig. 3.2.30.B). Estructuras de tipo filamento, producto de la fragmentación de bivalvos fueron reconocidos en algunos niveles, en longitudes oscilantes entre 2 cm y 4 cm, y espesores variables entre 1 mm a 5 mm, alineados principalmente de forma paralela al plano de estratificación, aunque también se observan filamentos en una disposición aleatoria (Fig. 3.2.30. C). En algunos niveles se observaron rudistas aislados del género *Hippurites* sp., de diámetros menores a 5 cm, los cuales se encuentran dispuestos de forma aleatoria y escasa (Fig. 3.2.30.A).



Fig.3.2.30. A. Fragmento de rudista *Hippurites* sp. (flecha roja) y fragmentos de bivalvos (flecha negra) dispuestos de forma aleatoria sobre caliza. B. Bioclastos subredondeados dispuestos de forma aleatoria dispuesta sobre caliza micrítica (flechas rojas). Longitud de regla: 15 cm. C. Filamentos provenientes de bivalvos dispuestos paralelamente al plano de estratificación sobre caliza micrítica (flechas rojas). Barra de escala: 2 cm.

En algunos niveles, la caliza presenta cambios puntuales de coloración, principalmente coloraciones rojizas, las cuales asemejan impregnaciones por oxidación sin estructura interna como anillos de oxidación. La mayor parte de esta sección, específicamente la parte superior, se encuentra cubierta por material de tipo caliche de coloración blanquecina.

Hacia el techo de la sección, se reconocieron capas de caliza de coloración rojiza a gris claro en muestra intemperizada, y gris medio en muestra fresca. Estas capas exhiben una textura arenosa de tipo grano-sostenida, la cual está constituida por clastos subredondeados de composición calcárea, con diámetros menores a 1 mm, tamaño de arena media, por lo que no son observables a simple vista, lo que sugiere una naturaleza pelóide (Fig. 3.2.31.). Presenta escasos fragmentos de bivalvos con longitudes menores a los 2 cm, dispuestos de forma aleatoria.

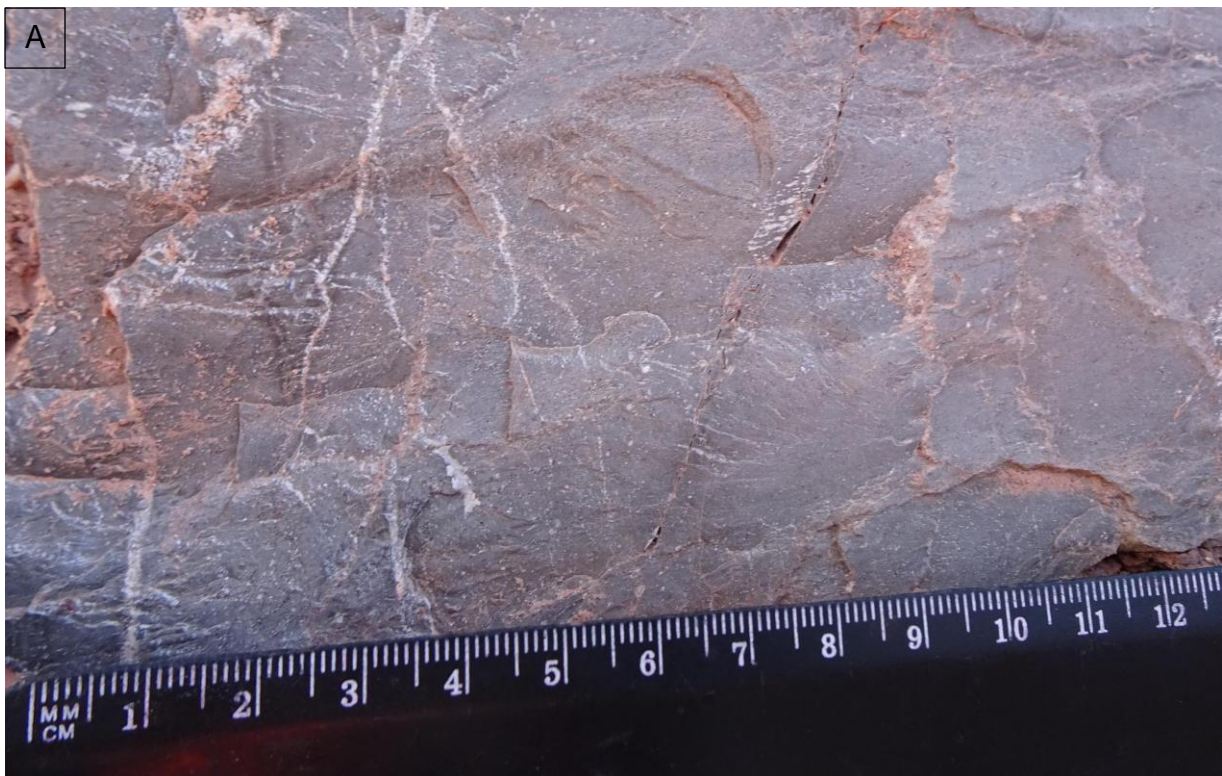


Fig.3.2.31. A. Caliza de textura del tamaño de arena media a gruesa. Longitud de regla: 15 cm.

Sección CZ2

En CZ2 se levantó una sección de al menos 23 m de caliza que consiste predominantemente en caliza gris sin estructura interna aparente, la cual es interrumpida hacia la base y techo por caliza arenosa (Fig. 3.2.32.).

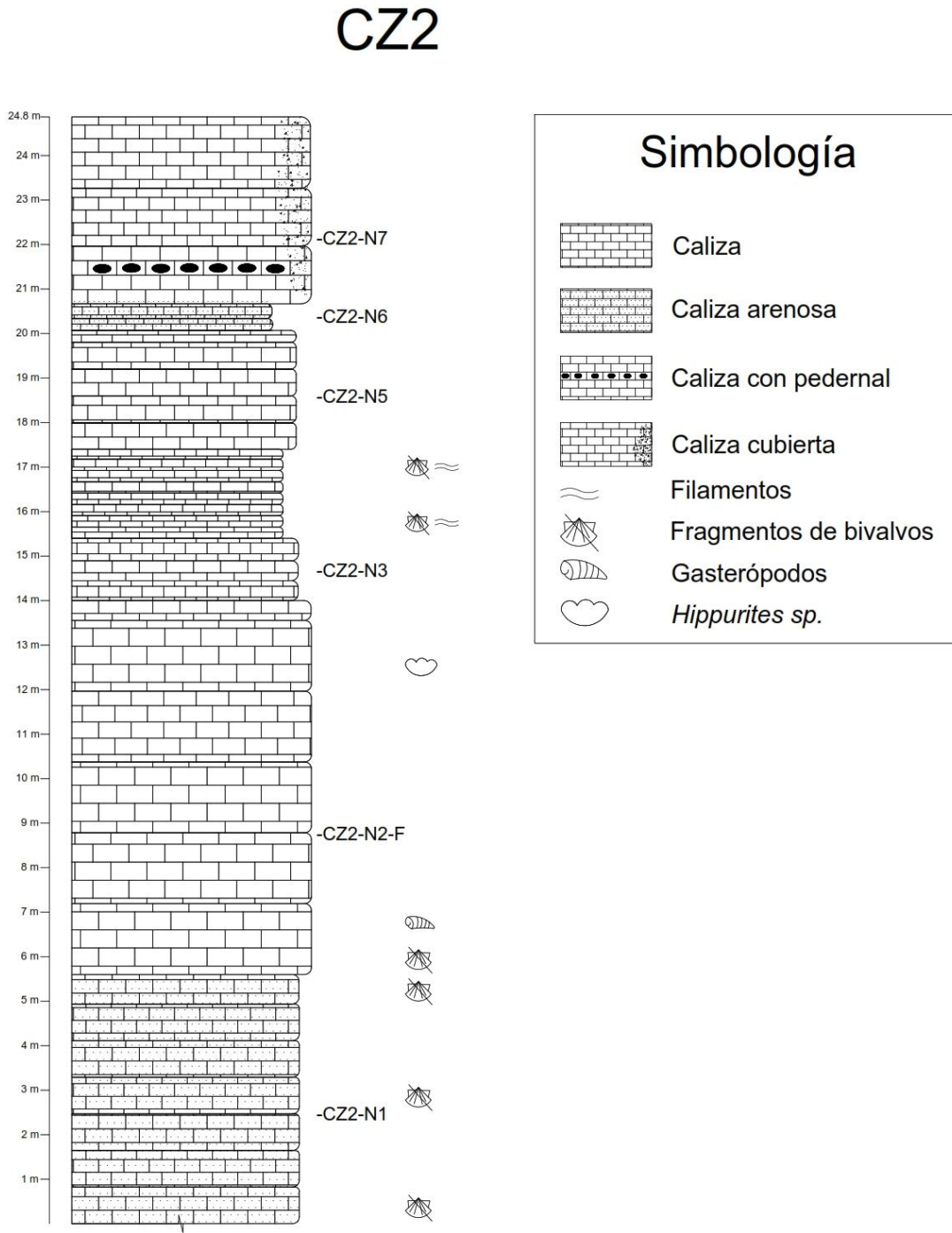


Fig.3.2.32. Columna estratigráfica de la sección CZ2

La caliza exhibe una coloración verduzca a gris claro en muestra intemperizada, y gris oscuro en muestra fresca. Presenta espesores centimétricos a decimétricos, los cuales varían entre 10 cm a 70 cm, con espesor predominante de 40 cm, así como matriz micrítica (Fig. 3.2.33.A-D).

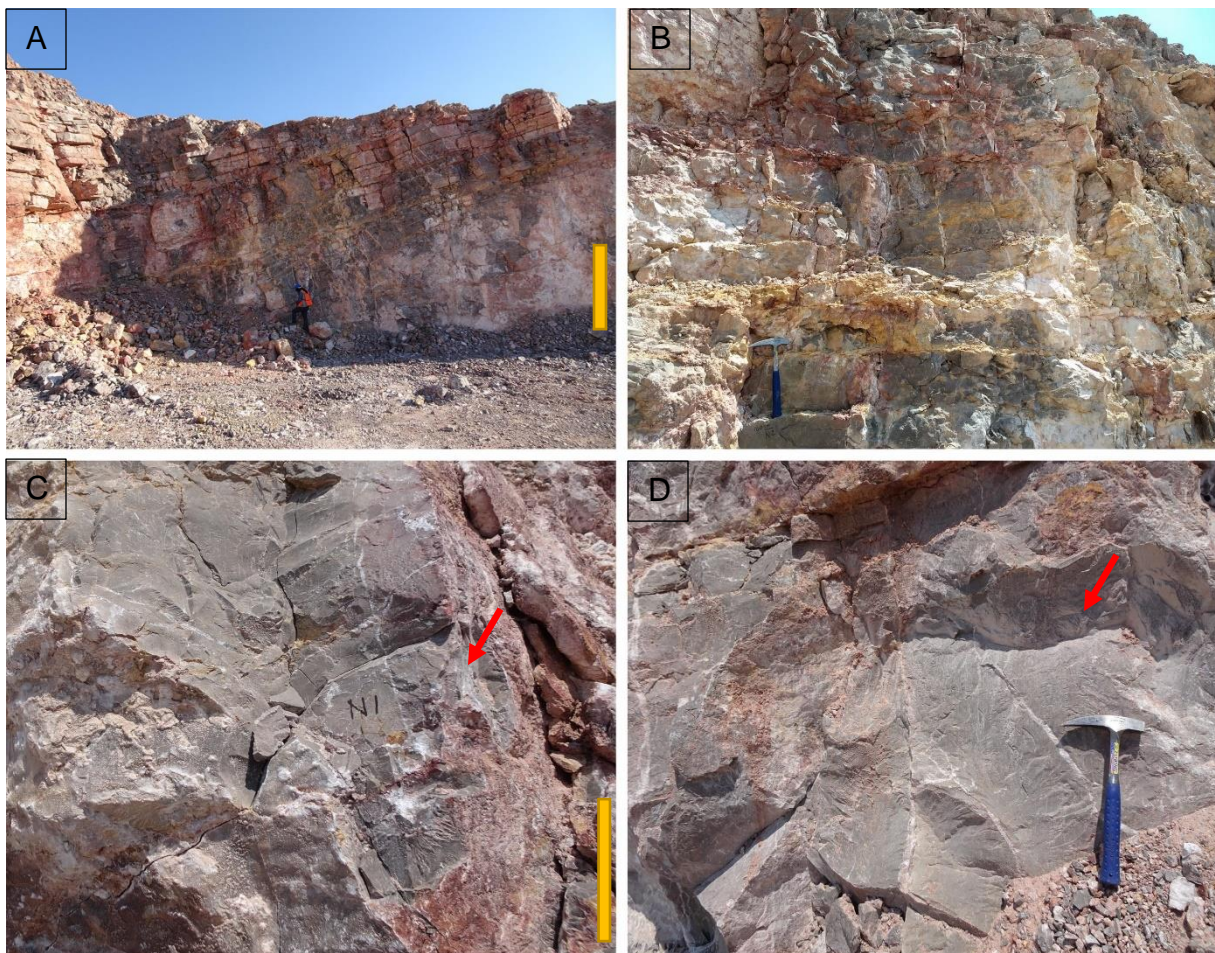


Fig.3.2.33. A y B. Vista general del afloramiento CZ2. Barra de escala: 2 m. Longitud de martillo: 30 cm. C y D. Caliza de matriz micrítica en estratificación gruesa. Barra de escala: 20 cm.

En algunos niveles de caliza se reconocieron escasos bioclastos de morfologías irregulares a subangulares, en tamaños variables entre 1 cm a 2 cm, dispuestos de forma aleatoria en la matriz. Fragmentos de bivalvos fueron observados de forma escasa en algunos niveles, en longitudes menores a los 2 cm, se encuentran dispuestos de forma aleatoria. Hacia la base de la sección, fueron reconocidos gasterópodos de longitudes que varían entre 5 mm a 3 cm, dispuestos de forma aleatoria, conformando horizontes de hasta 10 cm de espesor; así como escasas estructuras de tipo filamento en el mismo nivel, producto de la erosión de bivalvos, los cuales exhiben longitudes que oscilan entre 3 cm a 4 cm y espesores menores a 1 mm, orientados

paralelamente al plano de estratificación. En algunos niveles se observaron escasos rudistas aislados del género *Hippurites* sp., en diámetros variables entre 3 a 5 cm, dispuestos de forma aleatoria y sin una orientación preferencial (Fig. 3.2.34.A).



Fig.3.2.34. A. Rudistas del género *Hippurites* sp. (flechas rojas) dispuestos de forma aleatoria sobre caliza de textura de arena gruesa. Longitud de regla: 15 cm.

Ocasionalmente, la caliza exhibe nódulos de pedernal de color negro a gris oscuro, en longitudes de hasta 5 cm y en espesores menores a 2 cm, se encuentran dispuestos de forma aleatoria al plano de estratificación. Hacia el techo de la sección, la caliza presenta intercalaciones con horizontes de material deleznable de color amarillo, en espesores que oscilan entre 5 cm a 7 cm.

Entre los 20 m y 20.5 m de la base del nivel, se reconoció un nivel que exhibe una intercalación de caliza micrítica y caliza arcillosa, la cual presenta una coloración gris medio a amarillo en muestra fresca y tonalidades rojizas a gris claro en muestra intemperizada, se encuentra

dispuesta en estratos de espesores centimétricos que oscilan entre 5 cm a 7 cm, la textura es de tamaño de arena de grano medio y no presenta estructura interna (Fig. 3.2.35.A, B).



Fig.3.2.35. A. Capas de caliza arcillosa intercalada con caliza de matriz micrítica (flecha roja). Barra de escala: 2 m. B. Horizonte de material tipo “chalk” dispuesto entre capas de caliza (flechas rojas). Barra de escala: 30 cm.

Hacia la base de la sección, y alternando hacia la cima de la misma, se identificaron capas de caliza anaranjada a gris medio en muestra intemperizada y gris oscuro en muestra fresca, con textura arenosa, de tipo grano-sostenida, la cual consiste en por clastos de composición calcárea redondeados a subredondeados en diámetros de hasta 1 mm y observables a simple vista, tamaño de arena media (Fig. 3.2.36. A, B). Algunas estructuras tabulares fueron observadas en estas capas, tienen hasta 4 mm de longitud y 0.5 mm de espesor, dispuestos de forma aleatoria.

Estos niveles exhiben abundantes fragmentos de bivalvos en longitudes menores a 4 cm, dispuestos de forma aleatoria, y escasos bioclastos de morfología irregular, en tamaños menores a 1 mm.



Fig.3.2.36. A y B. Caliza de textura de tamaño de arena gruesa (flecha roja). Barra de escala: 15 cm.

Cantera Xirgo

La Cantera Xirgo (CX1) aflora en la zona inferior derecha del área de estudio. En esta cantera los afloramientos de caliza se encuentran bien expuestos, aunque existen zonas donde se encuentra cubierta por superficies de oxidación y caliche. A cada muestra obtenida se le asignó la nomenclatura CX1-N-X, siendo N el nivel donde se tomó la muestra y la X el número de muestra o posición dentro de la sección.

Sección CX1

En CX1 se levantó una sección de al menos 185 m que consiste predominantemente en caliza gris sin estructura interna aparente, la cual es interrumpida intermitentemente a lo largo del afloramiento por niveles de caliza arenosa y caliza bituminosa (Fig. 3.2.37.).

La caliza exhibe una coloración claro en muestra intemperizada y gris oscuro en muestra fresca, aunque en algunas capas se identificaron tonalidades en azul. Presenta espesores centimétricos a decimétricos, que oscilan entre 10 cm a 2 m, con un espesor predominante de 40 cm; es posible reconocer estratificación masiva (Fig. 3.2.38.A-D).

CX1

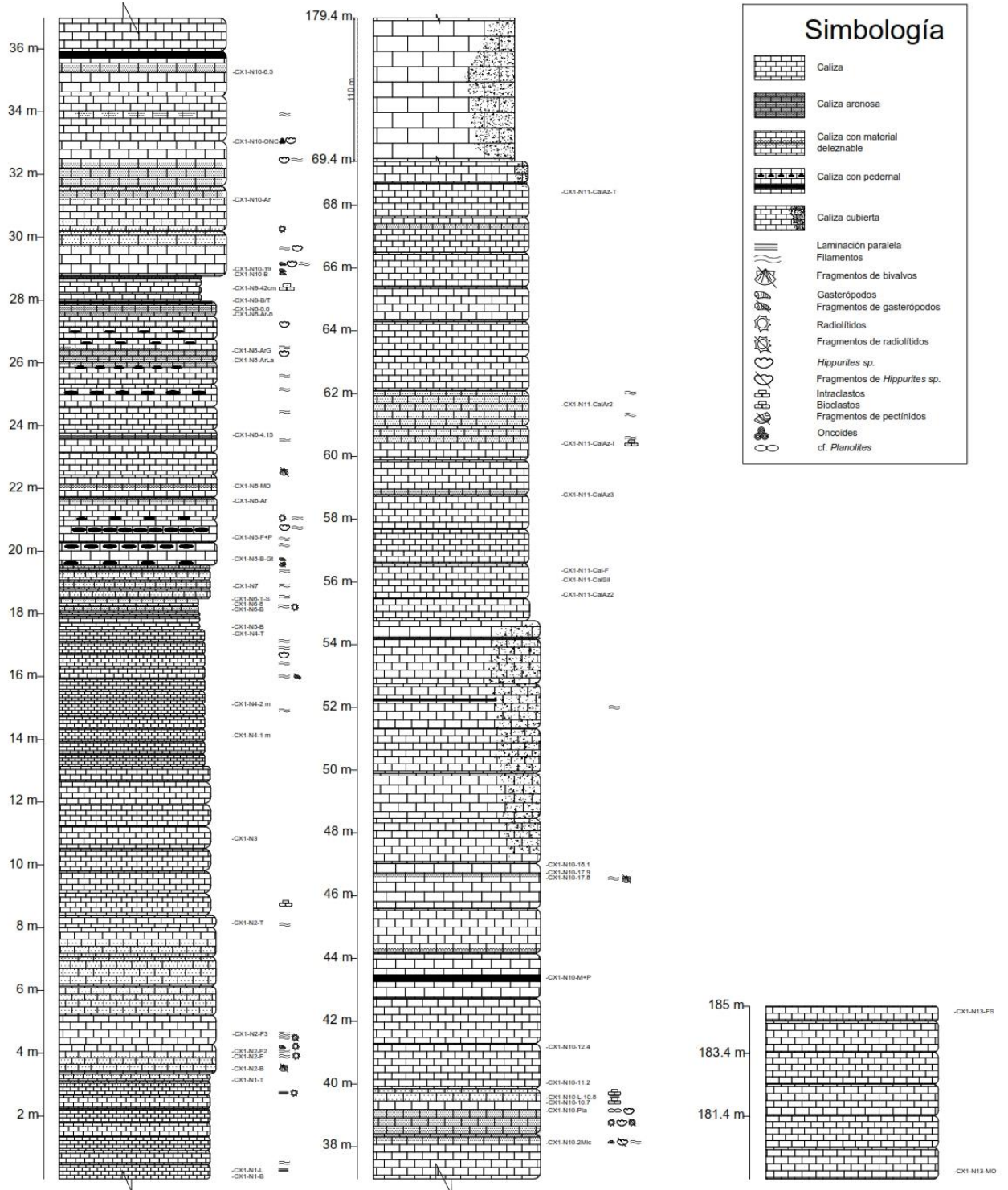


Fig.3.2.37. Sección estratigráfica de la sección CX1

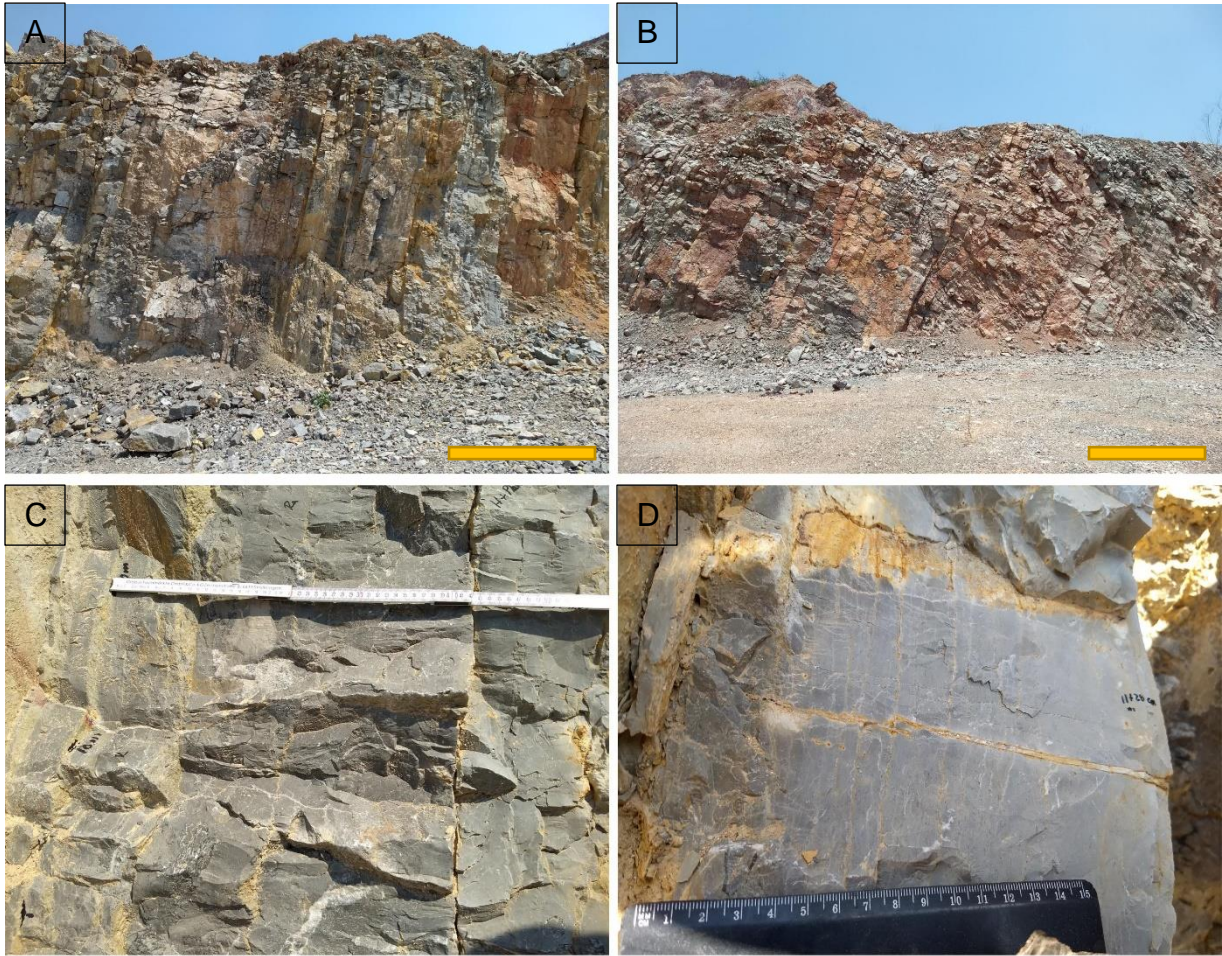


Fig.3.2.38. A y B. Vista general del afloramiento CX1. Barra de escala: 2 m. C y D. Caliza de matriz micrítica en estratificación decimétrica. Longitud de cinta: 60 cm. Longitud de regla: 15 cm.

Estructuras sedimentarias representadas por laminación paralela fueron reconocidas hacia la base de la sección, constituida por intercalación de láminas que exhiben variaciones texturales entre sí, regularmente de textura del tamaño de arena fina a muy fina, en espesores de laminación menores a 20 cm (Fig. 3.2.29. A, B). Otros niveles exhiben intraclastos embebidos en la matriz micrítica, posiblemente de tipo “black pebbles”, de morfologías tabulares y subredondeadas, exhiben diámetros centimétricos a milimétricos, que oscilan entre 2 cm a 3 mm, no presentan estructura interna aparente y se encuentran dispuestos de forma aleatoria en la caliza (Fig. 3.2.29.C, D). Un nivel (CBX1-N10-ONC) exhibe probables granos cubiertos que presentan una estructura interna compuesta por anillos concéntricos en diámetros que oscilan entre 5 mm a 2 cm, por lo que se han identificado preliminarmente como oncoides, exhiben una coloración azul oscura y se encuentran dispuestos de forma aleatoria (Fig. 3.2.29.E, F).

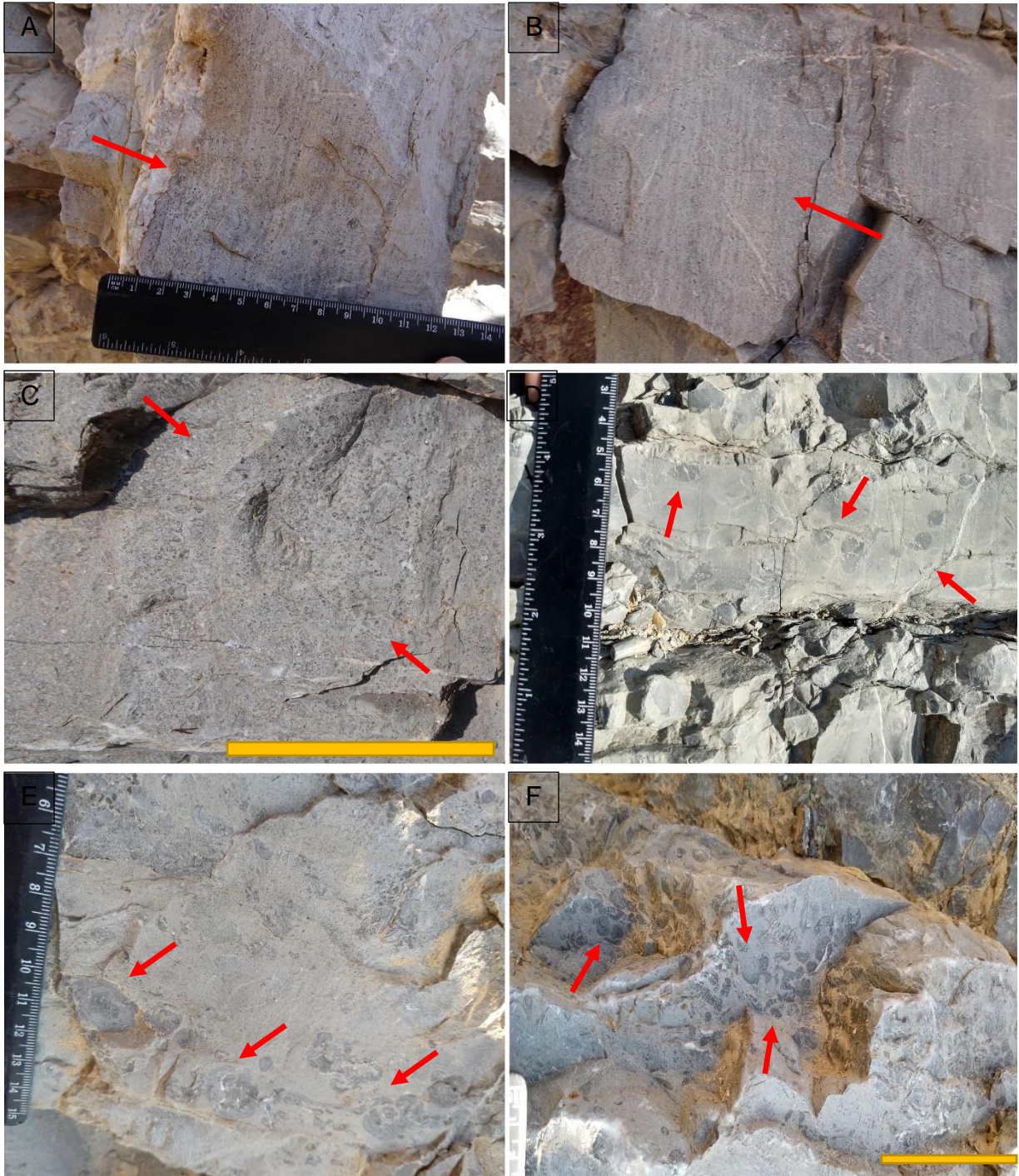


Fig.3.2.39. A y B. Laminación paralela fina en caliza de espesor centimétrico (flechas rojas). Escala: 15 cm. C. Intraclastos subredondeados en diámetros milimétricos embebidos en caliza (flechas rojas). Barra de escala: 15 cm. D. Intraclastos subredondeados en diámetros centimétricos (flechas rojas). Longitud de regla: 15 cm. E. Posibles granos cubiertos exhibiendo estructura interna concéntrica y en diámetros centimétricos (flechas rojas). F. Posibles granos cubiertos de estructura interna concéntrica en diámetros milimétricos (flechas rojas). Barra de escala: 2 cm.

Escasos bioclastos fueron identificados en capas de caliza gris, los cuales exhiben morfologías subangulares, sus diámetros oscilan entre 2 mm a 1 mm, no presentan estructura interna y se encuentran dispuestos de forma aleatoria. Expone abundantes estructuras de tipo filamento, provenientes de la erosión de bivalvos, en longitudes que varían entre 5 mm a 10 cm, regularmente orientados paralelamente al plano de estratificación. En algunos niveles se observaron gasterópodos, con longitudes de hasta 6 cm y diámetros menores a 2.5 cm, sin presentar orientaciones preferenciales (Fig. 3.2.40. A, B). En otros niveles, los gasterópodos se disponen en fragmentos que alcanzan hasta 2 cm de longitud, y se encuentran dispuestos de forma aleatoria en la caliza, aunque algunos gasterópodos se encuentran alineados paralelamente al plano de estratificación. En diversos niveles, se identificaron rudistas aislados y algunos bouquets del género *Hippurites sp.* en diámetros centimétricos, que varían entre 3 cm a 5 cm, dispuestos de forma aleatoria.



Fig-3.2.40. A. Escasos filamentos provenientes de bivalvos dispuestos paralelamente al plano de estratificación (flechas rojas). B. Gasterópodo en corte transversal (flecha roja) y bioclastos no identificados (flecha negra).

En un nivel de la sección (CX1-N10-Pla), se observa bioturbación del ichnogénero *cf. Planolites*, referido como estructuras cilíndricas con diámetros variables entre 1 cm a 1.5 cm y longitudes de hasta 2 cm, se encuentran dispuestas a lo largo del borde superior del nivel (Fig. 3.2.41.A). Ocasionalmente, se reconoció pedernal negro en algunas capas, dispuesto en forma de bandas y nódulos mientras que en ciertos niveles se comporta como un intrusivo en la caliza (Fig. 3.2.41.B, C). Las bandas de pedernal tienen espesores que oscilan entre 2 cm a 5 cm, no presentan estructura interna aparente, y están dispuestas paralelamente al plano de estratificación. Los nódulos exhiben diámetros que varían entre 3 cm a 4 cm, no presentan

estructura interna aparente, y se encuentran dispuestos de forma paralela al plano de estratificación. Los cuerpos intrusivos de pedernal presentan una longitud de hasta 2.5 cm y 1 cm de espesor, dispuestos de forma perpendicular al plano de estratificación.



Fig.3.2.41. A. Bioturbación del ichnogénero cf. *Planolites* dispuestos de forma abundante sobre caliza micrítica (flechas rojas). B. Banda irregular de pedernal con saliente de tipo intrusiva (flecha roja). C. Lentes de pedernal de espesor centimétrico variable (flechas rojas).

Algunos niveles (CX1-N8-MD) presentan capas de material tipo “chalk” de color amarillo claro a beige claro, no presentan estructura interna, la textura de este material es del tamaño de arena media a gruesa, dispuestas en espesores menores a 10 cm (Fig. 3.2.42. A, B). Estas capas se observan homogéneas, aunque pueden contener escasos clastos de caliza, en tamaños que oscilan entre 7 mm y 2 cm.



Fig3.2.42. A y B. Horizontes de material tipo “chalk” dispuestos entre caliza de espesor decimétrico (flechas rojas).

Alternando de forma intermitente con la caliza gris a lo largo de la sección, se observan capas de caliza gris claro a “beige” en muestra intemperizada, y gris medio a oscuro en muestra fresca, con textura arenosa, la cual está arreglada en dos patrones, Fango-sostenida y grano-sostenida. La primera está constituida por clastos calcáreos subredondeados en diámetros que oscilan entre 0.3 mm y 0.6 mm, tamaño de arena media a gruesa (Fig. 3.2.43.A).



Fig.3.2.43. A. Caliza de textura fango-sostenida, del tamaño de arena media a gruesa.

En algunas capas se reconocieron abundantes bioclastos irregulares a subangulares, en tamaños que varían entre 4 mm a 3 cm, dispuestos de forma aleatoria, aunque se observan zonas donde exhiben una incipiente alineación paralela al plano de estratificación. Diferentes niveles de caliza exponen escasas estructuras de tipo filamento, provenientes de la erosión de bivalvos, en longitudes que varían entre 3 mm a 5 mm, regularmente orientados paralelamente al plano de

estratificación (Fig. 3.2.44.A). Por otra parte, se observan fragmentos de bivalvos pectínidos en morfologías irregulares, exhiben longitudes que oscilan entre 6 mm a 4 cm, dispuestos de forma aleatoria. Radiolítidos fueron observados en diferentes capas, en diámetros milimétricos a centimétricos, entre 6 mm a 4 cm respectivamente, dispuestos principalmente en posición aleatoria y en algunos niveles, en posición de crecimiento (Fig. 3.2.44.B).



Fig.3.2.44. A. Abundantes filamentos provenientes de bivalvos dispuestos paralelamente al plano de estratificación (flechas rojas). B. Radiolítido aislado y embebido sobre caliza arenosa de textura fango-sostenida (flechas rojas).

El segundo patrón, textura grano-sostenida, conformada por clastos calcáreos subredondeados en diámetros que oscilan entre 0.6 mm a 2 mm, tamaño de arena gruesa a gruesa muy gruesa, que sugieren una naturaleza peloide (Fig. 3.2.45.).



Fig.3.2.45. A. Caliza arenosa de textura grano-sostenida, tamaño de arena gruesa a muy gruesa (flechas rojas).

Radiolítidos y fragmentos de éstos fueron identificados en algunas capas, en diámetros milimétricos a centimétricos, entre 3 mm a 3 cm respectivamente, dispuestos principalmente en posición aleatoria y en algunos niveles, en posición de crecimiento. En estos niveles, se reconocieron estructuras de tipo filamento provenientes de los radiolítidos, en longitudes que varían entre 4 mm a 3 cm (Fig. 3.2.46. A). Presenta escaso contenido en bioclastos, los cuales exhiben tamaños de hasta 4 mm, dispuestos de forma aleatoria. Se reconocieron hippurítidos aislados en diámetros que alcanzan hasta 5 cm, dispuestos de forma aleatoria (Fig. 3.2.46.B).

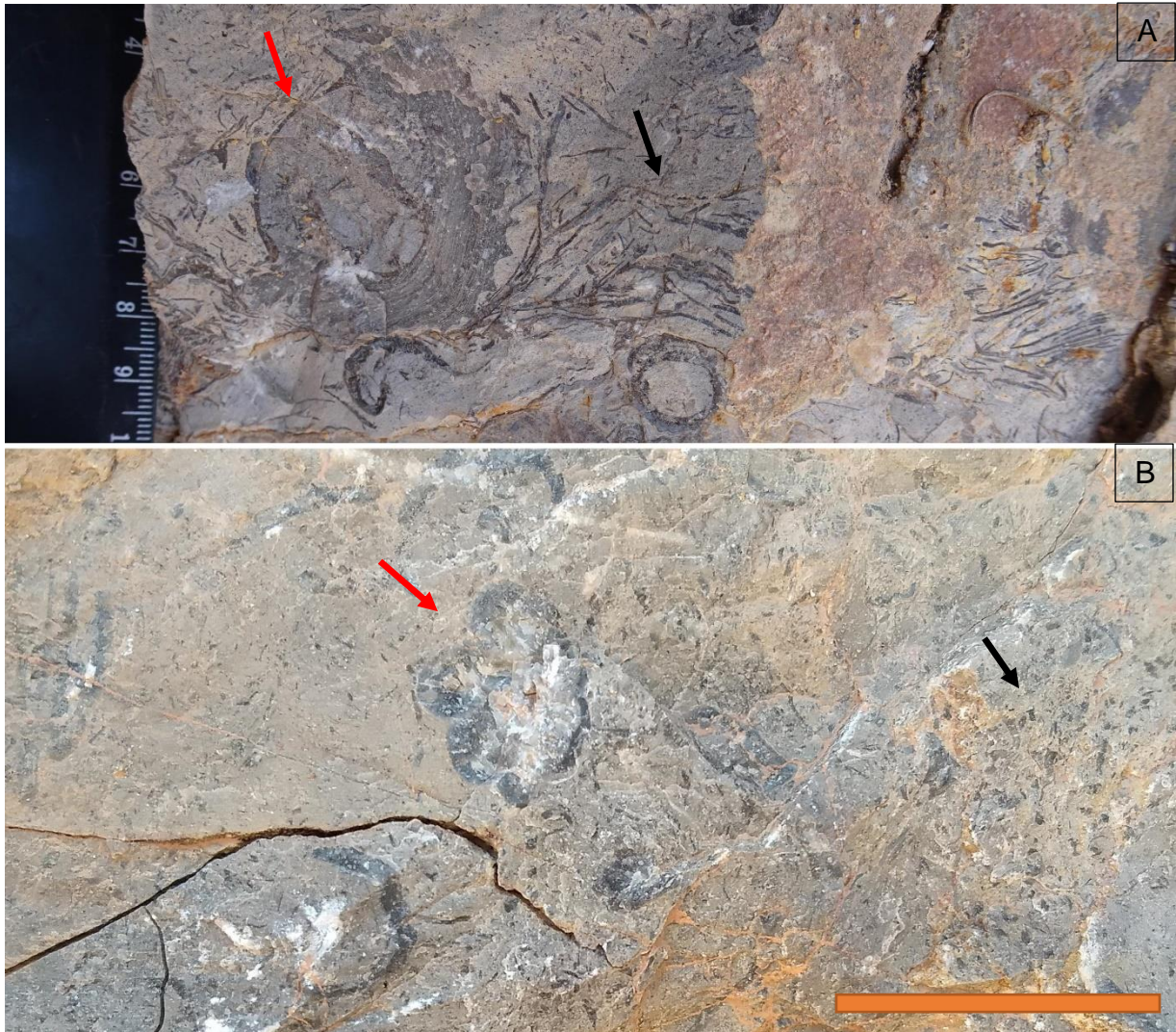


Fig.3.2.46. A. Radiolítido (flecha roja) y estructuras filamentosas (flecha negra) provenientes del mismo. B. Rudista del género *Hippurites* sp. dispuesto de forma aleatoria sobre caliza de textura de arena gruesa y bioclastos no identificados (flecha negra). Barra de escala: 2 cm.

Hacia el final de esta unidad, se identificaron estratos de caliza oscura en estratificación gruesa, sus espesores varían entre 1.5 m a 2 m, no presentan estructura interna aparente (Fig. 3.2.47.A). En algunos estratos se reconocieron Anillos de Liesegang sobre superficies de color ocre (Fig. 3.2.47. B).

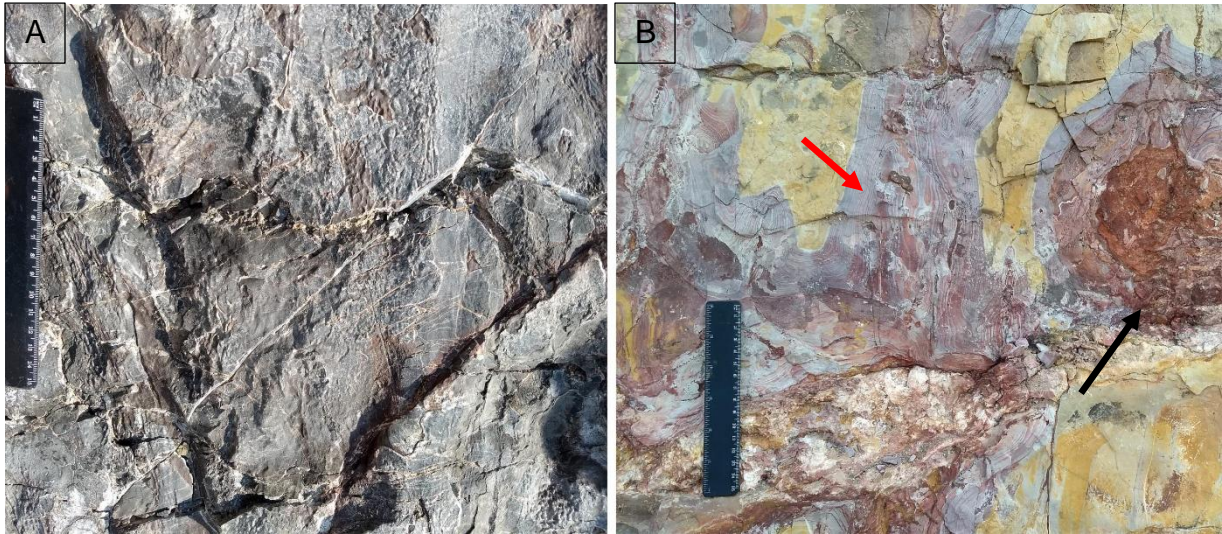


Fig.3.2.47. A. Capas decimétricas de caliza oscura. B. Anillos de Liesegang (flecha roja) y anillos de oxidación (flecha negra) en caliza oscura.

Esta unidad exhibe alteración hidrotermal, reconocida por zonas con recristalización por fluorita y clorita, así como superficies de oxidación en amplias zonas de esta sección, exhibiendo coloraciones rojizas a escarlatas, a su vez, la sección presenta superficies cubiertas por caliche, de coloraciones claras y textura gruesa, en las cuales no se observa estructura interna aparente, las superficies cubiertas no exhiben una tendencia particular en su disposición a lo largo de la sección; finalmente, se observan zonas derrumbadas debido a la explotación de caliza, por lo que algunos transectos están cubiertos por derrubio producido por maquinaria pesada (Fig. 3.2.48.).



Fig.3.2.48. A. Zonas de oxidación en la sección CX1 entre los 69.4 m y 179.4 m a partir de la base.

3.3. Facies sedimentarias

3.3.1. Asociaciones de facies

Las asociaciones de facies AF se establecieron considerando las características megascópicas en los afloramientos, y microscópicas bajo láminas delgadas, por lo que el vínculo entre características litológicas y las texturas que los diferencian en escala microscópica se ha reconocido como facies sedimentarias (James y Darlympe, 2010) y se listan las litofacies y microfacies identificadas, y su descripción puede ser consultada en el Anexo 1:

Litofacies

- Litofacies A: Caliza micrítica
- Litofacies B: Caliza bioclástica
- Litofacies C: Caliza peloidal
- Litofacies D: Caliza arrecifal
- Litofacies E: Caliza intraclástica
- Litofacies F: Caliza laminada
- Litofacies G: Brecha calcárea
- Litofacies H: Caliza bioturbada
- Litofacies I: Caliza bituminosa

Microfacies

- MF1: Grainstone bioclástico
- MF2: Wackestone a packstone-floatstone bioclástico
- MF3: Floatstone a wackestone fosilífero
- MF4: Wackestone a packstone laminado
- MF5: Mudstone a wackestone bioclástico
- MF6: Grainstone peloidal-bioclástico
- MF7: Framestone a wackestone bioclástico
- MF8: Wackestone bioclástico-intraclástico
- MF9: Mudstone
- MF10: Packstone a grainstone de granos micritizados
- MF11: Wackestone a packstone bioclástico-peloidal
- MF12: Floatstone a rudstone fosilífero
- MF13: Grainstone de ooides
- MF14: Rudstone fosilífero
- MF15: Brecha intraclásticos

Es importante mencionar que una facies puede formar parte de una o varias asociaciones de facies (AF), (Tabla 1), siendo descritas a continuación:

- AF1: Depósitos de plataforma interna de baja energía
- AF2: Depósitos de plataforma interna de alta energía
- AF3: Depósitos arrecifales y de talud superior
- AF4: Depósitos de cuenca profunda

De acuerdo a las características de cada asociación de facies, se propone un ambiente de depósito, así como un subambiente de depósito.

AF1: Depósitos de plataforma interna de baja energía.

Descripción en campo: Esta AF está conformada por las Litofacies A, C, D, E y F, caracterizadas por capas de caliza micrítica y bioturbada en estratificación mediana a gruesa y en ocasiones en estratificación masiva; exhibe fractura concoidea y coloraciones variables entre gris claro a gris medio, así como en tonalidades de azul. La bioturbación es de tipo tubular, regularmente hacia el techo y en orientación subhorizontal al estrato, ocurrida por los ichnogéneros *Thalassinoides sp.*, *Planolites sp.*, y criptobioturbación

En algunas capas, la caliza micrítica alterna con horizontes de hasta 5 cm de espesor compuestos por caliza laminada, la cual presenta una textura, en las láminas que la componen, que varía entre la fracción de arena de grano medio a grueso; así como por caliza intraclástica caracterizada por intraclastos de morfología subredondeada a tabular y en coloraciones oscuras, con longitudes menores a 5 mm, reconocidos como “black grains” sensu Flügel (2009), la densidad de estos intraclastos es variable, por lo que es posible encontrar capas con alto contenido de éstos. Por otra parte, se reconocieron horizontes de caliza peloidal de textura de grano grueso, así como escaso contenido biótico proveniente de una barrera o parche arrecifal, representado principalmente por fragmentos del rudista *Hippurites sp.*

Petrografía: La textura predominante en esta asociación de facies está caracterizada por la variación entre wackestone a packstone-floatstone bioclástico (MF2) y mudstone a wackestone bioclástico (MF5), seguido de las texturas de tipo wackestone bioclástico-intraclástico (MF8) y grainstone bioclástico (MF1), mientras que la textura de tipo mudstone a packstone laminado (MF4) representa condiciones particulares dentro de esta asociación de facies (AF1). La masa

básica predominante está caracterizada por matriz micrita, aunque se reconocieron zonas de micrita aglutinada, así como alomicrita y microesparita (MF2 y MF8) y en menor medida, esparita (MF1). Granos no esqueléticos representados por intraclastos y peloides fueron reconocidos en baja densidad relativa en las microfacies.

Los aloquímicos más comunes en la AF1 están representados por detritos esqueléticos (“litoskels”), de morfología subredondeada y tabular a irregular, que proceden de restos de bivalvos y gasterópodos, ya que la mayoría de estos detritos tienen un origen desconocido; se reconocieron espículas provenientes de esponjas, estructuras de tipo filamento de bivalvos y fragmentos de equinodermos y ostrácodos no articulados. A su vez, fragmentos esqueléticos fueron identificados en algunas muestras, caracterizados por fragmentos tabulares de bivalvos, fragmentos irregulares de radiolítidos y gasterópodos; foraminíferos bentónicos de los géneros *Nezzatinella* y *Textularia* fueron reconocidos en baja abundancia en las microfacies MF2, MF5 y MF8. Por otra parte, la MF1 exhibe una abundancia en foraminíferos bentónicos de los géneros *Milliola* y *Nezzatinella*, así como formas uniseriales; se reconocieron también detritos esqueléticos provenientes de bivalvos y algas verdes.

Ambiente de depósito: Las características litológicas y microfaciales permiten interpretar a la AF como depósitos de plataforma de baja energía, en donde las condiciones submareales favorecieron el depósito de caliza micrítica, como lo indica la ausencia de contenido paleontológico macroscópico y la escasa presencia de detritos esqueléticos bajo microscopio, características comunes en ambientes de baja energía. Si bien las condiciones de baja energía predominan en esta AF, se identificaron evidencias de procesos intermitentes de intermarea a submarea, como lo denota la esporádica intercalación con horizontes de caliza peloidal, intraclástica, además de la presencia de fragmentos esqueléticos en la caliza con textura de tipo wackestone a packstone, y cemento esparítico en texturas grano-soportadas. Por otra parte, las capas de caliza laminada sugieren condiciones de intermarea en energía constante y cercanas a una playa o barra mareal.

Estas características se pueden asignar a la Zona de Facies 7 y 8 de Flügel (2009), y en algunos casos a la Zona 6. Esta asociación de facies fue reconocida principalmente en las columnas CB2, CB3, y en menor medida en las columnas CZ1 y CX1.

AF2: Depósitos de interior de plataforma de alta energía

Descripción en campo: Esta AF está conformada por las litofacies C y B, caracterizadas por capas de caliza peloidal y bioclástica, en estratificación mediana a gruesa; la caliza presenta una textura de grano gruesa, la matriz está compuesta por peloides, exhibe fractura concoidea y coloraciones que varían entre gris medio a gris oscuro. La caliza bioclástica está compuesta principalmente por bioclastos y detritos bioclásticos procedentes de organismos como bivalvos, gasterópodos y/o esponjas, dispuestos sobre caliza de textura del tamaño de arena de grano fino; es posible reconocer a los bioclastos dispuestos en direcciones preferentes.

Petrografía: La textura predominante en esta asociación de facies se caracteriza por grainstone de peloides y bioclastos (MF6) y variaciones entre packstone a grainstone de granos micritizados (MF10), además de wackestone a packstone de bioclastos y peloides (MF11). Se reconoció grainstone de ooides (MF13), que representa condiciones particulares en la AF2. La masa básica predominante se caracteriza por cemento esparítico constituido como una superficie homogénea y compacta, además de microesparita compuesta de cristales anhedrales de calcita, por otra parte, se identificaron superficies de micrita aglutinada, la cual sostiene superficies de microesparita.

Los aloquímicos más comunes en la AF2 son de tipo no esqueléticos, principalmente peloides redondeados a subredondeados, granos micritizados provenientes de bioclastos de morfología tabular a irregular y, esporádicamente, cortoides provenientes de bioclastos; se registró la presencia de ooides simples, abundantes en las muestras que los contienen. El contenido paleontológico está constituido principalmente por foraminíferos bentónicos de los géneros *Milliola* sp. y *Nezzatinella* sp., además de abundantes formas uniseriales y biseriales, y escasos

Tabla 1. Asociaciones de facies sedimentarias en la zona de estudio y ambiente de depósito

Asociación de facies	Litofacies	Microfacies	Zona de Facies	Ambiente	Subambiente
AF1: Interior de plataforma de baja energía	Caliza peloidal (C)	MF1: Grainstone bioclástico	7	Intermareal	Laguna externa
	Caliza arrecifal (D)	MF2: Wackestone a packstone-floatstone bioclástico	7/8	Submareal	
	Caliza laminada (F)	MF4: Wackestone a packstone laminado	8	Intermareal	Perimareal
	Caliza micrítica (A)	MF5: Mudstone a wackestone bioclástico	2/8	Submareal	Laguna restringida
	Caliza intraclástica (E)	MF8: Wackestone bioclástico-intraclástico	7	Submareal/Intermareal	
AF2: Interior de plataforma de alta energía	Caliza peloidal (C)	MF6: Grainstone peloidal-bioclástico	6	Intermareal	Cinturón de barras mareales
	Caliza peloidal (C)	MF10: Packstone a grainstone de granos micritizados	5/7		
	Caliza bioclástica (B)	MF11: Wackestone a packstone bioclástico-peloidal	6/7		
	Caliza peloidal (C)	MF13: Grainstone de ooides	6		
AF3: Arrecife	Caliza arrecifal (D)	MF2: Wackestone a packstone-floatstone bioclástico	5/7	Submareal/Intermareal	Planicie arrecifal
	Caliza arrecifal/Intraclástica (E)	MF3: Floatstone a wackestone fosilífero	5/7		
	Caliza bioclástica (B)	MF7: Framestone a wackestone fosilífero	5		Cresta arrecifal
	Caliza arrecifal (D)	MF12: Floatstone a rudstone fosilífero	6/5		Frente arrecifal
	Caliza arrecifal (D)	MF14: Rudstone fosilífero	5		
	Brecha calcárea (G)	MF15: Brecha intraclástica	5		Intermareal
AF4: Talud	Brecha calcárea (G)	MF15: Brecha intraclástica	4	Intermareal	Talud superior
AF4: Cuenca	Caliza bituminosa (I)	MF9: Mudstone	2	Submareal	Llanura de cuenca

foraminíferos del género *Textularia* sp.; fragmentos de gasterópodos y detritos esqueléticos provenientes de gasterópodos y bivalvos fueron reconocidos de forma escasa en las microfacies de esta AF.

Ambiente de depósito: Las características litológicas y microfacies en esta AF permiten ubicarla en un régimen de alta energía, como depósitos de plataforma de alta energía, en donde las condiciones intermareales y de alta energía favorecieron el depósito de caliza peloidal, como lo indica la composición textural de estas capas de caliza, la abundancia de cemento esparítico, peloides, granos micritizados y cortoides, comunes en este tipo de ambientes. Por otra parte, el contenido paleontológico macroscópico dispuesto en una dirección preferencial sobre la caliza y los detritos esqueléticos reconocidos en lámina delgada, indican corrientes en intermarea, posiblemente desde un frente arrecifal, con base a la predominancia de filamentos de bivalvos y gasterópodos dispuestos de forma paralela entre sí; la abundancia de foraminíferos bentónicos y su predominancia en esta AF evidencia un ambiente con buena circulación y salinidad constante dentro de la zona eufótica. Algunos cambios en la hidrodinámica de la AF fueron reconocidos a partir de texturas de tipo wackestone a packstone de detritos esqueléticos y foraminíferos bentónicos, lo que se interpreta como episodios de baja energía aún dentro de la zona eufótica.

Estas características se pueden asignar a la Zona de Facies 6 y 5 de Flügel (2009), y en algunos casos a la Zona 7. Esta asociación de facies fue reconocida principalmente en la columna CB1, además de las columnas CB2, CB3 y CX1.

AF3: Depósitos arrecifales

Descripción en campo: La AF3 está constituida por las Litofacies D, B, E, y H, caracterizadas fundamentalmente por caliza arrecifal, además de caliza intraclástica y bioclástica. La caliza arrecifal se reconoció en capas en estratificación gruesa a mediana, está constituida por rudistas de los géneros *Hippurites* sp. y familia *Radiolitidae* sp. dispuestos en bouquets sobre caliza de textura del tamaño de arena media a gruesa, exhibe fractura concoidea y coloraciones gris medio a blanquecinas. Alternando con capas de Litofacies D, se reconocieron capas de caliza bioclástica compuestas principalmente por fragmentos y filamentos de bivalvos, además de fragmentos de gasterópodos y se encuentran dispuestos de forma aleatoria; se identificaron estratos con presencia de rudistas y filamentos de bivalvos. En zonas del afloramiento CT1, se

reconocieron brechas calcáreas, compuestas por intraclastos angulares a subangulares en tamaños mayores a 5 cm embebidos en caliza de textura del tamaño de arena media a fina, regularmente cubiertas por superficies de caliche, además de esporádicos horizontes de caliza intraclástica.

Petrografía: La textura dominante en esta asociación de facies está caracterizada por variaciones de floatstones a wackestone y rudstone (MF3 y MF12), rudstones (MF14), wackestone que varían hacia packstone y floatstones (MF2) y/o framestone que varían hacia wackestone (MF7) que, además, se caracterizan por conformar brechas intraclásticas a nivel microscópico. La masa básica predominante está representada por matriz aglutinada y heterogénea (MF13, M12), así como alomicrita y microesparita (MF2, MF7), que pueden sostener superficies de cemento esparítico, o que estén conformada completamente por esparita (MF3, MF14). Los intraclastos reconocidos en la MF15 difieren de intraclastos de otras microfacies en que se trata de fragmentos angulares y subangulares provenientes de organismos arrecifales, rocas pre-existentes o la combinación de ambas, dispuestas sobre una matriz aglutinada, lo que implica un depósito particular para esta microfacies.

Los aloquímicos más comunes son fragmentos esqueléticos, principalmente fragmentos de radiolítidos, hippurítidos, algas solenoporáceas, bivalvos no determinados y gasterópodos, dispuestos regularmente de forma aleatoria sobre la masa que los sostiene, en morfologías irregulares a tabulares. Foraminíferos bentónicos de los géneros *Milliola* sp., *Cunneolina* sp. y *Nezzatinella* sp. fueron reconocidos de forma escasa en las muestras (MF2, MF3, MF12) así como formas uniseriales. Por otra parte, se identificaron abundantes detritos esqueléticos provenientes de fragmentos de bivalvos y gasterópodos, así como espículas de esponja y detritos no reconocibles.

Ambiente de depósito: Las características litológicas y microfacies de esta AF permiten ubicar el ambiente de depósito en un frente arrecifal, en donde las condiciones de submarea a intermarea prevalecieron, ya que favorecieron el desarrollo de biostromas compuestos por bivalvos y/o rudistas dispuestos sobre sustratos de lodo calcáreo, mayormente en condiciones de submarea de baja energía, sin embargo, la disposición de filamentos de bivalvos y gasterópodos, y detritos esqueléticos tanto en escala macro como microscópica, denotan episodios de intermarea en alta energía sin corrientes marinas preferentes, debido a la

disposición aleatoria y caótica de los filamentos de bivalvos y gasterópodos. El desarrollo de estos biostromas se encontraba dentro de la zona eufótica, en condiciones con buena iluminación, salinidad constante y episódicos cambios de energía, sin embargo, el depósito de brechas calcáreas e intraclastos angulosos en escala microscópica, sugieren episodios de interamarea de muy alta energía, que pueden ser ubicados tanto en el frente arrecifal como en un talud superior, con base a la morfología de los intraclastos, por lo que esta AF registró esporádicas condiciones de muy alta energía, cercanas a una barrera arrecifal.

Estas características se asignan a la Zona de Facies 6 y 7 de Flügel (2009), que varían hacia la Zona 5. Esta asociación de facies fue reconocida principalmente en la columna CT1, además de las columnas CX1 y CZ2.

AF4: Depósitos de cuenca profunda

Descripción en campo: La AF4 está conformada por la Litofacies I, caracterizada por caliza bituminosa en estratificación gruesa a masiva, exhibe fractura físil a concoidea, en coloración gris medio a gris oscuro, así como tonalidades anaranjadas debido a procesos hidrotermales (Anillos de Liesegang), se reconoció impregnación de material oscuro al tacto y olor fétido. Esta litofacies se observa como caliza homogénea, no alterna con otro tipo de litofacies o cambios texturales.

Petrografía: La textura predominante en esta AF está caracterizada por mudstone (MF9), donde la masa básica predominante es matriz micrítica (automicrita) y se observa como una masa compacta y homogénea, además de esporádicas zonas de micrita recristalizada; la masa básica es el constituyente más importante de la microfacies.

Los aloquímicos son de tipo esquelético, escasos, y están representados principalmente por escasos detritos esqueléticos en tamaños menores a 100 micras, ostrácodos no articulados y espículas provenientes de esponjas. Se reconocieron foraminíferos planctónicos del género *Globigerina* sp., reemplazados parcialmente por microcristales de calcita, además de fragmentos de equinodermos. Si bien fueron reconocidos este tipo de aloquímicos, su presencia es escasa; por otra parte, no se reconocieron aloquímicos como peloides o intraclastos.

Ambiente de depósito: Las características lito- y microfaciales en esta AF permitieron ubicar estos depósitos en condiciones de baja energía, por debajo de una zona de acción de olas y

tormentas, lo que favoreció el depósito de caliza micrítica, además de la presencia de fauna planctónica, y escasos detritos esqueléticos, lo que sugiere esporádicos cambios de energía en la columna de agua, ya que es posible que estos detritos hayan sido transportados desde un bioherma a una distancia considerable, dada la escasez de detritos y ausencia de fauna bentónica. La caliza bituminosa sugiere condiciones de reducción de oxígeno en la columna de agua, baja energía y aumento en la producción de materia orgánica en el sedimento, por debajo de una zona eufótica, condiciones que se mantuvieron constantes hasta la colmatación del espacio de sedimentación.

Estas características se pueden asignar a la Zona de Facies 2 de Flügel (2009), reconocida principalmente en la columna CX1, además de la columna CX1.

3.4. Análisis geoquímicos

3.4.1. Difracción de Rayos X

Se realizaron análisis de Difracción de Rayos X a dos muestras de material de tipo “chalk” pertenecientes a la sección CZ2, llevadas a cabo en el Laboratorio de Ingeniería del Producto de la Cooperativa La Cruz Azul (Fig.3.4.1.) y en el Laboratorio de Rayos X del Instituto de Metalurgia de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (Fig.3.4.2.), esto con la finalidad de determinar la composición y mineralogía de este material, ya que el origen del material deleznable no es claro.

CALIZA CONDESA BANCO 7 LCD-1 (Coupled TwoTheta/Theta)

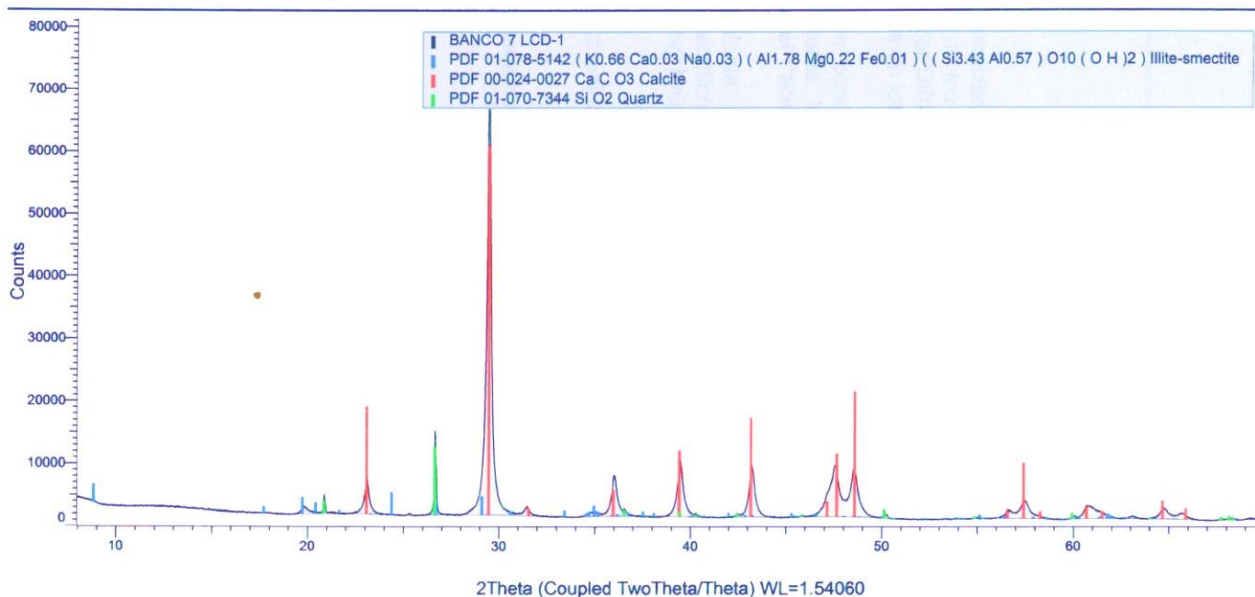


Fig.3.4.1. Difractograma de material deleznable, muestra LCD-1. Laboratorio de Ingeniería del Producto, Cruz Azul.

La muestra LCD-1 registró patrones de difracción que corresponden a calcita, cuarzo e illita-smectica (Fig. 3.4.1.); la composición mineralógica de esta muestra consiste mayoritariamente de calcita, 47.04% en roca total. Así mismo, se observa un contenido relativamente bajo de cuarzo, 11.96% en roca total y componentes minoritarios como arcilla, menores a 4% en roca total, correspondientes a illita-smectita; por otra parte, la muestra LCA-36, exhibe patrones de

difracción y composiciones mineralógicas de roca total similares a los de la muestra LCD-1 (Fig.3.4.2), donde la composición mineralógica mayoritaria corresponde a calcita, contenido bajo en cuarzo y componentes menores de arcilla, correspondientes en este caso a caolinita.

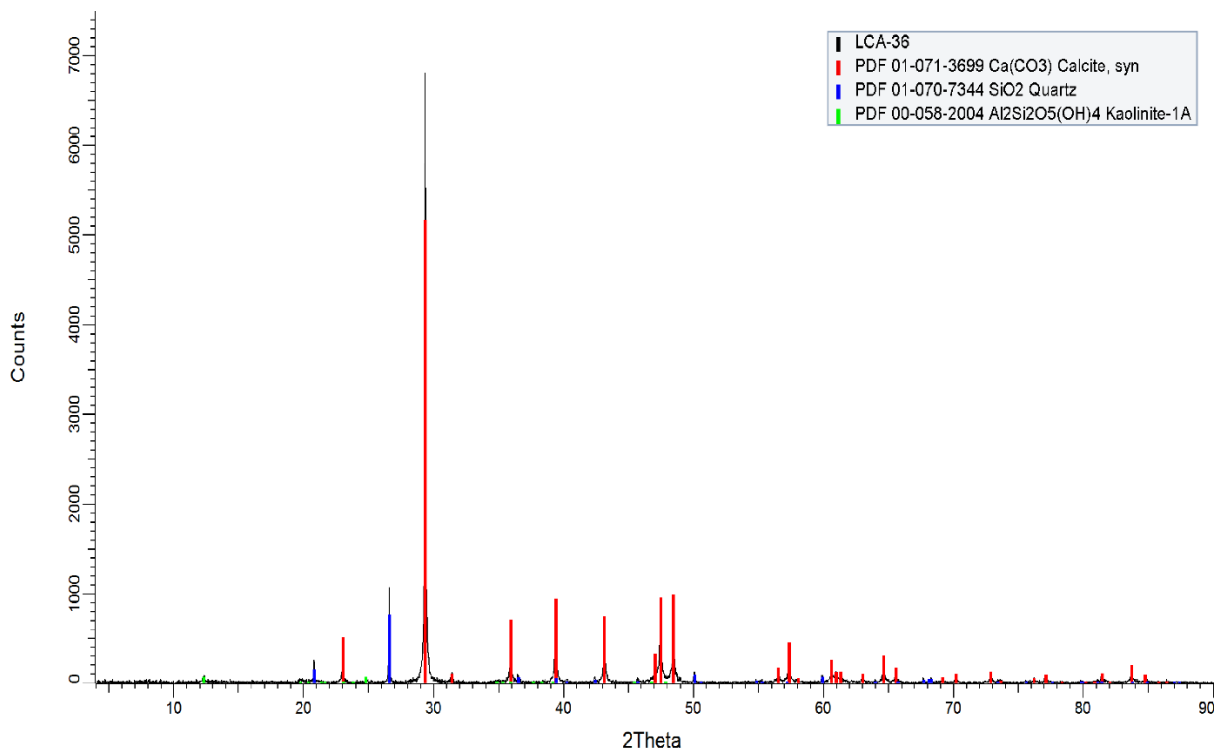


Fig.3.4.2. Difractograma de la muestra LCA-36. Laboratorio de Rayos X, UASLP.

3.4.2. ICP-MS (*Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente*)

Se realizó el análisis por ICP-MS a una muestra de material deleznable proveniente de la sección CZ2 con una repetición (LCA-36A, LCA-36B) en el Laboratorio de Análisis Geoquímicos del Instituto de Geología, de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, con la finalidad de determinar elementos traza en dicha muestra (Tabla 1), específicamente para estroncio (Sr), aunque se determinó un espectro de 16 elementos traza en la muestra.

Tabla 2. Valores en ppm de elementos traza.

Elemento	LCA-36A	LCA-36B
Li	9.76	9.28
Sc	1.82	1.77
Ti	817.51	681.87
V	37.63	36.08
Cr	8.21	10.56
Co	1.54	1.46
Ni	11.67	11.73
Cu	0.53	1.37
Zn	7.19	7.57
Rb	5.27	5.11
Sr	34.91	32.88
Y	1.52	1.31
Zr	5.77	5.4
Nb	0.93	0.86
Cs	4.26	4.03
Ba	9.03	9.22

De acuerdo a los resultados de elementos traza de las muestras LCA-36A y LCA-36B (Tabla 1), se observan altos valores de titanio (Ti) y bajos valores de estroncio (Sr), con base a Azizi (2014), James y Jones (2016) y Zadeh (2019), los valores en ppm de estroncio en carbonatos tropicales modernos varía entre 8000 y 10000, mientras que en carbonatos antiguos los valores en ppm de estroncio son menores a 1000.

4. Discusión e implicaciones sobre el ambiente sedimentario y su relación paleogeográfica.











4.1. Ambiente sedimentario

Discusión











De acuerdo a los resultados obtenidos, se procederá a describir la cronología ascendente de las facies y su interpretación sedimentaria, a partir de los criterios establecidos por Wright y Burchette (1996) y James y Dalrymple (2010). En la Tabla 3 se representan los códigos de colores para las litofacies y para los subambientes sedimentarios que se usaron para identificación en cada sección estratigráfica.

Tabla 3. Códigos para litofacies y ambientes sedimentarios

Litofacies reconocidas en secciones

	Litofacies A		Litofacies B		Litofacies C		Litofacies D
	Litofacies E		Litofacies F		Litofacies G		Litofacies H
	Litofacies I		Material deleznable				

Ambientes y subambientes sedimentarios

i) Interior de plataforma de baja energía	ii) Interior de plataforma de alta energía y bancos de arena marginales	iii) Arrecife	iv) Talud	v) Cuenca profunda
Perimareal (ia)  Laguna restringida (ib)  Laguna externa (ic) 	Cinturones de barras mareales (iia) 	Planicie arrecifal (iia)  Cresta arrecifal (iiib)  Frente arrecifal (iiic)  Pre-arrecife (iiid) 	Talud superior (iva) 	Llanura de cuenca (va) 

Cantera Tepozán

La sección CT1 (Figs. 4.1.2, 4.1.3, 4.1.4) exhibe una predominancia de facies sedimentarias en un ambiente de arrecife, específicamente planicie, cresta y frente arrecifal, seguidas por facies de interior de plataforma de alta energía e interior de plataforma de baja energía (Fig.4.1.1).

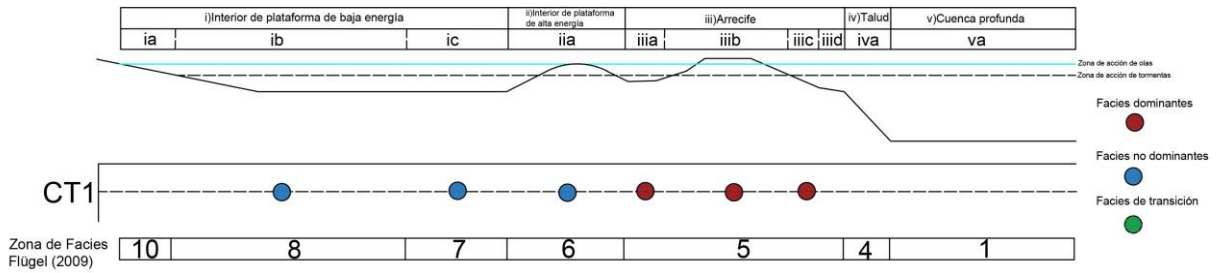
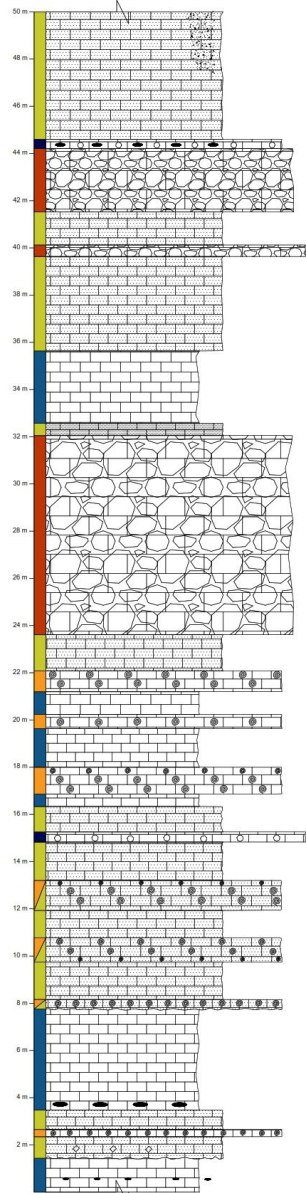


Fig.4.1.1. Ambientes de depósito de la sección CT1

Grainstones de ooides han sido reportados en ambientes de alta energía en interior de plataforma por Carrasco-Velázquez (1971) en la Plataforma Actopan, Schulze (2005) en la plataforma de Jordania Central, Li *et al.*, (2017) en el complejo calcáreo Amu Darya. La presencia de ooides hacia la base de esta sección, así como de laminación paralela, registran condiciones perimareales, ya que su formación se debe a cambios energéticos durante los ciclos mareales. Por otra parte, la presencia de “scour marks” denota eventos donde esta área estuvo expuesta a exposición subaérea, ya que la génesis de estas estructuras de erosión está relacionada con condiciones de supramarea y cambios de energía en el tirante de agua. La disposición de las “scour marks” entre caliza de matriz micrítica (Litofacies A) y caliza peloidal (Litofacies D), así como horizontes de caliza bioclástica (Litofacies B), en algunos casos bioclastos embebidos en caliza peloidal, denotan dos ciclos de somerización o ciclos perimareales de tipo alogénico (James y Jones, 2016).

Los Niveles 5 a 13 registran condiciones de submarea, en algunos casos con cambios energéticos posiblemente por encima de la zona de acción de tormentas (Litofacies B y C), debido a que las láminas delgadas registradas en este intervalo mostraron fragmentos de equinodermos y

CT1



Nivel	Muestras	Texturas					MF				ZF				i					ii	iii	iv	v										
		Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Floatstone	Rudstone	Framestone	MF1	MF2	MF3	MF5	MF7	MF8	MF10	MF13	MF14	ZF8	ZF7	ZF6	ZF5	ZF2	Perimareal	Laguna restringida	Laguna externa	Barras mareales	Platicia arrecifal	Cresta arrecifal	Frente arrecifal	Pre-arrecife	Talud superior	Llanura de cuenca	
22	CT1-1.1		•					•																									
21	CT1-1.8m																																
20	CT1-1.6m																																
19	CT1-1.5m																																
18																																	
17																																	
16																																	
15	CT1-1.3m																																
14	CT1-1.2m		•																														
13																																	
12	CT1-1.0m																																
11			•																														
10																																	
9																																	
8																																	
7																																	
6																																	
5																																	
4	CT1-0.9m																																
	CT1-0.8m																																
	CT1-0.901		•																														
	CT1-0.902																																
	CT1-0.903																																
3	CT1-0.800																																
	CT1-0.801																																
	CT1-0.802																																
	CT1-0.803																																
	CT1-0.804																																
	CT1-0.805																																
	CT1-0.806																																
	CT1-0.807																																
	CT1-0.808																																
2	CT1-0.700																																
	CT1-0.701																																
	CT1-0.702																																
	CT1-0.703																																
1	CT1-1.6																																

Fig.4.1.2. Ambientes de depósito de la sección CT1

espículas, depósitos similares a los identificados por Jach (2005) en la Unidad Krizna, Polonia; además de la disposición paralela al plano de estratificación de estructuras filamentosas provenientes de bivalvos, y fragmentos de gasterópodos; por lo que este intervalo registra

condiciones en una laguna restringida a externa de acuerdo a las variaciones energéticas del tirante de agua.

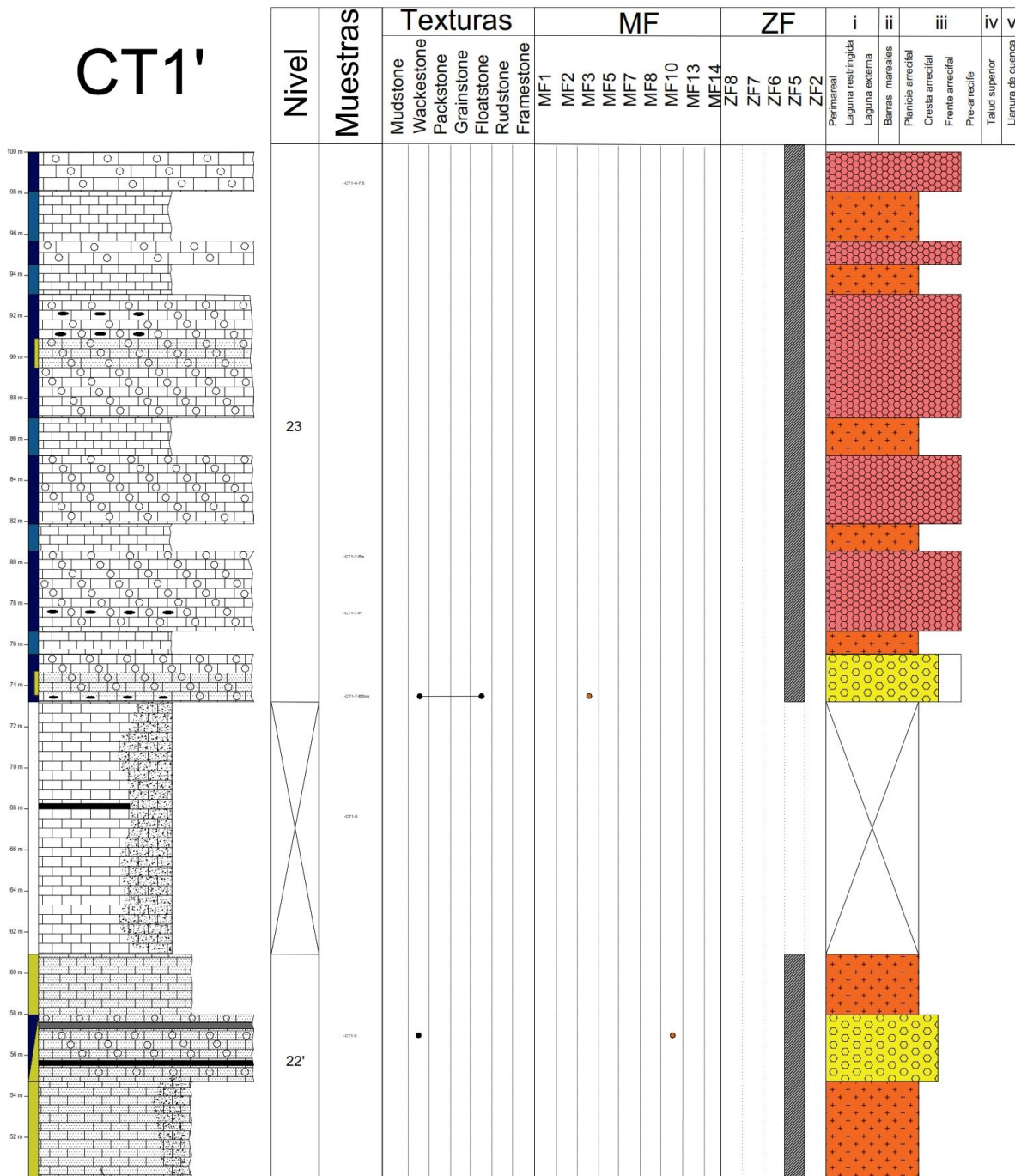


Fig.4.1.3. Ambientes de depósito de la sección CT1

La presencia de brechas calcáreas entre los niveles 14 y 20 no es determinante por sí solas para la interpretación de un ambiente en específico, ya que es posible el depósito de brechas calcáreas en ambientes de pre-arrecife o talud superior, sin embargo, las características litológicas de las brechas, el emplazamiento de clastos subangulares dentro de caliza peloidal, y la presencia de intraclastos dentro de los clastos que componen la brecha, así como la ausencia de contenido paleontológico macroscópico, y la textura de tipo wackestone de bivalvos y espículas de esponjas en la muestra en lámina delgada registrada en el Nivel 15, sugieren que las brechas se depositaron en una zona post-arrecife; estas características son similares a las identificadas por Gómez-Pérez *et al.*, (1999) en la Plataforma Gorbea y representan depósitos por gravedad e indican inestabilidad en el margen post-arrecife.

Ward (1979) describió facies de margen externo de plataforma en la Plataforma El Doctor, análogas a las identificadas en la sección CT1, y consisten en boundstones de rudistas y grainstones de fragmentos esqueléticos provenientes de rudistas, además de la ausencia de organismos incrustantes como corales, algas o hidrozoarios en esta facies de la Plataforma El Doctor es comparable con la ausencia de este tipo de organismos en la sección CT1. Por otra parte, la plataforma antes mencionada carece de facies de margen interno, comparables con las facies de planicie arrecifal reconocidas en la sección CT1, y que contrastan con la ausencia de esta facies en la Plataforma El Doctor.

Gómez-Pérez *et al.*, (1999) reconocieron facies similares de arrecife en la Plataforma Gorbea, España, y consisten en biohermas con texturas de tipo boundstone, wackestone, packstone y floatstone caracterizadas por rudistas, algas calcáreas, gastrópodos, bivalvos y fragmentos esqueléticos, en una matriz bioclástica y de tipo peloide, así como estratos de caliza con textura de tipo rudstone; estas características pueden ser observadas a partir del Nivel 22 de la sección, sin embargo, la presencia de algas calcáreas en la sección CT1 es escasa. Por otra parte, la geometría del arrecife en esta sección es de tipo biostroma, ya que estos niveles de facies arrecifales se observan estratificados y no forman estructuras de lenticulares.

La disposición intercalada entre bouquets de rudistas y capas de caliza de matriz micrítica, así como capas de caliza con fragmentos de rudistas, gastrópodos y bivalvos fue identificada por Aguayo-Camargo (1978) en un ambiente de arrecife, en la localidad tipo de la Formación El Abra, proponiendo condiciones energéticas no constantes.

De acuerdo a las condiciones de depósito descritas anteriormente, la sección CT1 corresponde a un ambiente de depósito que evolucionó de condiciones perimareales en un interior de plataforma a un ambiente arrecifal, que corresponde a la Zona de Facies 5, de Flügel (2009).

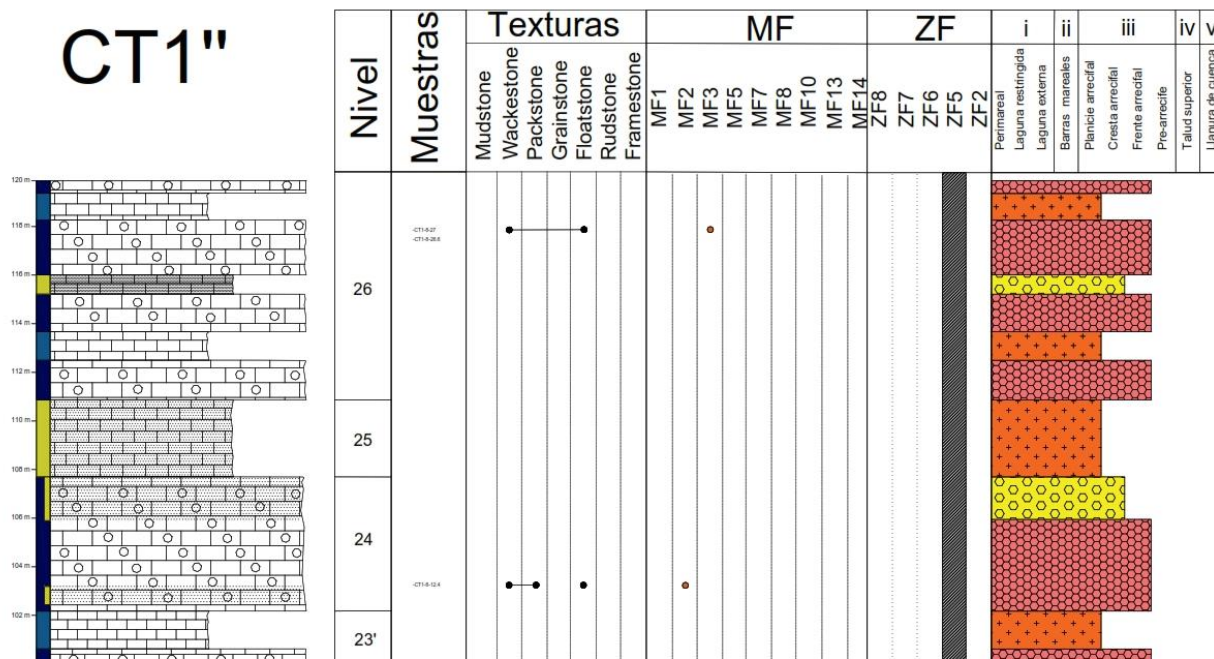


Fig.4.1.4. Ambientes de depósito de la sección CT1

Cantera La Condesa

En la Zona Banda la predominancia de facies sedimentarias varía entre cada sección. La sección CB1 (Fig.4.1.5) presenta una predominancia de facies de interior de plataforma de alta energía, seguido de facies de arrecife y plataforma de baja energía. La sección CB2 (Fig. 4.1.6) exhibe una predominancia de facies de interior de plataforma de baja energía, específicamente laguna externa, seguido de facies de interior de plataforma de alta energía y arrecife. La sección CB3 (Fig. 4.1.7) presenta una mayor variación de facies, siendo las facies de arrecife e interior de plataforma de baja energía las predominantes, en los subambientes de planicie arrecifal y plataforma restringida; mientras que se reconocieron facies de interior de plataforma de alta energía y talud en menor predominancia, así mismo se identificó una transición hacia facies de cuenca.

La sección CB1 exhibe condiciones de depósito submareales a intermareales en interior de plataforma, que varían entre la zona de acción de tormentas, ya que a lo largo de esta sección,

las texturas en lámina delgada predominantes son wackestone de fragmentos bioclásticos y grainstones de granos micritizados y peloides, por lo que las condiciones energéticas de depósito registran cambios temporales de un ambiente de baja energía a energía moderada, cercano a un margen arrecifal, debido a la presencia de hippurítidos en el Nivel 2. La ausencia de contenido paleontológico macroscópico y la predominancia de caliza micrítica (Litofacias A) en

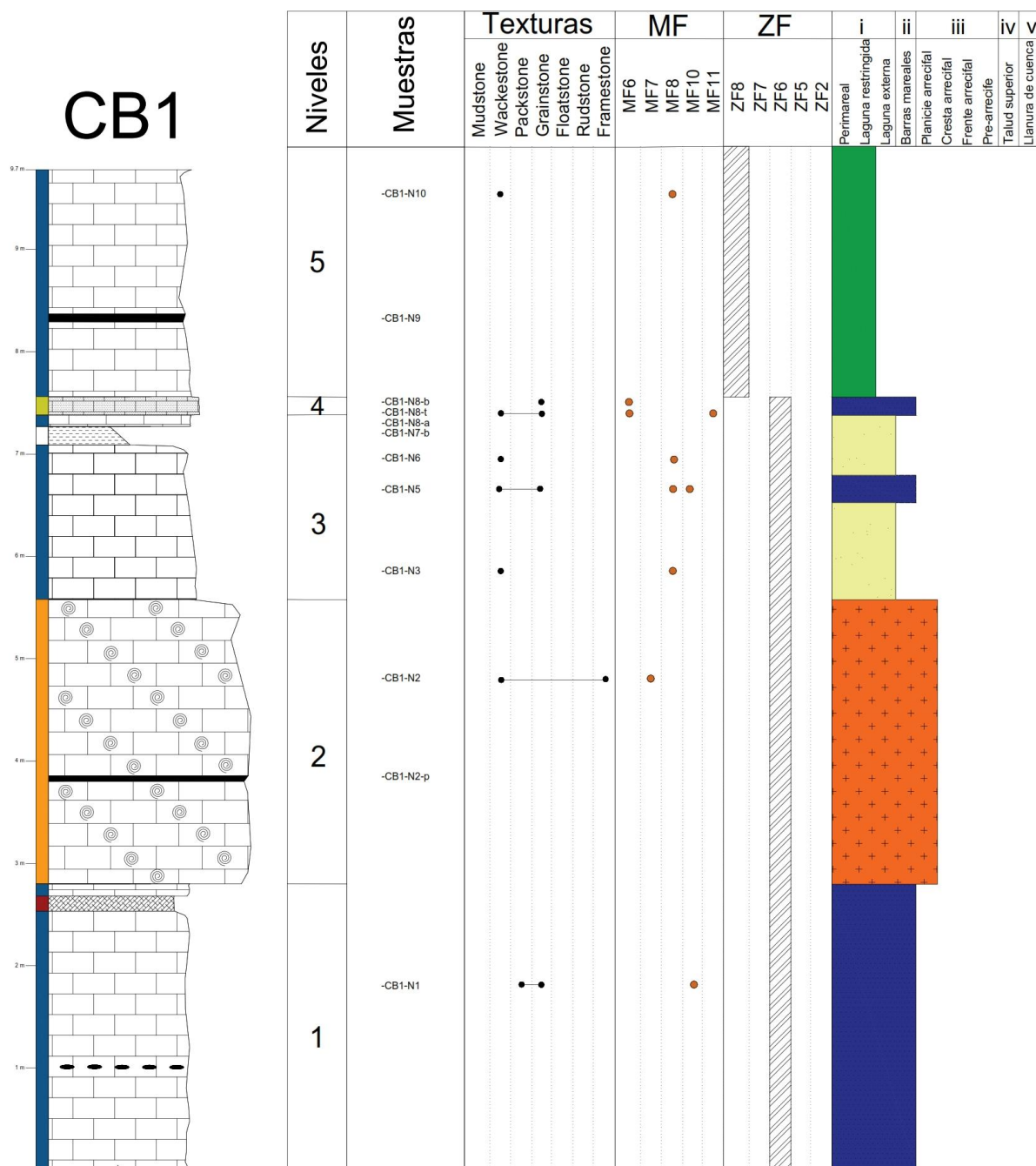


Fig.4.1.5. Ambientes de depósito de la sección CT1

la sección, sugieren un aporte considerable de lodo hacia el interior de plataforma, bajo un régimen de energía moderada a baja, el cual es alterado de forma episódica por tormentas, registrado en el Nivel 4, con base al cambio de facies en la caliza (Litofacies C), y a que en la muestra CB1-N8-Tr se identificó una transición textural entre un grainstone de peloides a wackestone de peloides. El aporte de lodo fue distribuido probablemente de forma homogénea y continua en el interior de plataforma por medio de mareas, ya que no se identificaron ciclos de somerización o, por otra parte, estructuras que sugieran el depósito en canales mareales.

De acuerdo a las características antes descritas para la sección CB1, se propone un ambiente de depósito de llanuras mareales que evoluciona hacia una laguna restringida, que corresponden a las zonas de facies 6 y 8 de Flügel (2009), respectivamente.

La sección CB2 presenta esencialmente condiciones de depósito en submarea, por debajo de la zona de acción de tormentas, ya que la mayor parte de este afloramiento está caracterizado por caliza de matriz micrítica (Litofacies A), sin embargo, las texturas de las muestras en lámina delgada en los niveles de esta facies son de tipo wackestone a packstone de peloides y granos micritizados, por lo que es posible que estos niveles se hayan depositado bajo un régimen de energía moderada, posiblemente en condiciones de intermarea. Por otra parte, el cambio de litofacies (B y C) registrado cerca del techo del Nivel 3, sugiere que esta sección registró cambios episódicos de energía cercanos a la base de la zona de tormentas, y probablemente de nivel marino, ya que este horizonte exhibe granos calcáreos subredondeados y estructuras filamentosas orgánicas, por lo que es posible el desarrollo de barras mareales en intermarea a supramarea de forma episódica, sin evidencia de transiciones abruptas, como estructuras por erosión de tipo “scour marks”.

Por otra parte, el nivel de caliza bioclástica (Nivel 6) y el horizonte bioclástico cerca de la base del Nivel 7, sugieren condiciones eventuales de energía moderada, por encima de la base de acción de olas en el caso del Nivel 6, con base a la disposición y baja fragmentación de los gasterópodos que lo caracterizan; mientras que para el horizonte bioclástico del Nivel 7, es muy posible que su depósito haya sido en la zona de acción de tormentas, con base a la disposición paralela al plano de estratificación de las estructuras filamentosas que lo caracterizan. Estas condiciones de depósito pueden asignarse a zonas de barras mareales fango-dominadas,

colonizadas principalmente por gasterópodos y/o bivalvos, para posteriormente ser fragmentados y erosionados por acción de tormentas.

Con base a las características antes descritas para la sección CB2, se propone un ambiente de laguna externa que presenta barras mareales, lo que corresponde a la Zona de Facies 7 de Flügel (2009).

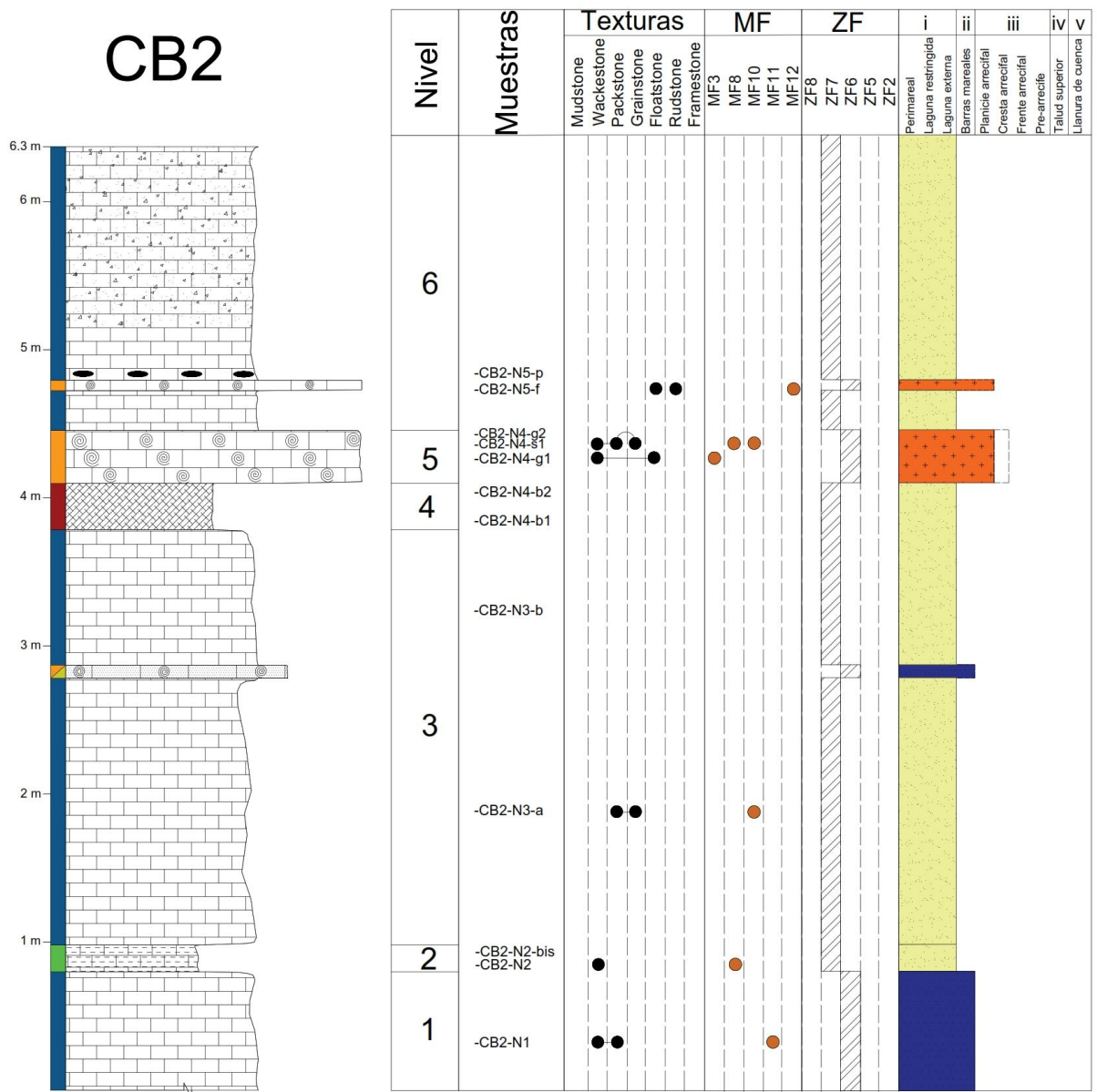


Fig.4.1.6. Ambientes de depósito de la sección CT1

La sección CB3 exhibe en sus primeros dos niveles un aparente depósito constante en condiciones submareales, debido a la predominancia de caliza de matriz micrítica (Litofacies

A), sin embargo, las texturas en lámina delgada registran posibles cambios en la profundidad del tirante de agua, los cuales comenzaron a partir de condiciones de energía moderada en una laguna externa, la cual fue inundada gradualmente en corto tiempo, hasta alcanzar un nivel de profundización que permitió el desarrollo de escasa fauna planctónica y la desaparición de fauna bentónica, en condiciones de baja energía. Posteriormente, un descenso gradual o somerización en la columna de agua, así como cambios de energía en la misma, permitieron el establecimiento de condiciones de intermarea a submarea o energía moderada a baja, con base a la presencia de fragmentos de bivalvos y gasterópodos hacia detritos bioclásticos y espículas, en una zona biótica reestablecida y que registra condiciones energéticas constantes, debido al retrabajamiento de bioclastos. Es importante notar que la profundización y posterior somerización no registró estructuras erosivas, por lo que se plantea que este evento fue gradual, posiblemente en condiciones de baja sedimentación.

Los niveles 3 y 4 registran condiciones constantes de baja energía en submarea, lo que sugiere que el nivel de mar se mantuvo estable durante el depósito de estos niveles; la presencia de material arcilloso en el Nivel 3 y la matriz micrítica homogénea del Nivel 4 denotan las condiciones antes mencionadas. Así mismo, las espículas embebidas sobre micrita, que fueron identificadas en la lámina delgada del Nivel 3, reafirman condiciones de baja energía y depósito por suspensión, en un ambiente de laguna restringida.

Los niveles 5 a 8 exhiben condiciones de depósito en zonas intermareales han sido reportadas por Aguayo-Camargo (1977), Solak *et al.* (2017) en ambientes de perimarea y de circulación restringida, caracterizadas por caliza laminada interrumpida por estructuras fenestrales, características similares identificadas en las muestras que exhiben laminación paralela fina de la sección. La predominancia de caliza peloidal (Litofacies C) en los niveles 5 y 7, y de caliza micrítica (Litofacies A) en los niveles 6 y 8 sugieren cambios de energía en el tirante de agua, así como aportes constantes de lodo en el interior de la plataforma. Por otra parte, la predominancia de texturas en lámina delgada de tipo grainstone, wackestone y floatstone en muestras a lo largo de estos niveles (5 a 8) sugiere el depósito de estas capas por encima de la zona de acción de tormentas, ya que estas láminas delgadas presentan una predominancia de fragmentos de equinodermos, intraclastos y fragmentos de bivalvos. El Nivel 8 presenta en particular, extraclastos de rudistas en lámina delgada e identificados hacia la base del mismo, y

posteriormente, laminación paralela fina, tanto en lámina delgada como en el estrato; estas características colocan al techo de la sección CB3 en cercanía a un complejo arrecifal.

De acuerdo a las características descritas para la sección CB3, se propone un ambiente de laguna externa que evolucionó temporalmente a una laguna profunda, para posteriormente registrar un descenso paulatino del nivel de mar y evolucionar hacia un complejo de llanura mareal, con aportes episódicos de lodo, en cercanía a un complejo arrecifal.

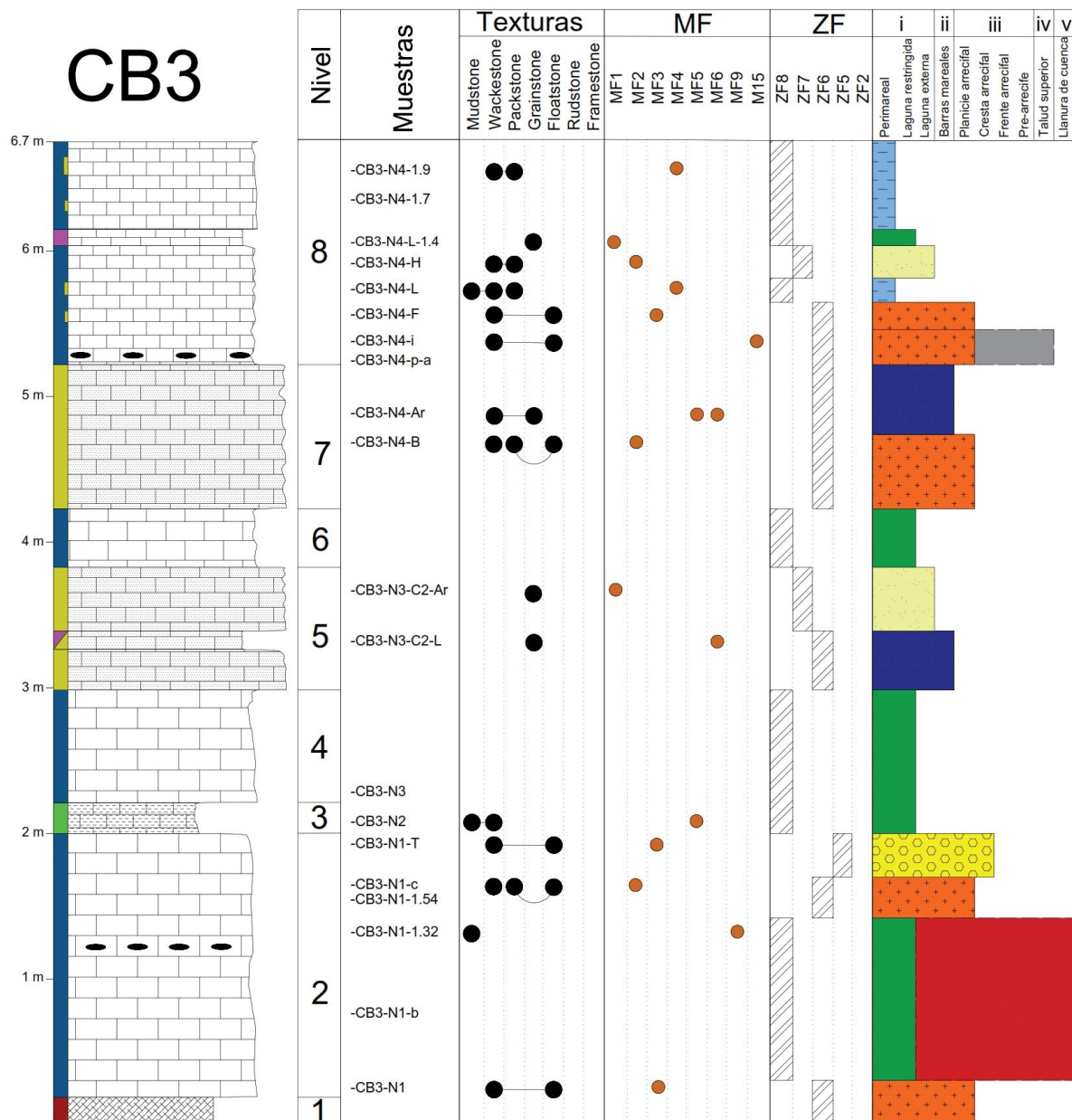


Fig.4.1.7. Ambientes de depósito de la sección CT1

La Zona Banda está conformada por la sucesión de secciones CB1, CB2 y CB3 como ha sido mencionado en capítulos anterior, con base a esto, el desarrollo sedimentario de esta zona comienza en un complejo de llanuras mareales que evoluciona hacia una laguna restringida (CB1), posteriormente, esta laguna evoluciona hacia una laguna externa con barras mareales (CB2), la cual registra una profundización y finalmente, retornar a condiciones de llanuras mareales (Fig.4.1.8).

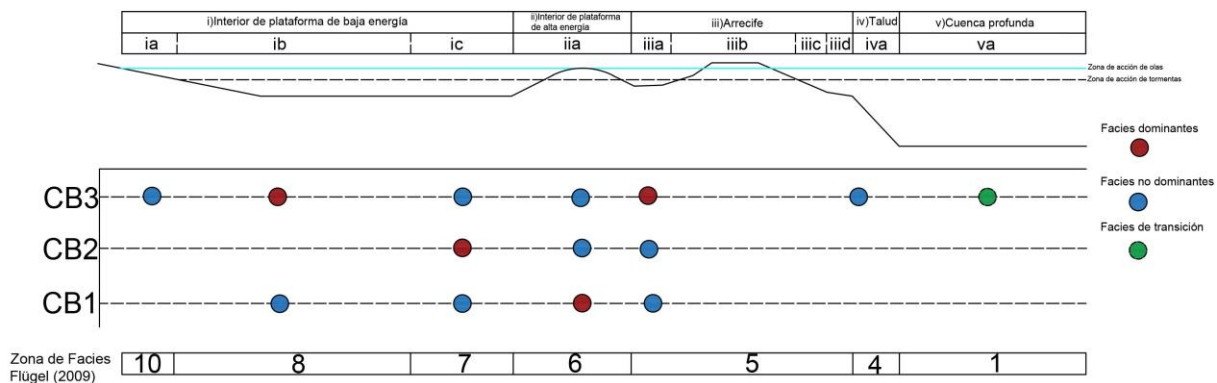


Fig.4.1.8. Ambientes de depósito de las secciones que conforman a la Zona Banda.

En la Zona Condesa, la distribución de facies entre las secciones CZ1 y CZ2 es similar. Se identificó una predominancia de facies sedimentarias en un ambiente de arrecife, específicamente planicie arrecifal, mientras que facies de interior de plataforma de baja y alta energía se identificaron en menor predominancia.

La sección CZ1 (Fig.4.1.9) está caracterizada por el depósito en condiciones intermareales y submareales dominadas por lodo, con base a la intercalación rítmica entre Litofacies A y B. La Litofacies B representa condiciones de depósito en intermarea, entre la zona de acción de tormentas y la base de acción de olas, con base a la disposición paralela al plano de estratificación de estructuras filamentosas provenientes de bivalvos, así como a la presencia de intraclastos y bioclastos reportados en la primera lámina delgada en el Nivel 1. Los niveles de Litofacies A se han interpretado en condiciones submareales de energía moderada a baja, por debajo de la zona de acción de mareas, con base a la matriz micrítica identificada en estos niveles; las láminas delgadas de esta facies registran texturas predominantes de tipo wackestone, principalmente detritos bioclásticos y espículas de esponjas, lo que denota condiciones de baja energía.

La intercalación entre estas facies sugiere eventos puntuales de cambio energético en el tirante de agua, además de una probable cercanía a un banco arrecifal. Los cambios de energía se mantuvieron estables durante el depósito del Nivel 6, exhibieron variaciones hacia el Nivel 7 debido al depósito de estructuras filamentosas de bivalvos; continuaron estables durante el Nivel 8, aunque hacia la parte central de este nivel se registraron intraclastos macroscópicos, lo que denota un evento de alta energía, para continuar con el régimen de energía estable; el Nivel 9 registra nuevamente condiciones energéticas entre la zona de tormentas y de olas, mientras que las condiciones de energía estables continúan en el Nivel 10. El Nivel 11 denota condiciones de energía alta, con base a la facies identificada (Litofacies C), sin embargo, el aporte bioclástico es escaso, por lo que este nivel representa condiciones intermareales grano-dominadas.

De acuerdo a las características antes descritas, se propone que la sección CZ1 representa variaciones rítmicas de energía en condiciones intermareales a submareales, en un ambiente de barras mareales fango-dominadas.

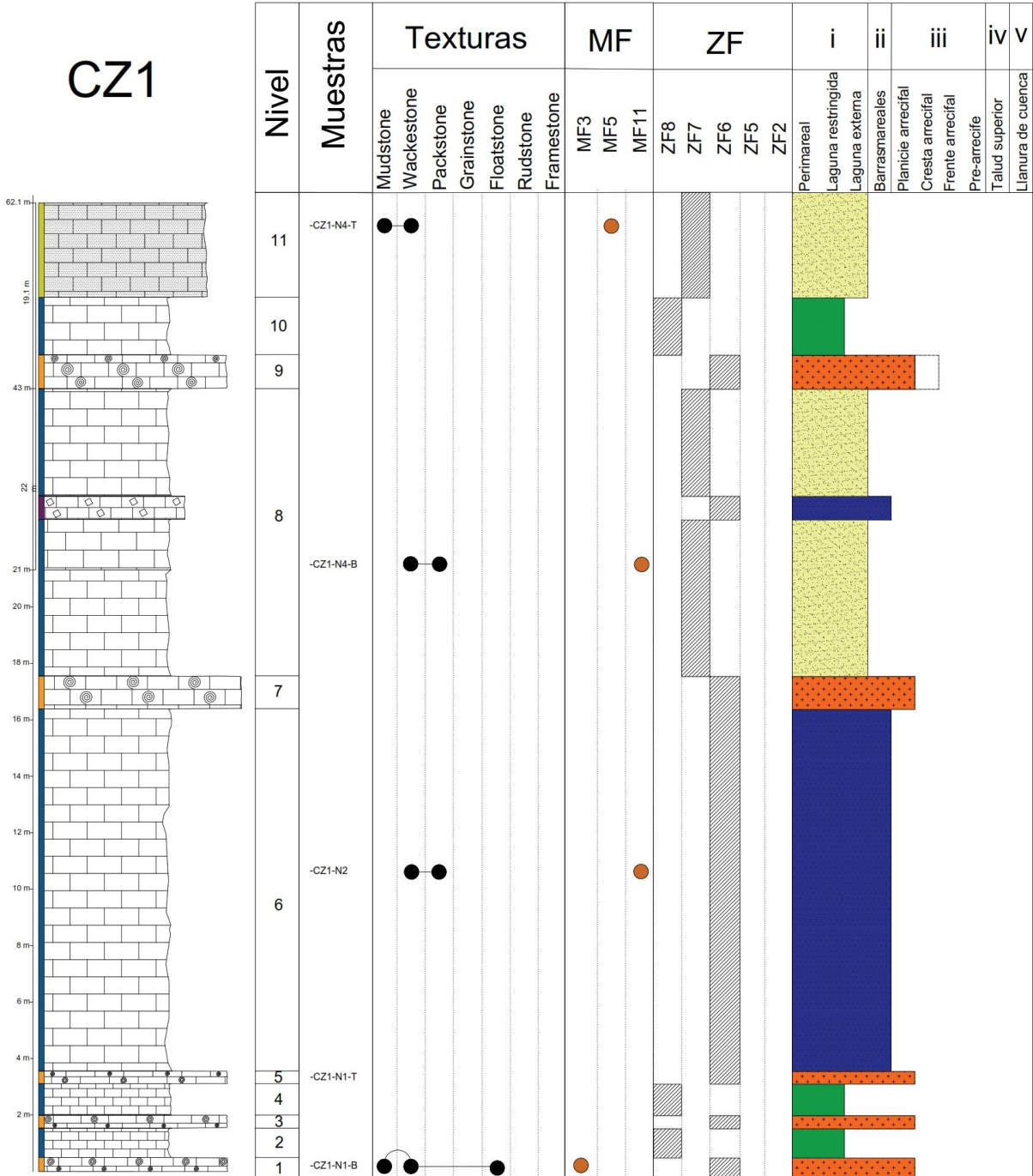


Fig.4.1.9. Ambientes de depósito de la sección CT1

La sección CZ2 (Fig.4.1.10) es una continuación de la sección CZ1, por lo que el Nivel 1 de la sección CZ2 es una continuación del Nivel 11 de la sección CZ1, aunque en la sección CZ2, este nivel basal presenta en lámina delgada, una variación textural entre packstone a grainstone de granos micritizados, lo que denota condiciones energéticas estables. Los niveles 2 a 9 presentan un patrón rítmico entre las Litofacies A y B, similar al identificado en la sección CZ1, por lo que las condiciones de depósito en la sección CZ2 se mantuvieron entre submarea e intermarea, con aportes constantes de lodo hacia el interior de plataforma.

Por otra parte, el contenido paleontológico de esta sección, específicamente en los niveles de Litofacies B, registra escasos hippurítidos aislados y fragmentos de éstos, mientras que el Nivel 3 (Litofacies A) presenta una muestra en lámina delgada de textura floatstone a rudstone de bivalvos, por lo que sugiere que el depósito de estas capas ocurrió cerca de parches arrecifales que se desarrollaron en condiciones de baja energía.

Sin embargo, a partir del Nivel 5, las muestras en lámina delgada muestran una disminución en el contenido paleontológico y un aumento de micrita en las mismas, lo que se interpreta como una disminución de energía en el tirante de agua, mientras que la sedimentación muestra una afinidad mayor hacia condiciones de submarea, la cual registra dos episodios en zona intermareal, por encima de la base de acción de tormentas, con base a los fragmentos bioclásticos identificados en el Nivel 6, y a la abundancia de granos calcáreos subredondeados (Litofacies C) en el Nivel 8, lo que sugiere que el interior de plataforma experimentó cambios moderados de energía de forma episódica, en una posible tendencia de profundización a partir del Nivel 5.

Con base a las características descritas en la sección CZ2, se proponen condiciones intermareales a submareales, en un ambiente de planicie mareal fango-dominada, en cercanía a parches arrecifales, y que posteriormente evolucionó hacia una laguna restringida.

De acuerdo a las características litológicas y de facies identificadas en las secciones CZ1 y CZ2, y que esencialmente son una secuencia continua, se propone que la Zona Condesa haya evolucionado en una secuencia de profundización, la cual comenzó bajo condiciones de planicie mareal, la cual fue inundada y colmatada por lodo calcáreo, para posteriormente desarrollar condiciones de laguna restringida y sedimentación en la zona de submarea (Fig.4.1.10).

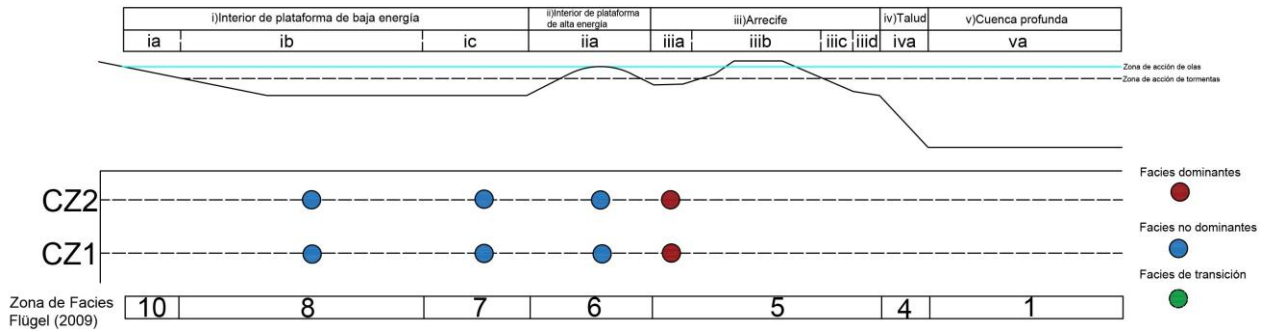


Fig.4.1.10. Ambientes de depósito de las secciones que conforman a la Zona Condesa

Cantera Xirgo

La sección CX1 (Figs.4.1.13, 4.1.14) presenta una predominancia de facies sedimentarias que corresponden principalmente a los ambientes de arrecife e interior de plataforma de baja energía, específicamente planicie arrecifal y laguna restringida; seguidas por facies de laguna externa, perimarea, barras mareales y cresta arrecifal (Fig.4.1.11). Se identificó una transición hacia un ambiente de cuenca profunda.

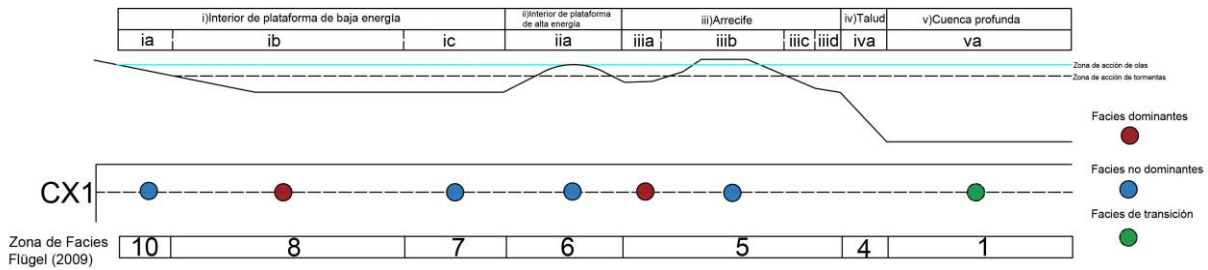


Fig.4.1.11. Ambientes de depósito de la sección CX1.

Facies sedimentarias similares en un ambiente de borde de arrecife (post-arrecife) fueron descritas por Aguayo-Camargo (1977) en la localidad tipo de la Formación El Abra, las cuales consisten en capas de caliza con presencia de organismos constructores de arrecifes dispuestos de forma aislada, y que provienen de un frente arrecifal, así como gastrópodos, bivalvos, y fragmentos retrabajados de estos organismos; además de caliza conformada por clastos del tamaño de grano de la arena y caliza intraclástica, en similitud con las Litofacies C y E de la sección CX1, sin embargo, la ausencia de estructuras arrecifales y por el contrario, la abundancia de caliza peloidal, fragmentos retrabajados de organismos dispuestos de forma paralela al plano de estratificación, laminación paralela fina interrumpida por intraclastos y estructuras de desgasificación, reflejan condiciones post-arrecifales de alta energía en un complejo de bancos

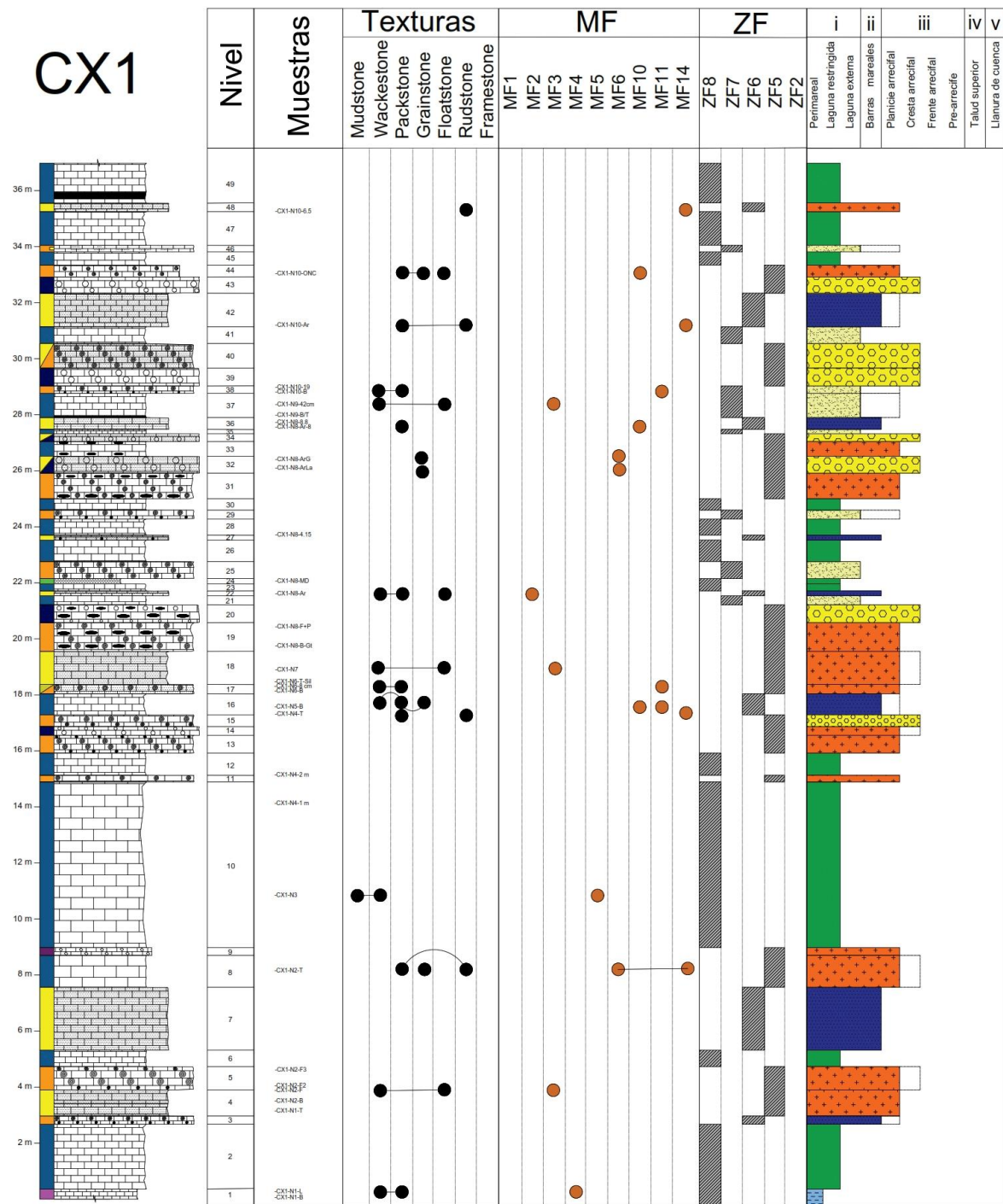


Fig.4.1.12. Ambientes de depósito de la sección CT1

de arena y lodo, en la zona de acción de tormentas, con base a similitudes de facies en el complejo calcáreo Amu Darya, Turkmenistán (Li *et al.*, 2017), en la Plataforma Kuyucak Turquía (Solak *et al.*, 2017) o en la Plataforma Guizhou, China (Lehrmann *et al.*, 1998).

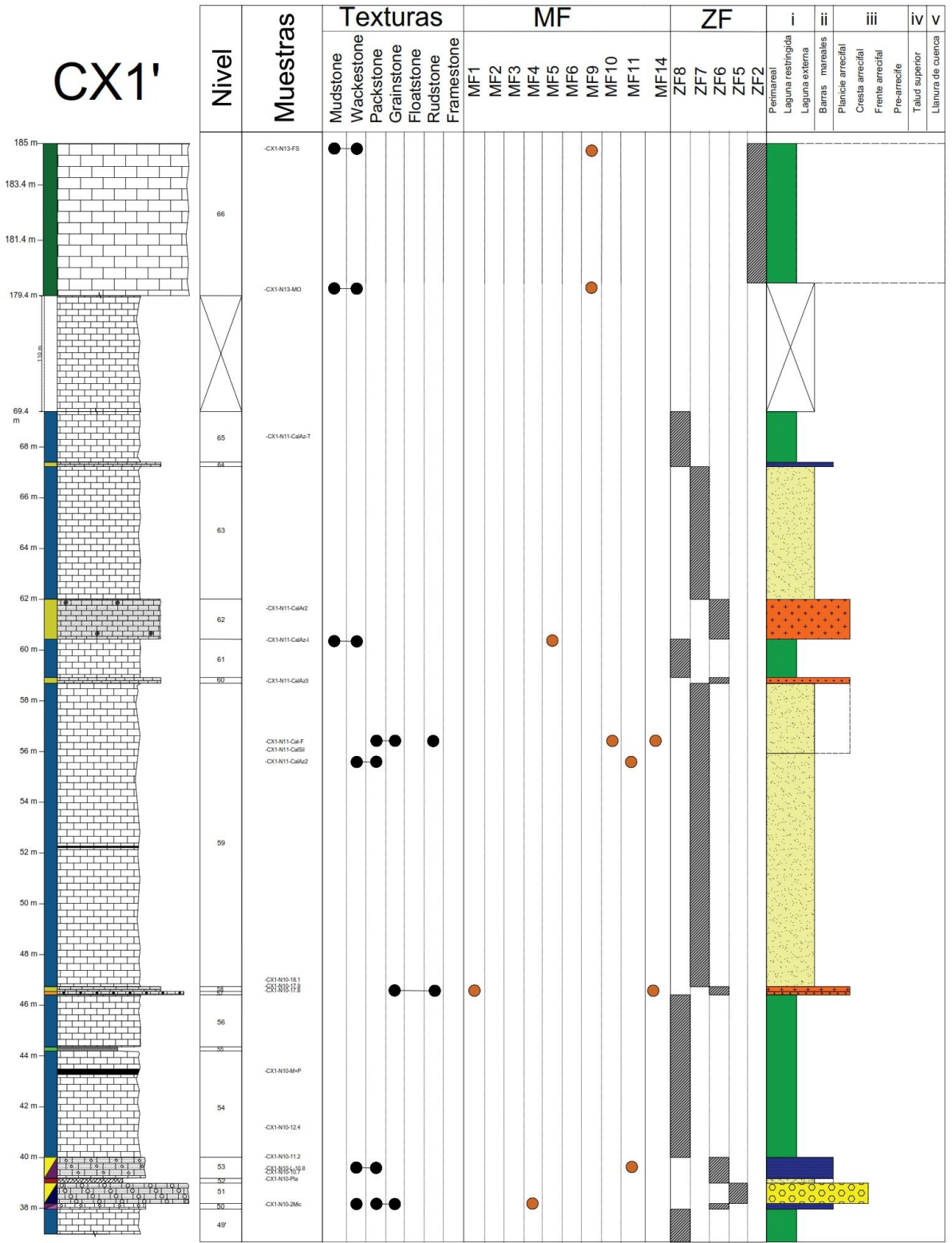


Fig.4.1.13. Ambientes de depósito de la sección CT1

La disposición propuesta para las facies antes mencionadas es similar a la propuesta por Minero (1991) para la Formación El Abra en la Sierra El Abra, y que está caracterizada por un complejo margen de plataforma compuesto por islas, llanuras mareales y laguna restringida. Las litofacies, *sensu* Minero (1991), que componen a este complejo son caliza bioclástica de textura floatstone a rudstone, caliza con laminación cruzada de textura grainstone laminado, y caliza con rudistas y fragmentos esqueléticos de textura floatstone, las cuales componen las islas de margen de plataforma. Las litofacies caracterizadas por caliza con láminas criptoalgales y estructuras fenestrales, caliza con fragmentos de rudistas y caliza con textura de tipo packstone peloides, refieren a condiciones de llanuras mareales. Caliza de textura de tipo mudstone, caliza con textura de tipo packstone de moluscos y caliza con textura de tipo packstone de peloides, representan condiciones de baja energía en un ambiente de laguna de plataforma.

De acuerdo a las litofacies descritas por Minero (1991), es posible reconocer facies sedimentarias equivalentes a las reportadas por este autor, por ejemplo, las Litofacies B, C y D, así como las microfacies MF1, MF2, MF3, MF6 y MF14 para las islas de margen de plataforma; las facies B, C, E y F, y las microfacies MF4, MF6, MF10 y MF14 para llanuras mareales; mientras que las facies A y B, microfacies MF5, MF9 y MF11 en el caso de laguna de plataforma. Sin embargo, es necesaria realizar una distinción entre laguna restringida y laguna externa, con base a las características litológicas y microfaciales descritas en los niveles de facies de la sección CX1, lo que podría complementar el modelo propuesto por Minero (1991).

A partir del Nivel 65, la sección exhibe condiciones de baja energía, en sedimentación submareal, con base a la ausencia de material retrabajado, lo que sugiere un depósito en una laguna restringida, la cual evoluciona hacia una laguna profunda. El Nivel 66, caracterizado por caliza bituminosa, no presenta estructura interna o contenido paleontológico macroscópico, las muestras en lámina delgada de este nivel registraron foraminíferos bentónicos a fragmentos de composición calcárea en morfología subredondeada, lo que sugiere que el depósito de estas capas comenzó dentro del nivel fótico y posteriormente registró una transgresión, elevando la columna de agua por encima de este nivel.

En la Fig.4.2.14. se muestra el modelo sedimentario propuesto para el área de estudio en canteras de la Cooperativa La Cruz Azul.

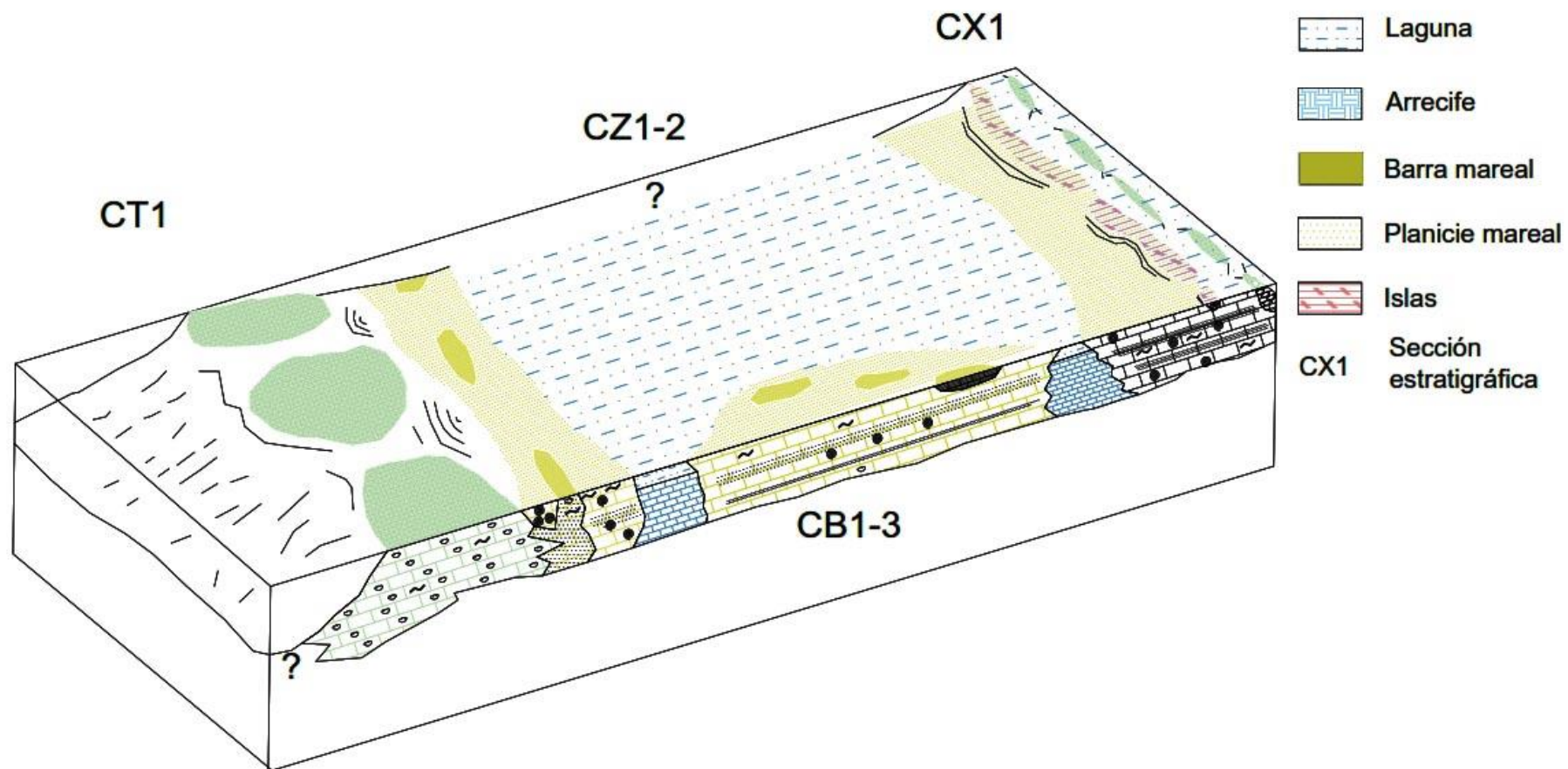


Fig.4.2.14. Modelo sedimentario de las secciones estudiadas en el área de estudio

Relación paleogeográfica

Investigación concerniente al desarrollo paleogeográfico de plataformas calcáreas en el centro y este de México durante el Cretácico es amplia, enfocada principalmente en la Plataforma Valles-San Luis Potosí, sin embargo, investigación acerca del desarrollo paleogeográfico del estado de Hidalgo es escasa y no ha sido publicada en artículos indexados, específicamente en la Plataforma Actopan, ubicada en el centro-sur del estado. Si bien Carrasco (1971) documenta las facies calcáreas que caracterizan a la Plataforma Actopan y propone un modelo sedimentario de la misma, no estableció un marco paleogeográfico o cronoestratigráfico de la plataforma, o su relación con la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Por otra parte, Abascal-Hernández (2014) y León-Francisco (2015) establecieron un marco bio-cronoestratigráfico de la Formación El Abra en la Plataforma Actopan, en las cercanías Actopan y Progreso de Obregón, Hidalgo, respectivamente. Abascal-Hernández (2014) propuso el rango cronoestratigráfico de esta plataforma del Barremiano superior al Aptiano inferior, por lo que la correlaciona con las formaciones Cupido y La Peña en la Plataforma Cupido y Coahuila con base a foraminíferos bentónicos y secuencias deposicionales de tercer orden. Por otra parte, León-Francisco (2015) propuso un modelo de evolución sedimentaria para la Plataforma Actopan, a partir del Barremiano y hacia el Cenomaniano tardío, con base a foraminíferos bentónicos, foraminíferos planctónicos, colomiélidos y edad radiométrica. El desarrollo sedimentario propuesto por estos autores en esta plataforma incluye el desarrollo a partir de una rampa mixta hacia el Barremiano, el establecimiento de una plataforma calcárea similar a las reportadas en el norte y centro de México durante el Albiano-Cenomaniano, y el ahogamiento de la Plataforma Actopan hacia el Cenomaniano tardío.

El área de estudio de este trabajo se encuentra aproximadamente a 60 km al SW del área designada para la Plataforma Actopan, esta distancia se encuentra cubierta mayormente por depósitos lacustres y material volcánico. En general, las litofacies descritas por Carrasco (1971) fueron reconocidas en el área de estudio, como lo son las Facies B, C, D, y F del presente trabajo, a excepción de las litofacies de tipo brecha kárstica y caliza oolítica. Las microfacies (facies *sensu* Abascal-Hernández (2014); León-Francisco (2015)) reportadas en la Plataforma Actopan por los autores antes mencionados, representan en su mayoría, un ambiente de laguna interna y en algunos casos, laguna profunda y talud, por lo que la mayor parte de estas microfacies tienen su equivalente en la presente área de estudio, a excepción de las microfacies que contienen

abundantes foraminíferos planctónicos y colomiélidos, así como las facies (*¿*) caracterizadas por turbiditas, reportadas por León-Francisco (2015). Esta equivalencia de microfacies no es, sin embargo, suficiente para equiparar las condiciones de sedimentación entre la Plataforma Actopan y la presente área de estudio, ya que ésta última presenta, además, complejos mareales (llanuras y barras), islas y particularmente, biostromas de organismos constructores de arrecifes, si bien Carrasco (1971) describe biostromas compuestos por radiolítidos, la ubicación de éstos no es mencionada por el autor. Por otra parte, las condiciones de sedimentación con respecto a las características faltantes en la Plataforma Actopan, son similares a las descritas por Minero (1991) en la Sierra El Abra, mientras que la presencia de bouquets de *Hippurites* sp. ha sido reportada en el borde occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Pichardo-Barrón *et al.*, 2007), en la Plataforma El Doctor (Ward, 1979) y en la Plataforma Guerrero-Morelos (Hernández-Romano *et al.*, 1998; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004), y posiblemente en las cercanías a Huichapan, Hidalgo (Segerstrom, 1962). Con base a las características sedimentológicas comparadas entre plataformas, a las rocas calcáreas de esta zona se les asignará el término “Facies arrecifales-lagunares correlacionables con la Formación El Abra”.

A su vez, la presencia de rudistas del género *Hippurites* sp. coloca temporalmente a las secciones CT1, CB1, CZ1 y CX1 al menos hacia la base del Turoniano (Steuber *et al.*, 2016), por lo que se infiere que los niveles de caliza con la presencia de estos rudistas y las capas que le sobreyacen en estas secciones, no son coetáneas con el depósito de caliza en la Plataforma Actopan, y debido a que diferentes zonas de esta plataforma fueron cubiertas por caliza de cuenca profunda de la Formación Agua Nueva, así como en el elemento paleogeográfico reconocido como Cuenca de Zimapán, que estuvo dispuesta entre el área actual de Zimapán, Ixmiquilpan, Progreso de Obregón, en Hidalgo (Carrasco, 1971; Carrasco, 2003), se infiere que el área de estudio no tuvo ninguna relación sedimentaria con la Plataforma Actopan, al menos a partir del Turoniano, por lo que esta área será considerada como un elemento paleogeográfico separado de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, al menos en su terminación sur, y se le catalogará en este trabajo de investigación como un complejo arrecifal-mareal y lagunar, al menos hasta el Nivel 65 de la sección CX1, nombrado Complejo Cruz Azul (Fig.4.2.15).

Por otra parte, existe la posibilidad de que este complejo sea parte de un hipotético cinturón de atolones que se pudo haber desarrollado entre el borde occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Plataforma Guerrero-Morelos, con base a la predominancia de arrecifes constituidos por rudistas del género *Hippurites* sp. en estas plataformas a partir del Turoniano (fuentes), sin embargo, se necesita mayor investigación en esta área para confirmar o desechar esta hipótesis.

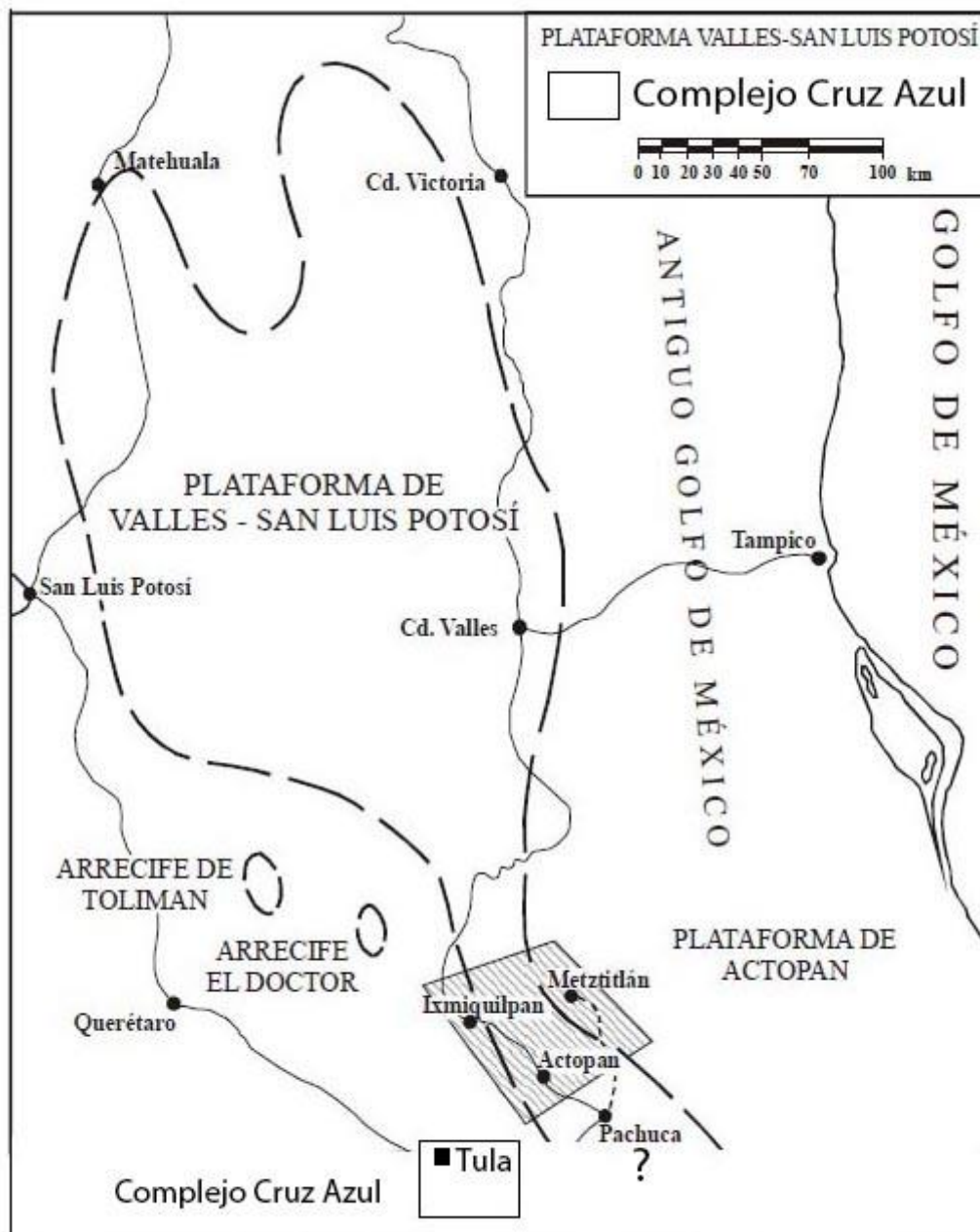


Fig.4.2.15. Ubicación espacial del Complejo Cruz Azul y su relación con otras plataformas del centro de México.

4.2. Origen del material deleznable

Con base a los resultados del análisis por Difracción de Rayos X, se reconoce un origen sedimentario para este material, debido a la predominancia de calcita, sin embargo, la presencia de cuarzo, así como de minerales arcillosos sugerirían un aporte terrígeno clástico. Este hecho sugiere tres escenarios, el primero en que el cuarzo y las arcillas sean de una fuente terrígena, pero probablemente no cercana al lugar de depósito, ya que la presencia de cuarzo no fue comprobada con la petrografía, lo cual nos indica que el tamaño de los cristales de cuarzo es extremadamente pequeño. El segundo escenario es que no se trata de cuarzo en forma de cristal, sino en forma de pedernal o trazas de pedernal diseminado en el material de tipo “chalk”. La presencia de pedernal en forma de nódulos en algunos horizontes de la sección, apuntarían mayormente a la segunda posibilidad.

El tercer escenario consiste en que las ligeras concentraciones de cuarzo y de minerales arcillosos, es posible que correspondan a minerales formados durante diagénesis temprana (Su *et al.*, 2020), y posterior desarrollo de suelo (Pracný *et al.*, 2019), lo que implicaría exposiciones subaéreas y evaporación en un ambiente semi-árido, debido a la ausencia de yeso en la composición mineralógica (James y Jones, 2016).

De acuerdo a los resultados geoquímicos de elementos traza, los valores en ppm de Sr en las muestras LCA-36A y LCA-36B muestran un decremento importante, con valores de Sr menores a 40 ppm, lo que sugiere que este material deleznable es producto de diagénesis en un ambiente meteórico (James y Jones, 2016; Zadeh, 2019). En cuanto a los altos valores de Ti, 817.51 ppm en la muestra LCA-36A, y 681.87 ppm, Mikelic *et al.*, (2013) mencionan que los valores promedio en ppm de titanio en calizas es menor a 400, por lo que el material deleznable exhibe un incremento en su contenido.

Estos resultados implican un origen diagenético para el material deleznable, específicamente por diagénesis meteórica (Zadeh *et al.*, 2019). Existen tres ambientes diagenéticos asociados con aguas meteóricas: zona vadosa, zona freática y zona de mezcla de agua marina y freática (Moore, 1989); a su vez, la diagénesis meteórica depende de factores como clima, tiempo, flujo de agua y mezcla de aguas (Moore, 1989; Flügel, 2009; James y Jones, 2016).

Los principales mecanismos de alteración en estos ambientes son diagénesis mineral y diagénesis acuosa; la diagénesis mineral ocurre cuando sedimentos calcáreos son expuestos a aguas meteóricas por primera vez y todos los componentes metaestables son alterados a calcita diagenética de bajo contenido de magnesio, mientras que la diagénesis acuosa se desarrolla al mismo tiempo que la diagénesis mineral, pero continúa mientras el sedimento continúe en el ambiente meteórico, lo que genera disolución, cementación y desarrollo de porosidad (James y Jones, 2016). Los valores de Sr en el material deleznable posicionan su génesis en la zona vadosa superior (Moore, 1989), zona donde se desarrollan horizontes de caliche y/o suelo, los cuales son indicadores de exposición subaérea, y debido a que son el resultado de variaciones temporales de alteración de caliza y precipitación de calcita (Flügel, 2009; James y Jones, 2016), son ejemplo de diagénesis mineral y acuosa (James y Jones, 2016).

Por otra parte, la predominancia de calcita en la composición mineralógica de este material, la sitúan en caliche de tipo “chalk” masivo (Moore, 1989), el cual consiste en un horizonte compuesto originalmente por carbonato o partículas del mismo, el cual se encuentra muy alterado y exhibe disolución o neomorfismo, microesparita y/o nódulos de carbonato (James y Jones, 2016); estas superficies de “chalk” masivo se desarrollan principalmente en áreas de clima árido a semi-árido (Moore, 1989), con lluvias en invierno y veranos secos (James y Jones, 2016).

La disposición del material deleznable entre capas de caliza puede ser explicado con base al modelo diagenético de “Isla Local”, propuesto por Moore (1989), en el cual el desarrollo de horizontes por diagénesis meteórica ocurre específicamente durante etapas de estabilidad eustática, lo que genera un patrón diagenético que consiste en horizontes delgados asociados con agua meteórica y compuestos por calcita, los cuales se encuentran separados por capas de sedimentos no meteorizados; este patrón es observable en los afloramientos que presentan capas delgadas de material deleznable, intercaladas entre estratos de caliza, y es consistente con procesos de exposición subaérea determinados por los valores de Sr analizados en las muestras. Esto implica un origen diagenético (Westphal *et al*, 2010) y el posterior desarrollo de suelo, ya que el titanio tiene alta estabilidad en los suelos, y mientras éstos son sujetos a intemperismo, la concentración de titanio aumenta y el estroncio disminuye (Mikelic *et al*, 2013).

CONCLUSIONES

- La caliza estudiada en canteras de la Cooperativa La Cruz Azul presenta un arreglo de facies sedimentarias compuesta por 9 facies litológicas y 15 asociaciones de microfacies.
- Las facies sedimentarias dan cuenta de un sistema que incorpora la evolución entre arrecifes de rudistas, planicies y barras mareales, lagunas interna y externa, islas y laguna profunda.
- El sistema sedimentario en esta área difiere del identificado en la Plataforma Actopan, a 60 km al noreste de las canteras Cruz Azul.
- Se propone el Complejo Cruz Azul con base a las diferencias sedimentarias entre la Plataforma Actopan y éste, además de la ausencia de sincronidad temporal en el desarrollo entre ambas.
- Se le asigna el término de “Facies arrecifales-lagunares correlacionables con la Formación El Abra” a la caliza estudiada en el área de estudio, con base a la similitud litológica y temporal entre la Formación El Abra y la caliza del Complejo Cruz Azul.
- Tentativamente, la edad del Complejo Cruz Azul es del Turoniano inferior, con base a la presencia del bivalvo rudista *Hippurites* sp.
- El Complejo Cruz Azul forma parte de un hipotético cinturón de atolones entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Plataforma Guerrero-Morelos.
- Se recomienda el establecimiento de un marco cronoestratigráfico preciso del Complejo Cruz Azul para la correcta correlación con plataformas calcáreas en el norte, centro y sur de México.
- Se recomienda el establecimiento de un marco de estratigrafía secuencial del Complejo Cruz Azul para el reconocimiento preciso de cambios eustáticos y relativos del nivel marino, y su correlación con eventos globales o locales.
- Se recomienda el estudio y reevaluación sedimentológica de zonas con fauna arrecifal cretácica en el centro de México, como la Plataforma El Doctor, Plataforma Córdoba, Plataforma Guerrero-Morelos y afloramientos arrecifales en las cercanías de Huichapan, Hidalgo.

REFERENCIAS

- Abascal-Hernández, G., 2014. Estratigrafía de secuencias del SW de la Plataforma de Actopan del Cretácico Inferior. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, Tesis de Maestría. 172 pp.
- Aguilera-Franco, N., Hernández-Romano, U., Allison P. A., 2001. Biostratigraphy and environmental change across the Cenomanian/Turonian boundary, southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 237-255.
- Aguilera-Franco, N., 2003. Cenomanian-Coniacian zonation (foraminifers and calcareous algae) in the Guerrero-Morelos basin, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 20, p. 202–222.
- Aguilera-Franco, N., Hernández-Romano, U., 2004, Cenomanian-Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, Southern Mexico. *Sedimentary Geology*, 170, 135–162.
- Aguilera-Franco, N., Allison, P., 2005. Events of the Cenomanian-Turonian succession, Southern Mexico. *Journal of Iberian Geology*, v. 31, n. 1, p. 25-50.
- Aguilera-Franco, N., Scott, R.W., 2005. Timing and rates of the Cenomanian-Turonian drowning on the Guerrero-Morelos Platform, Southern Mexico. *Stratigraphy*, v. 2, n. 4, p. 341-354.
- Alencáster, G., Torres, H. R., Tristán, M., Barbosa, R., Omaña, L., 1999. El Abra Formation in the western part of the Valles-San Luis Platform (Mexico). *Erlanger Geologische Abhandlungen*, 3: 6-7.
- Armstrong-Altrin, J. S., Madhavaraju, J., Sial, A. N., Kasper-Zubillaga, J. J., Nagarajan, R., Flores-Castro, K., Luna-Rodríguez, J., 2011. Petrography and stable isotope geochemistry of the Cretaceous El Abra Limestone (Actopan), Mexico: Implication on diagenesis. *Journal Geological Society of India*, 7, p. 349-359.
- Aguayo-Camargo, J.E., 1978. Sedimentary environments and diagenesis of a Cretaceous reef complex, eastern Mexico: *An. Centro Cienc. del Mar y Limnol., UNAM*, 5, p. 83-140.
- Azizi, S.H.H., Shabestari, G.M., Khazaei, A., 2014. Petrography and geochemistry of Paleocene-Eocene limestone in the Ching-dar syncline, eastern Iran. *Geoscience Frontiers* 5, p. 429-438.

- Basañez-Loyola, M.A., Fernández-Turner, R., Rosales-Domínguez, C., 1993. Cretaceous Platform of Valles-San Luis Potosi, northeastern central Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 56, p. 51-59
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010. Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: *Geosphere*, (6) p. 621-640.
- Blanco, A, 2003. Lithographic marls from Vallecillo, N.L. Mexico: Agua Nueva Formation or a new lithologic unit?: *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 35, (6), p. 87.
- Boggs, S.J., 1995. Principles of sedimentology and stratigraphy. 2nd Ed. Prentice Hall, Englewood Cliffs, p. 774.
- Burchette, T.P., Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sed. Geol.*, 79, p. 3-57.
- Campa-Uranga, F., 1978. La Evolución Tectónica de Tierra Caliente, Guerrero. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 39, n. 2, p. 52-64.
- Campa-Uranga, F., Ramírez-E., J., Coney, P.J., 1981. Conjuntos estratotectónicos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. *Boletín SGM*.
- Carrasco, B., 1970. La Formación El Abra (Formación El Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Revista del Instituto mexicano del Petróleo*, 2, (3), p. 97-99.
- Carrasco-Velázquez, B., 1971. Litofacies de la Formación El Abra en la Plataforma de Actopan, Hidalgo: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 3, p. 5–26.
- Carrasco-Velázquez, B., 2003. Paleokarst in the Marginal Cretaceous rocks, Gulf of Mexico, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 169–183.
- Carrasco-Velázquez, B., Morales-Puente, P., Cienfuegos, E., Lozano-Santacruz R., 2004. Geoquímica de las rocas asociadas al paleokarst cretácico en la plataforma de Actopan: evolución paleohidrológica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.21, n. 3, p. 382-393.
- Carrillo-Bravo, J., 1969, Exploración geológica y posibilidades petroleras de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Sierra Madre Oriental-Altiplano Mexicano). En Seminario de

Exploración Petrolera, Mesa Redonda no. 6. México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, 20 p.

- Carrillo-Bravo., J., 1971. La Plataforma Valles–San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana Geólogos Petroleros, v. 23, p. 1–102.
- Carrillo-Martínez, M., 1981. Contribución al estudio geológico del macizo calcáreo El Doctor, Querétaro. Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 5, n. 1, p. 25-29.
- Carrillo-Martínez, M., y Suter, M., 1982. Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro. En M. Alcayde and Z. de Cserna, eds., Libro-guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, Estados de Hidalgo y Querétaro: Sociedad Geológica Mexicana, 6.o Convención Geológica Nacional, p. 1-20.
- Carrillo-Martínez, M., 1990. Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental entre Peñamiller y Jalpan, Estado de Querétaro. Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 9, p. 62-70.
- Carrillo M., M., J. J. Valencia I., and M. E. Vázquez, 2001. Geology of the southwestern Sierra Madre Oriental fold-and-thrust belt, east-central Mexico: A review, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75, p. 145-158.
- Cerca, M., Ferrari, L., Corti, G., Bonini, M., Manetti, P., 2010. Analogue model of inversion tectonics explaining the structural diversity of Late Cretaceous shortening in southwestern Mexico. Lithosphere, v. 2, n. 3, p. 172-187.
- Compton, R. R., 2016. Geology in the Field. CreateSpace Independent Publishing Platform. 1° Ed. New York.
- Coogan, A.H., Bebout, D.G., Maggio, C., 1972. Depositional environments and geologic history of the Golden Lane and Poza Rica Trend, Mexico; an Alternative View. AAPG Bulletin, v. 56, n. 8, p. 1419-1447.
- DeCserna, Z., 1960. Orogenesis in time and space in Mexico. Geol. Rundsch. 50, 595-605.
- De Cserna, Z., Palacios-Nieto, M., Pantoja-Alor, J., 1978. Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán. Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 2, n. 1, p. 8-18.

- De Cserna Z., Ortega-Gutiérrez, F., Palacios-Nieto., 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del Alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla, Libro-Guía, Excursión Geol. III Reunión Nacional Geotecnia-Geotermia, México. 40 pp.
- Della-Porta, G., Kenter, J.A.M., Immenhauser A., Bahamonde, J.R., 2002. Lithofacies character and architecture across a Pennsylvanian inner-platform transect (Sierra de Cuera, Asturias, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, n. 6, p. 898-916.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 113, 1142-1160.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture, en W. E. Ham, ed., *Classification of Carbonate Rocks – a symposium: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologist Memoir 1*, p. 108-121.
- Embry, A. F., y Klovan, J. E., 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T.: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 19, p. 730-781.
- Enos, P., 1974. Reefs, platforms and basins of middle Cretaceous in northeast Mexico. *AAPG Bulletin*. v. 58. p. 800-809.
- Enos, P., 1977. Tamabra Limestone of the Poza Rica trend, Cretaceous, Mexico. En H.E. Cook y P. Enos, eds., *Deep water carbonate environments: SEPM Special Publication 25*. p. 273-314.
- Enos, P., 1983. Late Mesozoic paleogeography of Mexico. En M.W. Reynolds y E.D. Dolly, eds., *Mesozoic paleogeography of the west-central United States: Rocky Mountain Paleogeography Symposium 2. SEPM Rocky Mountain Section*. p. 133-158.
- Enos, P., y Stephens, B.P., 1993. Mid-Cretaceous basin margin carbonates, east-central Mexico. *Sedimentology*, v. 40, p. 539-556.
- Ferket, H., Roure, F., Swennen, R., Ortuño, S., 2000. Fluid migration placed into the deformation history of fold-and-thrust belts: an example from the Veracruz Basin (Mexico). *Journal of Geochemical Exploration*, v. 69-70, p. 275-279.
- Ferket, H., Ortuño-Arzate, S., Roure, F., and Swennen, R., 2003. Lithologic control on matrix porosity in shallow-marine Cretaceous reservoir limestones: A study of the Peñuela reservoir outcrop analogue (Cordoba Platform, Southeastern Mexico). En C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 283– 304.

- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., 2011. Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold-Thrust Belt. En Poblet, J. & Lisle, R. J., eds., Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts. Geological Society, London, Special Publications, 349, p. 149–167.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Vásquez-Serrano, A., 2012. The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt. *Geosphere*, v.8, n.4.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, 2017. The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development magmatism and tectonics. *Earth-Sci. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Flügel, E., 2009. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, 2° Ed., 1009 pp. Berlin.
- Fries, C., 1960, Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región centro meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología Universidad Nacional Autónoma de México*, México, n. 60.
- Galicia-Barrios, J.G., 1997, Estratigrafía de secuencias y potencial de hidrocarburos del Jurásico Superior en la región de Cd. Valles, S.L.P. *Revista Ingeniería Petrolera de la Asociación de Ingenieros Petroleros de México*. v. 37, p. 38–47.
- Garduño-Martínez, D.E., Pi Puig, T., Solé, J., Martini, M., Alcalá-Martínez, J.R., 2015. K-Ar Illite age constraints on the formation and reactivation history of the El Doctor fault zone, central México. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 32 (2), 306-322.
- Goldhammer, R.K., 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. En Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., Eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*. Geological Society of America Special Paper 340, pp. 1-58.
- Gómez-Pérez, I., Fernández-Mendiola, P.A., García-Mondéjar, J., 1999. Depositional architecture of a rimmed carbonate platform (Albian, Gorbea, western Pyrenees). *Sedimentology*, v. 46, p. 337-356.
- González, E., Ferket, H., Callot, J.P., Guilhaumou, N., Ortuño, S., Roure, F., 2012. Paleoburial, hydrocarbon generation and migration in the Cordoba Platform and Veracruz Basin: Insights

from fluid inclusion studies and two-dimensional (2D) basin modeling. Analyzing the Thermal History of Sedimentary Basins: Methods and Case Studies, SEPM Special Publication, n. 103.

- González-Alvarado, J., 1976. Resultados obtenidos en la exploración de la plataforma de Córdoba y principales campos productores. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 378, p. 53–59.
- González-Alvarado, J., 1980. Perspectivas petroleras del Distrito de Exploración Córdoba, Veracruz. Ingeniería Petrolera
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156–1167.
- Haq, B.U., 2013. Cretaceous Eustasy Revisited. Global and Planetary Change. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.12.007>.
- Hernández-Jáuregi, R., 1997. Sedimentación sintectónica de la Formación Soyatal (Turoniano Medio-Campaniano) y modelado cinemático de la Cuenca de Flexura de Maconí, Querétaro. Instituto Politécnico Nacional, ESIA, Tesis de Maestría, pp.94.
- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., Barceló-Duarte, J., 1997, Guerrero-Morelos platform drowning at the Cenomanian–Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico: Cretaceous Research, v. 18, p. 661–686.
- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Buitrón, B.E., 1998. Late Cenomanian fossil association from Morelos, Mexico, Stratigraphic implications. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 15, p. 46-56.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), 2001. Carta Geológica Zumpango de Ocampo E-14-A-19, Edo. Mex.-Hgo. Segunda reimpresión.
- Jach, R., 2005. Storm-dominated deposition of the Lower Jurassic crinoidal limestones in the Krizna unit, Western Tatra Mountains, Poland. Facies v. 50, N. 3-4, p. 561-572.
- Jacobo-Albarrán, J., 1986. El basamento del distrito Poza Rica y su implicación en la generación de hidrocarburos. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 18, p. 5-24.
- James, N.P., Dalrymple, R.W., 2010. Facies Models 4. GEOtext 6, Geological Association of Canada.
- James, N. P., Bone, Y., 2011. Neritic Carbonate Sediments in a Temperate Realm: Southern Australia. Springer, 1° Ed, 264 pp.

- James, N., Jones, B., 2016. *Origin of Carbonate Sedimentary Rocks*. John Wiley & Sons Inc., Chichester, United Kingdom, 1° Ed, 464 pp.
- Keppie, D., 2004. Terranes of Mexico Revisited: A 1.3. Billion Year Odyssey. *International Geology Reviews*: Vol. 46. p. 765-794.
- Lawlor, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R., Sampson, D.E., 1999. U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94, 73-99.
- Lehrmann, D.J., Wei, J., Enos, P., 1998. Controls on facies architecture of a large Triassic carbonate platform: The Great Bank of Guizhou, Nanpanjiang Basin, South China. *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, n. 2., p. 311-326.
- León-Francisco, J.M., 2015. Análisis estratigráfico y sedimentológico de dos eventos de profundización en la plataforma carbonatada de Actopan, durante el Aptiano-Cenomaniano, Edo. De Hidalgo. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México. Tesis de maestría. 142 pp.
- Li, F., Jing, X., Zou, C., Zhang, H., Xiang, F., 2017. Facies analysis of the Callovian-Oxfordian carbonates in the northeastern Amy Darya Basin, southeastern Turkmenistan. *Marine and Petroleum Geology*, v. 88. p. 359-380.
- López-Ramos, E., 1972. Estudio del basamento ígneo y metamórfico de las zonas norte y Poza Rica (entre Nautla, Veracruz y Jiménez, Tamaulipas). *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 24. p. 265-323.
- López-Doncel, R., 2003. La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 20, n.1, 1–19.
- López-Doncel, R., Rodríguez-Hernández, E., Cruz-Márquez, J., Navarro-Moctezuma, A., Pichardo-Barrón, Y., Aguilar-Pérez, J., 2007. Microfacial and stratigraphic relationships of the Aptian-Santonian deposits of a transitional “Platform to basin” area. An example at the east central portion of Mexico. En: Díaz-Martínez, E., Rábano, I. (Eds). 4th European Meeting on Paleontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero, N° 8. Instituto Geológico Minero de España, Madrid, ISBN 978-84-7840-707-1, Instituto Geológico y Minero de España, p. 251-255.

- López-Doncel, R.A., 2017. La Plataforma Valles-San Luis Potosí y su transición a la Cuenca Mesozoica del Centro de México. En: Geología de la Mesa Central de México. Curso de campo-Guía de excursión, Cap. 3. Reporte particular Cía. Peñoles e Instituto de Geología, UASLP, 42 p. (no publicado).
- Mahrz-Rojano, M, A., 2017. Análisis de la morfología y tipo de talud de la Plataforma Tuxpan-Tecolutla para el desarrollo de la Formación Tamabra. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 59, n. 2, pp. 59-78.
- Martínez, M., Serrano, E., Cruz, B., Toriz, J., Espinoza, M., Vázquez, R., 2001. Mesozoic Plays of the Cordoba Platform, Veracruz Basin. AAPG Annual Convention, Denver, Colorado, Abstracts.
- Martínez-Medrano, M., Barceló-Duarte, J., González-Pacheco, V., Hernández-Reyes, M.G., 1992. Ambientes y facies sedimentarias de la secuencia cretácica en la porción central de la Cuenca Guerrero-Morelos. En Libro de Resúmenes, XI Convención Geológica Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, Veracruz, p. 111.
- Martini, M., Fitz, E., Solari, L., Camprubi, A., Hudleston, P.J., Lawton, T.F., Tolson, G., and Centeno-García, E., 2012. The Late Cretaceous fold-thrust belt in the Peña de Bernal–Tamazunchale area and its possible relationship to the accretion of the Guerrero Terrane. En Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., and Molina-Garza, R.S., eds., The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide 25, p. 19–38.
- Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2016. Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. Earth-Sci. Rev. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.013>
- McFarlan, E. Jr., Menes, S. L., 1991. Lower Cretaceous. En Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico Basin, Volume J, Geological Society of America.
- Meneses-Rocha, J.J., Rodríguez-Figueroa, D., Gama-Javier, J.T., Banda-Hernández, J., Hernández-De La Fuente, R., Ramos-Valdivieso, V., 2016. Excursión geológica al Cinturón Plegado y Cabalgado de Zongolica. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 58, n. 1, pp. 142.
- Miall, A.D., 2016. Stratigraphy: A Modern Synthesis. Springer-Verlag, 1° Ed., 464 pp. New York.

- Mikelic, I.L., Orescanin, V., Barisic, D., 2013. Distribution and origin of major, minor, and trace elements in sediments and sedimentary rocks of the Kastela Bay (Croatia) coastal area. *Journal of Geochemical Exploration* 128, p. 1-13.
- Minero, Ch.J., 1988. Sedimentation and diagenesis along an island sheltered platform margin, El Abra Formation, Cretaceous of Mexico, in James, N.P., Choquette, P.W., eds., *Paleokarst*. Springer-Verlag, p. 385-405.
- Minero, Ch.J., 1991. Sedimentation and diagenesis along open and island-protected windward carbonate platform margins of the Cretaceous El Abra Formation, Mexico. *Sedimentary Geology*, 71, p. 261-288.
- Miramontes-Escudero, D.E., 1972. Las formaciones del Jurásico superior en el subsuelo del Atolón de la Faja de Oro. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 24, n.1-3, p. 29-44.
- Molina-Garza, R.S., Böhnel, H.N., and Hernandez, T., 2003. Paleomagnetism of the Cretaceous Morelos and Mezcala Formations, southern Mexico. *Tectonophysics*, v. 361, p. 301–317.
- Moore, C.H., 1997. Carbonate Diagenesis and Porosity. *Developments in Sedimentology* 46, 2nd Ed., 338 pp.
- Moya-Cuevas, F., 1974. Estudio sedimentario del Cretácico medio en el área margen oriental de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 26, n. 10-12, pp. 337-359.
- Muir, J.M., 1936. *Geology of the Tampico Region, Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 280 p.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Willey-Blackwell, 2^o Ed., 432 pp. USA.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006. Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 238–252,
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2004. *North American Stratigraphic Code*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 89, vol. 11.
- Ontiveros-Tarango, G., 1973, Estudio estratigráfico de la porción noroccidental de la cuenca Morelos-Guerrero. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 25, p. 189-234.

- Omaña, L., Pons, J.M., Alencáster, G., 2008. Latest Cretaceous foraminífera from the Cárdenas Formation, San Luis Potosí, Mexico: Biostratigraphical, paleoenvironmental and paleogeographical significance. *Micropaleontology*, v. 54, n. 5, p. 445-462.
- Omaña L., López-Doncel, R., Torres, J.R., Alencaster, G., 2012. Biostratigraphy and paleoenvironment of the Cenomanian/Turonian boundary interval based on foraminifera from W Valles-San Luis Potosí Platform, Mexico. *Micropaleontology*, 58, (6), p. 457-485.
- Omaña, L., Torres, J.R., López-Doncel, R., Alencáster, G., López-Caballero, I., 2014. A pithonellid bloom in the Cenomanian-Turonian boundary interval from Cerritos in the western Valles-San Luis Potosi platform, Mexico: Paleoenvironmental significance. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.31, p. 28–44.
- Omaña, L., Alencáster, G., Buitrón, B.E., 2016. Mid-early late Albian foraminiferal assemblage from the El Abra Formation in the El Madroño locality, eastern Valles-San Luis Potosí Platform, Mexico: Paleoenvironmental and paleobiogeographical significance. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 68, n. 3, p. 477-496.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, pp. 112-131 2. *Revista*.
- Ortega-Gutiérrez F., 1991. Provincias Geológicas de México. Capítulo VI del texto explicativo de la Quinta Edición de la Carta Geológica de la República Mexicana UNAM.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic micro-continent accreted to North America during the Paleozoic. *Geology*, 23, 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R., 1999. Late Ordovician-Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology* 27, 719-722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., Weber, B., Luna-González, L., 2018. The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Sci. Rev.* <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.006>.
- Ortuño-Arzate, S., Ferket, H., Cacas, M.C., Swennen, R., Roure, F., 2003. Late Cretaceous carbonate reservoirs in the Cordoba Platform and Veracruz Basin, eastern Mexico. En C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 476– 514.

- Padilla y Sánchez, R.J., 1978. Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite sureste del estado de Nuevo León: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, v.2, n.1, p. 37-44.
- Padilla y Sánchez, R. J., 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 59, n. 1, p. 19-42.
- Pedrazzini, C., 1978. Facies, Ambientes y Desarrollo de la Plataforma Cretácica de Tuxpan-Tecolutla (Faja de Oro). Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 39, n. 2, p. 118-125.
- Pichardo-Barrón, Y., Aguilar-Pérez, J., Pons, J.M., López-Doncel, R., 2007. Carbonate microfacies in the western margin of the Valles – San Luis Potosí Platform, east-central Mexico. En, Díaz-Martínez, E. y Rábano, I., eds., 4th European Meeting on Paleontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero, No. 8. Instituto Geológico Minero de España, Madrid.
- Pindell, J., Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean, and northern South America in the mantle reference frame: an update. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 328, p. 1–55.
- Pracný, P., Faimon, J., Vsianský, D., Prichystal, A., 2019. Evolution of Mg/Ca and Sr/Ca ratios during the experimental dissolution of limestone. Chemical Geology 523, p. 107-120.
- Ramírez-Tello, E., Zárate-López, J., García-Ortíz, M., 2009. Carta Geológico-Minera F14-C89 Mixquiahuala. Servicio Geológico Mexicano.
- Reading, H.G., 1996. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Wiley-Blackwell. 3° Ed., UK.
- Rodríguez-Hernández, E., López-Doncel, R., Barboza-Gudiño, J.R., Cruz-Márquez, J., 2009. Análisis sedimentológico-facial de clastos formadores de brechas calcáreas cretácicas de una zona transicional plataforma-cuenca en el centro de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 26, n. 3, p. 687-708.
- Rodríguez-Hernández, M.A., Ortíz-Gómez, P.L., Bartolo-Sánchez, C., Sorrentino, D., Hernández-Martínez, R., Schatzinger, R.A., 2003. Distribution of Depositional Facies and Reservoir Properties from Middle Cretaceous Carbonates of the Cordoba Platform, Veracruz, Mexico. AAPG Mid-Continent Section Meeting, Tulsa, Oklahoma, Abstract.

- Salvador, A., 1991. The Gulf of Mexico Basin. Geological Society of America, The Geology of North America J.
- Sánchez-Juárez, G.Q., 2016. Caracterización petrográfica y de microfacies de una unidad calcáreo-arrecifal (Cretácico) en el suroeste de Hidalgo, México. Universidad Autónoma del estado de Hidalgo. Tesis de licenciatura.
- Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H., 1983. Carbonate Depositional Environments. AAPG Memoir 33. 708 pp.
- Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D., 2003. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis. AAPG Memoir 77.
- Schulze, F., Kuss, J., Marzouk, A., 2005. Platform configuration, microfacies and cyclicities of the upper Albian to Turonian of west-central Jordan. *Facies* v. 50, N. 3-4, p. 505-527.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 278, 153 p.
- Segerstrom, K., 1962. Geology of south-central Hidalgo and northeastern Mexico. US Geological Survey, Bulletin 1104-C, p. 87-162.
- Sohl, N.F., Martínez, E., Salmerón-Ureña, P., Soto-Jaramillo, F., 1991. Upper Cretaceous. En Salvador A., ed., The Gulf of Mexico Basin, Volumen J, Geological Society of America.
- Solak, C., Tasli, K., Koc, H., 2017. Biostratigraphy and facies analysis of the Upper Cretaceous-Danian? Platform carbonate succession in the Kuyucak area, western Central Taurides, S Turkey. *Cretaceous Research* 79, p. 43-63.
- Steuber, T., Scott, R.W., Mitchell, S.F., Skelton, P.W., 2016. Part N, Revised, Volume 1, Chapter 26C: Stratigraphy and diversity dynamics of Jurassic-Cretaceous Hippuritida (rudist bivalves). *Treatise Online* 81, p. 1-17.
- Su, C., Li, F., Tan, X., Gong, Q., Zeng, K., Tang, H., Li, M., Wang, X., 2020. Recognition of diagenetic contribution to the formation of limestone-marl alternations: A case study from Permian of South China. *Marine and Petroleum Geology* 111, p. 765-785.
- Suter, M., 1980. Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental thrust-and-fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí states). *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 4, p. 19-31.
- Suter, M., 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 98, 246-264.

- Suter, M., 1990. Geología de la hoja de Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luís Potosí, Escala 1:100,000: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, (22), p. 55.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., and Centeno-García, E., 2007, Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic: Geological Society of America Bulletin, v. 119, p. 1052–1065.
- Torres-Sánchez, S.A., Augustsson, C., Barboza-Gudiño, R., Jenchen. U., Ramírez-Fernández, J.A., Abratis, M., Scherstén, A., 2015. Magmatic source and metamorphic grade of metavolcanics rocks from Granjeno Schist: was northeastern Mexico a part of Pangaea? Geol. J. <http://dx.doi.org/10.1002/gj.2702>.
- Torres-Vargas, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales-Nishimura, J.M., 1999. A Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: tectonic implications for reconstructions of southern North America. En Bartoloni, C., Wilson, J., Lawton, T.F., Eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico. Geological Society of America Special Paper, vol. 340, pp. 191-196.
- Tucker, M., 2001. Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwell Science, 3° Ed., 291 pp. UK.
- Tucker, M., Wright, P., 2002. Carbonate Sedimentology. 7° Ed., Blackwell Science, 422 pp. UK.
- Tucker, M., 2003. Sedimentary Rocks in the Field. Wiley & Sons. 3° Ed., 250 pp. UK.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1988. Paleomagnetic study of the Cretaceous Morelos Formation, Guerrero State, southern Mexico. Tectonophysics, v. 147, p. 121-125.
- Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., Thompson III, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: C.E., P. (Ed.), Seismic Stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologists Memoir. Vol. 26, p. 83–97.
- Vázquez-Serrano, A., Tolson, G., Fitz-Díaz, E., Chávez-Cabello, G., 2018. Influence of pre-tectonic carbonate facies architecture on deformation patterns of syntectonic turbidites, an example from the central Mexican fold and thrust belt. Journal of Structural Geology 109, 127-139.

- Vélez-Scholvink, D., 1990. La cuenca Guerrero: Un ejemplo de deformación por transcurrencia en el sur de México. Asociación de Ingenieros Petroleros de México, A.C. Ingeniería Petrolera, v. 30, no. 1, p. 25-35.
- Vera-Torres, J. A., 1994. Estratigrafía: Principios y Métodos. Editorial Rueda, 820 pp. Madrid, España.
- Viniestra-O, F., 1965. Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 17, n. 7-12, pp. 101.
- Viniestra-O., F., y Castillo-Tejero, C., 1970. Golden Lane fields, Veracruz, Mexico. AAPG Memoir 14, p. 309–325.
- Viniestra-O, F., 1971. Age and Evolution of Salt Basins of Southeastern Mexico. AAPG Bulletin, v. 55, n. 3, p. 478-494.
- Walker, R.G., y James, N.P., 1992. Facies Models: Response to the Sea Level Change. Geological Society of Canada.
- Ward, J.A., 1979. Stratigraphy, depositional environments and diagenesis of the El Doctor platform, Queretaro, Mexico. Binghamton State University, New York. Ph.D. Dissertation. 172 pp.
- Warnecke, M., Aigner, T., 2019. Influence of subtle paleo-tectonics on facies and reservoir distribution in epeiric carbonates: Integrating stratigraphic analysis and modelling (U. Muschelkak, SW Germany. Sedimentary Geology 383, p. 82-100.
- Wentworth, C.K., 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. The Journal of Geology, Vol. 30, No. 5, pp. 377-392.
- Westphal, H., Hilgen, F., Munnecke, A., 2010. An assessment of the suitability of individual rhythmic carbonate successions for astrochronological application. Earth-Science Reviews 99, p. 19-30.
- Wilson, B.W., Hernández, J.P., Meave, E., 1955. Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 18, p. 1-10.
- Wilson, J.L., 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer, 411 pp. USA.
- Wilson, J.L., 1990. Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico – a review. En Carbonate Platforms: Facies, Sequences and Evolution: Eds. Tucker, E., Wilson, J.L., Crevello, P. D., Sarg J. R., Read, J F. Spec. Publs int. Ass. Sediment.

- Wilson, J.L., Ward, W.C., 1993. Early Cretaceous Carbonate Platforms of Northeastern and East-Central Mexico. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 56. p. 45-49.
- Wilson, H.H., 1987. The structural evolution of the Golden Lane, Tampico Embayment, Mexico. Journal of Petroleum Geology, v. 10, n.1, p. 5-40.
- Winker, C.D., Buffler, R.T., 1988. Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean). American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 72, p. 318–346.
- Wright, V.P., Burchette, T.P., 1996: Shallow-water carbonate environment. In Reading, H.G. (ed): Sedimentary environments: processes, facies, stratigraphy. 325-394, Oxford (Blackwell). UK.
- Zade, P.G., Adabi, M.H., Sadeghi, A., 2019. Microfacies, geochemistry and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation (Mid Cretaceous) in the Kuh-e Siah and Kuh-e Mond, Fars area, southern Iran. Journal of African Earth Sciences 160. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103634>.
- Zhang, K., Li, Q., Yan, L., Zeng, L., Lu, L., Zhang, Y., Hui, J., Jin, X., Tang, X., 2017. Geochemistry of limestones deposited in various plate tectonic settings. Earth-Science Reviews 167. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.02.003>.

ANEXO 1

Análisis litológico

Se identificaron nueve litofacies diferenciables entre sí a lo largo de las siete secciones estratigráficas descritas, nombradas en orden alfabético para su clasificación:

Litofacies A. Caliza micrítica

Caliza compuesta por matriz de grano fino, se observa como una masa homogénea sin estructura interna aparente, la cual no exhibe contenido paleontológico. Se encuentra mayormente dispuesta en capas de estratificación mediana a delgada, aunque es posible reconocer esta facies en estratificación masiva en algunos afloramientos; exhibe fractura concoidea y coloraciones variables entre gris claro a gris medio, así como en tonalidades de azul (Fig.1.).

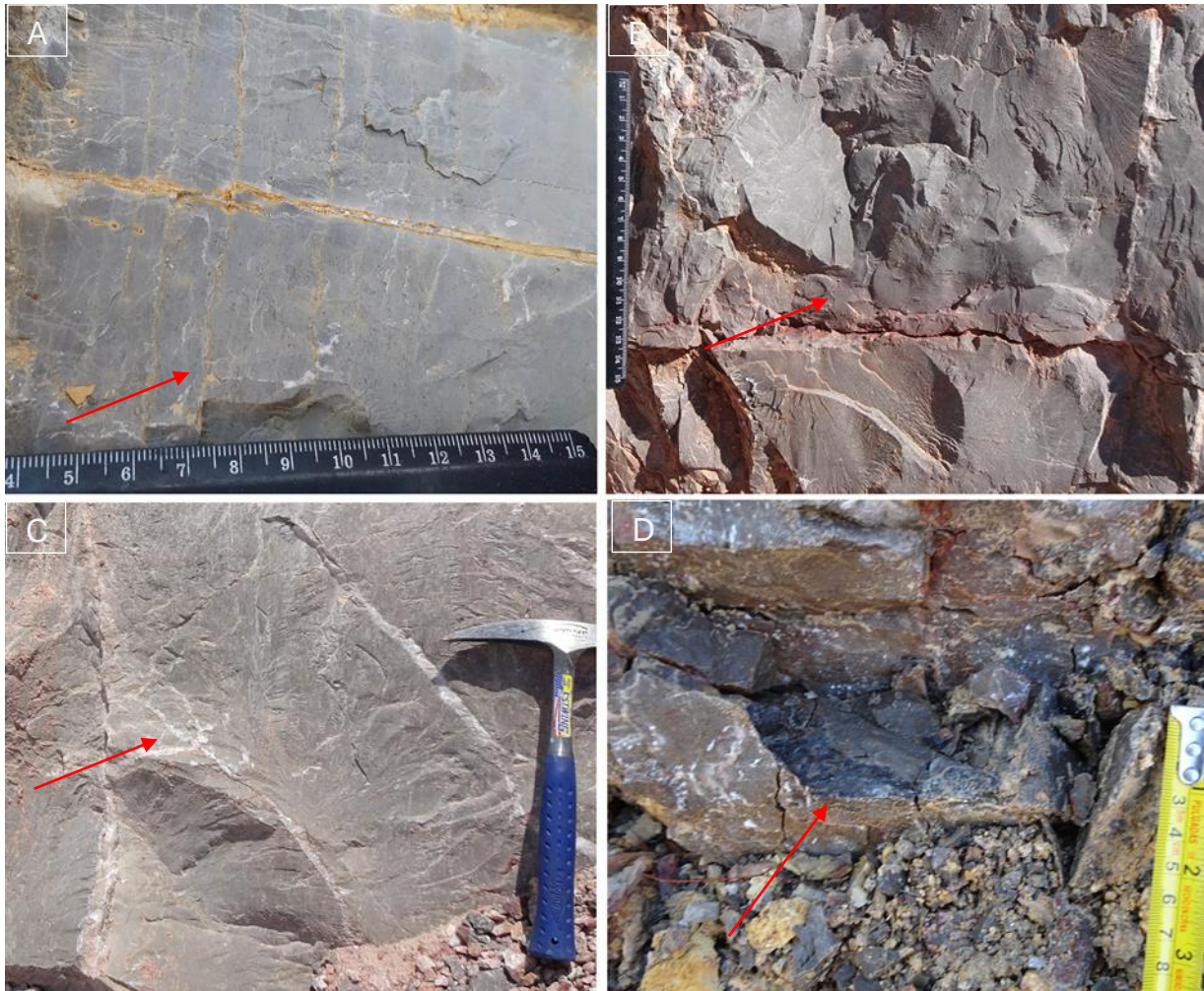


Fig.1. A. Caliza micrítica con intercalación de material deleznable. B. Caliza micrítica con material rojizo. C. Caliza de matriz micrítica de coloración grisácea a rojiza. D. Caliza de matriz micrítica de coloración oscura.

Litofacies B. Caliza bioclástica

Caliza con presencia de bioclastos y detritos bioclásticos de morfología subredondeada a subangular, en tamaños menores a 3 cm, así como fragmentos longitudinales mayores a 1 mm, procedentes de organismos como bivalvos, gasterópodos y/o esponjas, los cuales se encuentran dispuestos de forma aleatoria o caótica en los estratos que los contienen; la caliza exhibe predominancia de textura del tamaño de arena de grano muy fino, sin embargo, es posible reconocer estratos con textura variable, entre fracción del tamaño de arena de grano fino a grueso. En algunas capas de caliza se observan bioclastos alineados paralelamente entre sí o siguiendo una dirección preferente en su acomodo, observándose mayormente en fragmentos de bivalvos de longitudes mayores a 2 mm (Fig.2.).

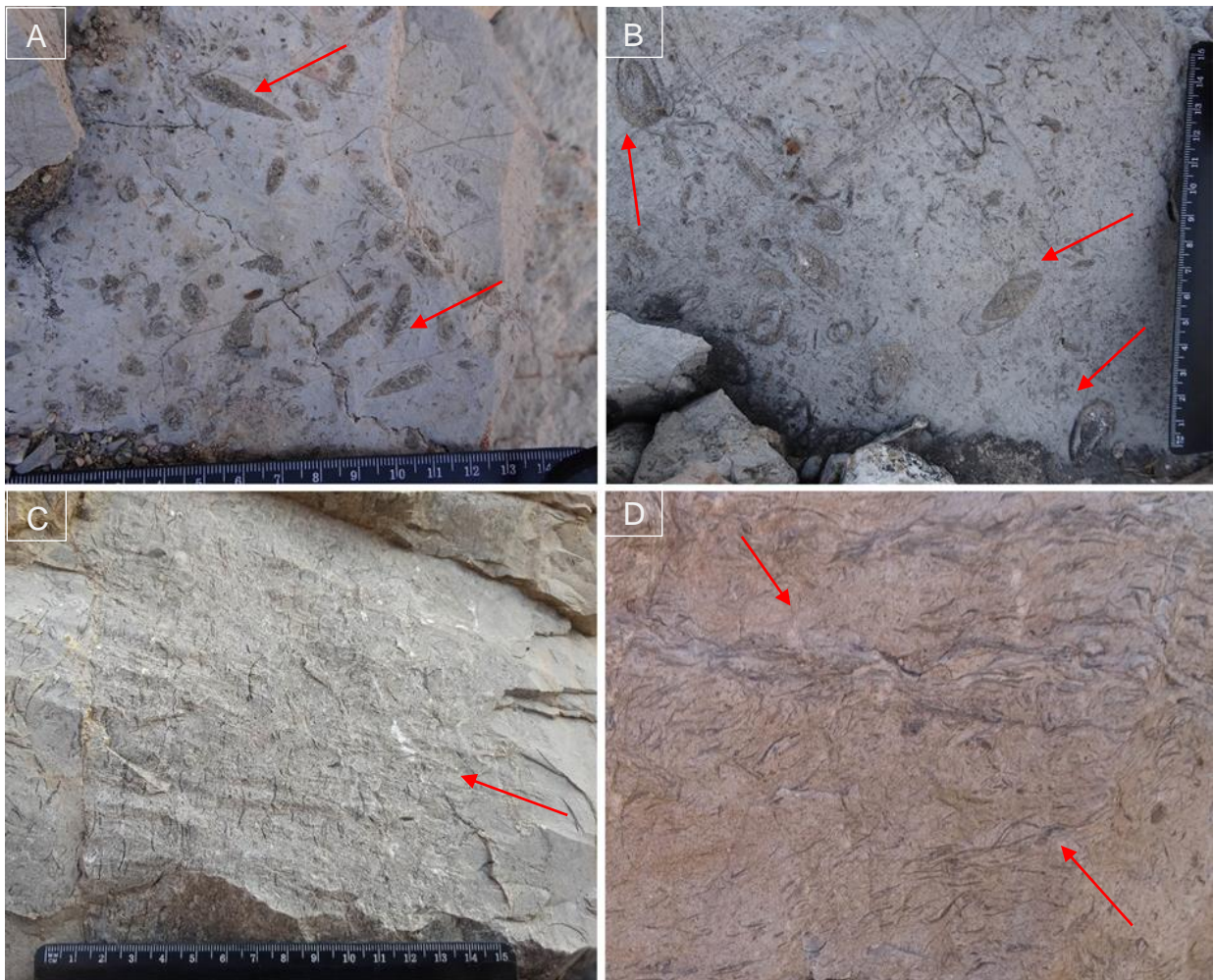


Fig.2. A. Caliza con gasterópodos en corte longitudinal. B. Caliza con gasterópodos en corte transversal. C. y D. Caliza con filamentos de bivalvos dispuestos de forma paralela al plano de estratificación.

Litofacies C. Caliza peloidal

Se trata de caliza de textura de grano grueso, la matriz está compuesta por clastos subredondeados de diámetros menores a 1 mm, identificados como peloides, exhiben características similares a las reportadas por El-Ayyat (2014) para peloides provenientes de la micritización de bioclastos y derivados de moldes internos de bioclastos, como lo son diámetro, morfología subredondeada, en algunos casos es posible observar relictos de las conchas originales, así como peloides de lodo (peloides líticos) (Flügel, 2009), que forman capas compuestas de peloides en diámetros menores a 0.3 mm; así mismo, en algunos estratos se les observa en conjunto con fragmentos de bivalvos en longitudes menores a 4 mm y por bioclastos de morfologías irregulares a subangulares y aciculares, en tamaños menores a 2 mm, dispuestos de forma caótica; tanto los clastos como los bioclastos se encuentran compactados entre sí, la densidad relativa de estos componentes genera cambios en la textura de la caliza (Fig.3.).

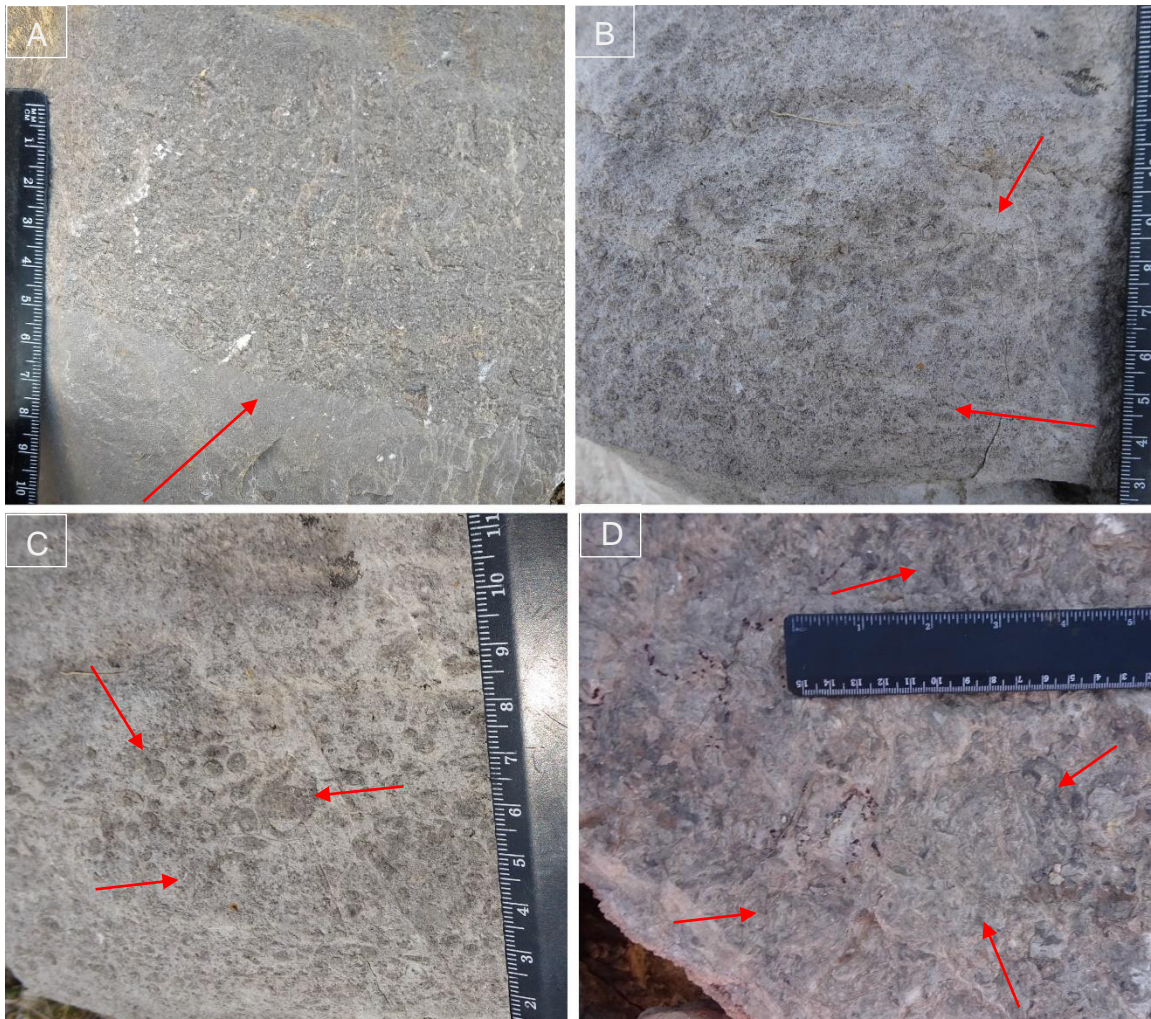


Fig.3. A) Horizonte compuesto por peloides líticos. B) Capa de peloides por micritización de bioclastos. C) Estrato con peloides intercalados con fragmentos de bivalvos. D) Peloides derivados de moldes internos bioclásticos.

Litofacies D. Boundstone fosilífero

Caliza con fragmentos irregulares de bivalvos rudistas, como radiolítidos o *Hippurites* sp., con diámetros y longitudes mayores a 2 mm y 3 cm respectivamente, se encuentran mayormente dispuestos en forma de bouquets, aunque algunos rudistas se observan aislados en algunas capas de caliza; mayormente se les observa en estratos de caliza de textura del tamaño de arena de grano medio a grueso, comúnmente en estratificación gruesa a mediana; algunos bouquets se encuentran parcialmente reemplazados por sílice u oxidados, mientras que en otros casos, se les observa en conjunto con detritos bioclásticos, principalmente fragmentos de bivalvos. Es de notar que los bouquets de radiolítidos o hippurítidos no se encuentran dispuestos en un mismo estrato, sino que se encuentran en estratos individuales, por lo que los estratos con presencia de bouquets de ambos rudistas son escasos (Fig.4.).

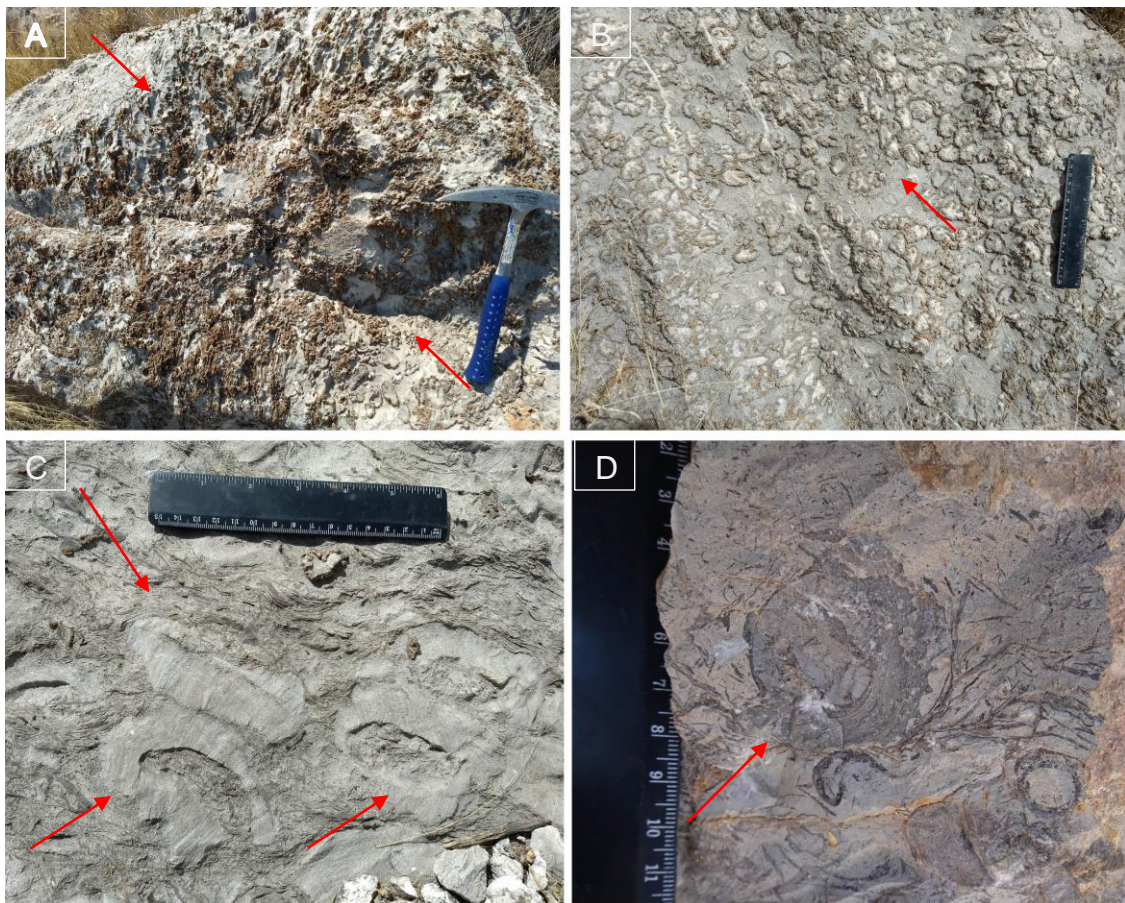


Fig.4. A y B. Abundantes bouquets compuestos por los rudistas del género *Hippurites* sp. C. Bouquet compuesto por radiolítidos en corte transversal. D. Radiolítido aislado y filamentos procedentes del mismo.

Litofacies E. Caliza intraclástica

Caliza de textura de grano medio que exhibe intraclastos de morfología subredondeada a tabular, con longitudes menores a 5 mm, estos intraclastos fueron clasificados como “black grains” sensu Flügel (2009), caracterizados por morfologías redondeadas, coloraciones oscuras y textura micrítica, lo que contrasta con la caliza que los contiene; estos intraclastos se encuentran dispuestos de forma aleatoria sobre la caliza que los contiene; en algunos estratos, la densidad relativa de los intraclastos exhibe variaciones, por lo que es posible reconocer capas con alto contenido de intraclastos embebidos o estratos con escasos intraclastos contenidos; regularmente estas capas se observan en estratificación mediana a delgada (Fig.5.).

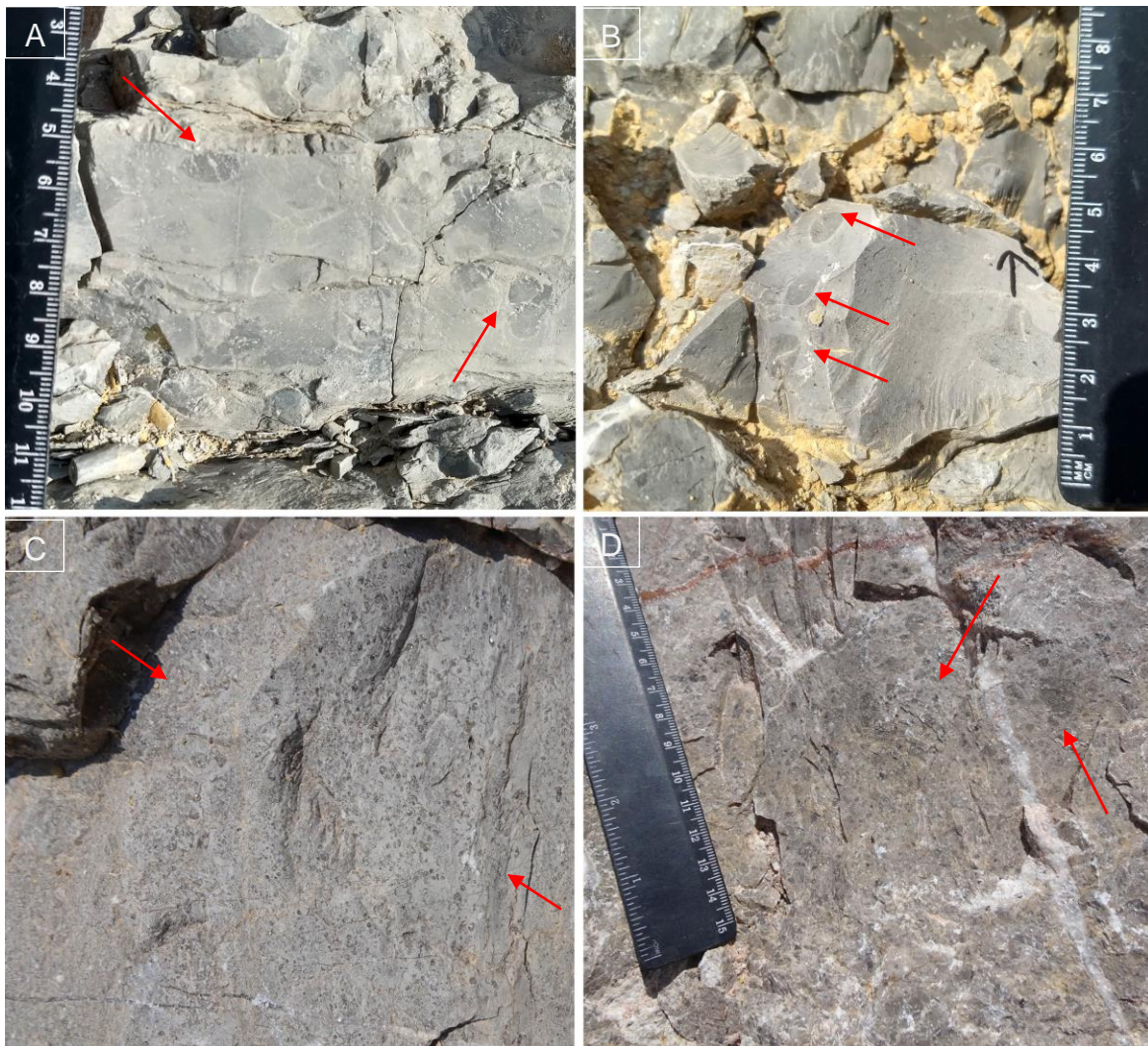


Fig.5. A y B) Intraclastos ovoides en caliza de textura micrítica. C y D) Intraclastos subredondeados en caliza de textura del tamaño de arena fina.

Litofacies F. Caliza laminada

Caliza de textura de la fracción de arena de grano medio a grueso, regularmente en estratificación delgada y fractura físil, exhibe laminación paralela fina a lo largo de los estratos que la contiene, regularmente las capas se observan en estratificación delgada a mediana; en algunos casos, es posible observar los componentes generadores de laminación, como clastos de morfología subredondeada no identificados, y en tamaños menores a 1 mm, alineados de forma paralela entre sí, por lo que la textura de la laminación en conjunto corresponde a la fracción del tamaño de arena gruesa a media (Fig.6.).

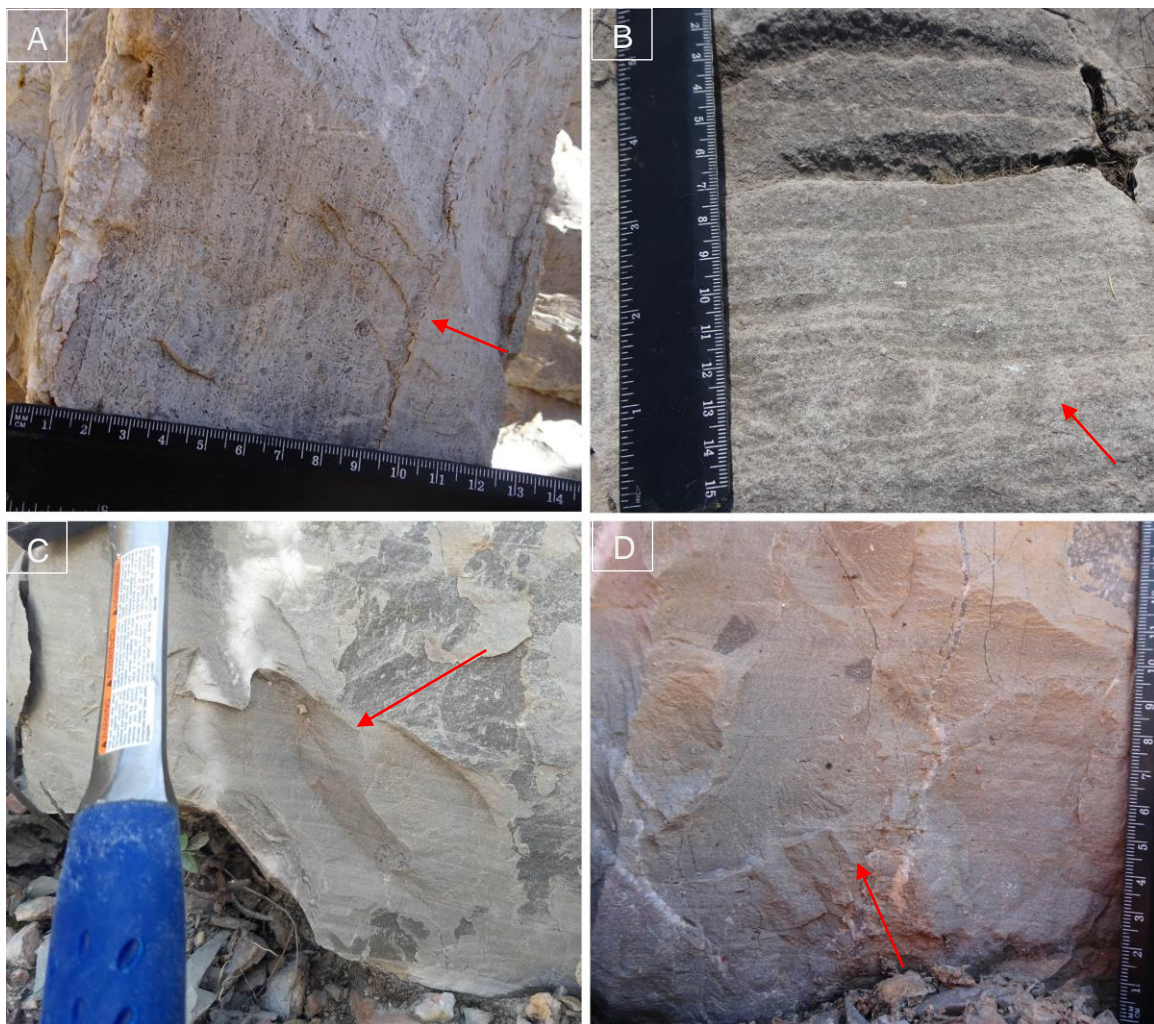


Fig.6. A) Laminación paralela con presencia de microclastos redondeados. B) Laminación paralela de textura de arena gruesa. C) Laminación paralela fina. D) Laminación paralela de textura de arena gruesa.

Litofacies G. Brecha calcárea

Conformada por intraclastos angulares a subangulares de caliza de textura de tamaño de arena de grano medio a grueso embebida en caliza de textura de arena de grano medio a fino, estos intraclastos angulares exhiben tamaños mayores a los 10 cm; en algunos casos intraclastos angulares, se observan intraclastos de tipo “Black lithoclasts” ya que exhiben morfologías subangulares a subredondeados de coloración oscura en tamaños menores a los 8 mm, dispuestos de forma aleatoria y caótica, por lo que no se observa una tendencia preferente en su disposición.

La caliza de textura de grano medio a fino no presenta estructura interna aparente, se observa como una masa compacta y mayormente homogénea, no se observa estratificación, aunque el espesor de esta facies es mayor a 1 m; regularmente presenta superficies de caliche que rellenan las zonas donde las brechas se encuentran embebidas, particularmente en los bordes de los clastos que conforman las brechas, en algunos casos, estos bordes exhiben material deleznable oxidado de coloración rojiza. Debido a las características ya descritas, esta brecha calcárea puede clasificarse como oligomíctica, ya que los intraclastos angulares están compuestos solamente de caliza, si bien los intraclastos se encuentran embebidos en caliza de textura del tamaño de arena de grano medio a fino, se trata de una brecha clasto-soportada (Fig.7.).



Fig.7. A. Brechas calcárea mayormente cubierta por caliche. B. Brecha calcárea con presencia de intraclastos. C. Brecha calcárea cubierta por caliche. D. Brecha calcárea cubierta por caliche y zonas de oxidación.

Litofacies H. Caliza bioturbada

Caliza de textura de arena de grano medio, matriz mayormente homogénea, en algunos casos se observa impregnación de material deleznable en la misma; esta facies se diferencia de las antes descritas en que exhibe bioturbación de tipo tubular, regularmente hacia el techo de los estratos y en orientación subhorizontal al estrato que la contiene; se reconocieron los ichnogéneros cf. *Thalassinoides* y cf. *Planolites*, así como bioturbación tubular no asignada a ningún ichnogénero. La presencia de bioturbación en los afloramientos es escasa, ya que se reconoció en apenas tres afloramientos; no se reconocieron características similares entre los estratos que exhiben bioturbación, como textura o estructuras sedimentarias en la caliza (Fig.8.).

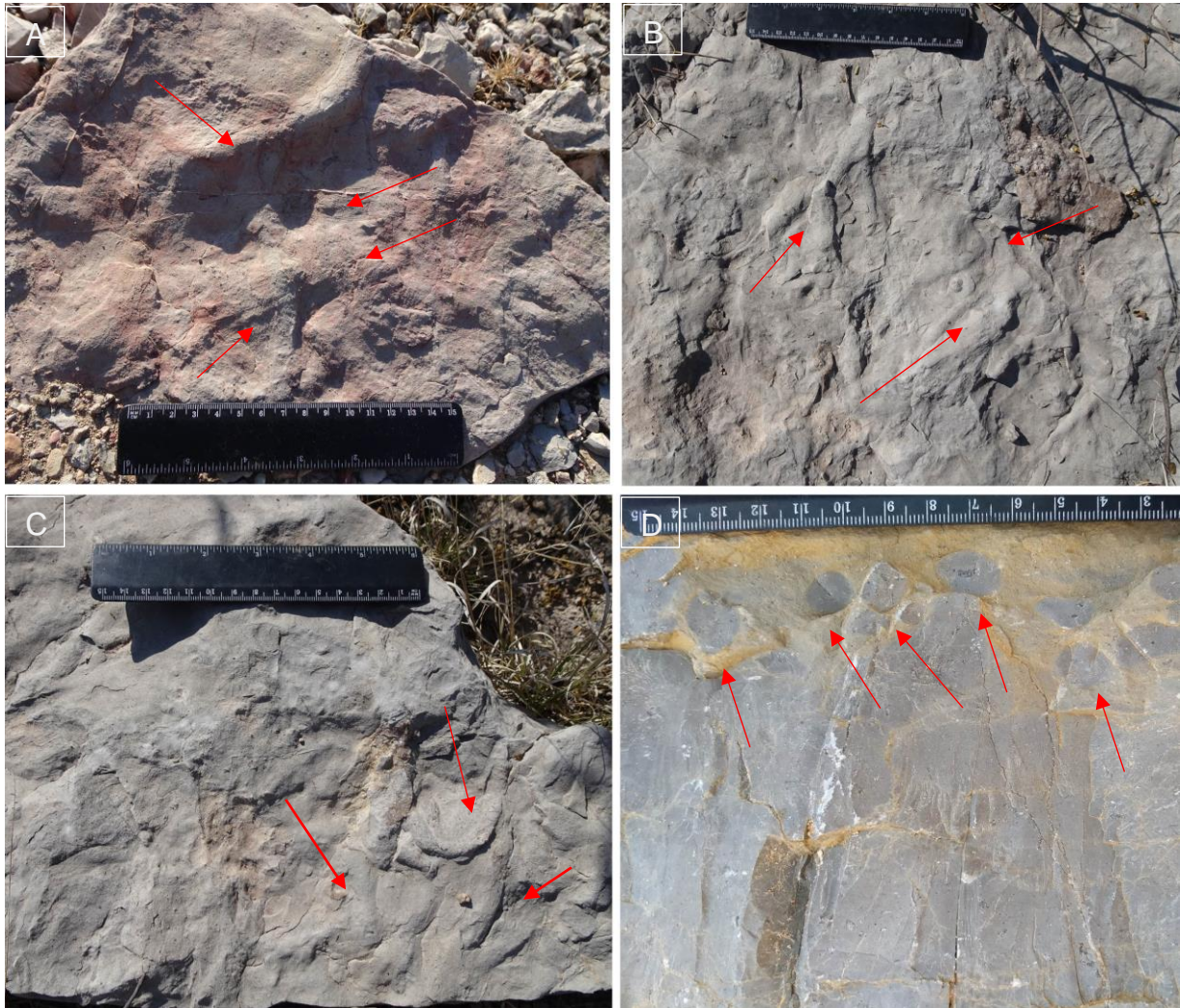


Fig.8. A-C. Bioturbación del ichnogénero *Thalassinoides* cf. D. Bioturbación del ichnogénero *Planolites* cf.

Litofacies I. Caliza bituminosa

Caliza de textura de grano fino, en estratificación mediana a gruesa, exhibe coloración entre gris oscuro y negro, no presenta estructura interna aparente por lo que se trata de una caliza mayormente homogénea, fractura físil, no se observa contenido paleontológico, se observa impregnación de material oscuro al tacto y ligero olor fétido. Algunos estratos presentan superficies de oxidación, mientras que algunos conjuntos de estratos, exhiben Anillos de Liesegang en tonalidades de anaranjado a ocre (Fig.9.).



Fig.9. A. Caliza bituminosa de grano fino. B y C. Caliza bituminosa con superficies oxidadas. D. Estratos de caliza bitumonisa con Anillos de Liesegang.

Análisis petrográfico

Se identificaron 15 categorías de microfacies en 75 láminas delgadas bajo los criterios propuestos por Flügel (2009), con base a la relación entre matriz o cemento y aloquímicos, reconociendo texturas de depósito *sensu* Dunham (1962) y Embry y Klovan (1972). En el caso de los componentes esqueléticos reconocidos petrográficamente, se han dividido entre detritos esqueléticos o “litoskels” (Read, 1974; Flügel, 2009) los cuales son bioclastos retrabajados en tamaños menores a 500 μ , y fragmentos esqueléticos, regularmente estructuras tabulares de bivalvos mayores a 500 μ y/o fósiles completos de foraminíferos, ostrácodos u otros.

MF1 – Grainstone bioclástico

La asociación de microfacies MF1 exhibe principalmente una textura de tipo grainstone, conformada por peloides y granos micritizados embebidos en cemento esparítico, en algunos casos es posible reconocer cortoides. El cemento esparítico se observa principalmente como una superficie compacta y homogénea, aunque en algunas muestras está conformado por cristales anhedrales a subhedrales de calcita, observándose maclado en algunos cristales. Los peloides presentan una morfología redondeada a subredondeada, no presentan estructura interna, sus tamaños menores a 50 μ , se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en alta densidad relativa sobre las muestras, en algunos casos se encuentran aglutinados, conforman una abundancia relativa a comparación con los granos micritizados y cortoides. Los granos micritizados exhiben morfologías ovaladas a subredondeadas, no se observa estructura interna, aunque en algunos casos es posible reconocer el bioclasto original, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en mediana densidad relativa sobre algunas muestras, en algunos casos se encuentran aglutinados.

Esta asociación presenta una abundancia relativa de foraminíferos bentónicos, principalmente de los géneros *Milliola sp.* y *Nezzatinella sp.*, así como del género *Textularia sp.* y formas uniseriales en menor abundancia, los cuales se encuentran dispuestos de forma aleatoria sobre el cemento esparítico, no se observa una tendencia preferente en su acomodo. Así mismo, puede exhibir escasos fragmentos bioclásticos provenientes de bivalvos, algas verdes o gasterópodos, en morfologías tabulares a subangulares, dispuestos de forma aleatoria sobre la esparita, sin embargo, no generan cambios en la textura de las muestras que los contienen (Fig.10).

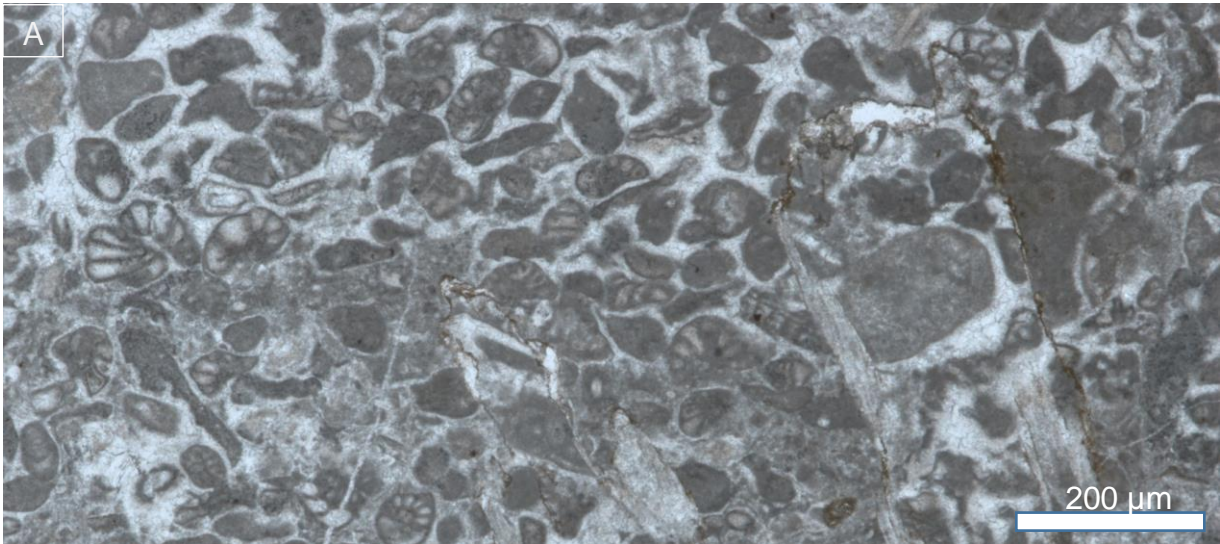


Fig.10. A. Grainstone de foraminíferos bentónicos. Fotomicrografía en nícoles paralelos.

MF2 – Wackestone a packstone-floatstone bioclástico

La asociación MF2 exhibe una textura dominante de tipo wackestone, conformada por matriz micrítica, aunque en algunas muestras la matriz se observa aglutinada o con relieve grueso. En otros casos, se observan variaciones en la relación entre matriz y cemento esparítico, lo que genera cambios en la textura de la muestra; regularmente las superficies compuestas por esparita presentan peloides en morfologías subredondeadas, en baja densidad relativa. En algunas muestras es posible reconocer intraclastos de mayor tamaño que los peloides, de morfología ovalada a subredondeada, textura microgranular, dispuestos de forma aleatoria entre matriz o cemento.

El contenido biótico puede dividirse entre detritos bioclásticos y fragmentos esqueléticos. Los detritos bioclásticos representan la mayor parte del contenido paleontológico, compuesto principalmente por fragmentos de bivalvos en morfología subangular a tabular, dispuestos de forma aleatoria, así como fragmentos irregulares de gastrópodos y fragmentos subredondeados de equinodermos. Los fragmentos esqueléticos están conformados principalmente por estructuras longitudinales de bivalvos mayores a 2 mm, en algunos casos fragmentos de radiolítidos, se les observa embebidos principalmente en matriz, en algunos casos en esparita, se encuentran dispuestos de forma paralela al plano de la muestra, comúnmente aglutinados entre sí. Por otra parte, se identificaron espículas de esponja en morfología acicular, regularmente dispuestas de forma aleatoria sobre matriz micrítica, en longitudes menores a 300

micras; a su vez, se observa una abundancia relativa de foraminíferos bentónicos del género *Cunneolina sp.*, y en menor medida, de los géneros *Nezzatinella* y *Mioliola* (Fig.11.).

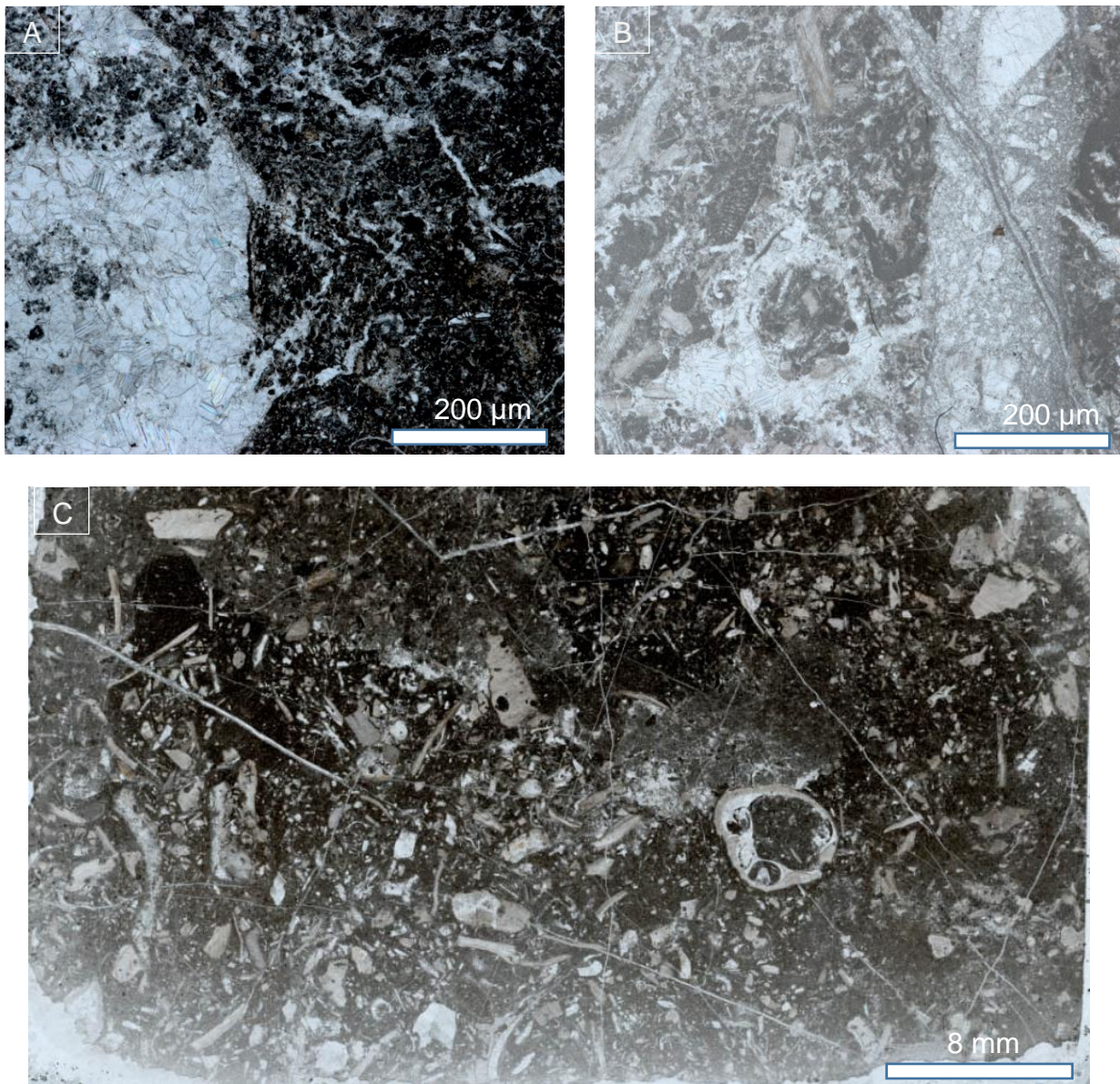


Fig.11. A. Superficie esparítica y detritos bioclásticos. B. Floatstone a packstone de fragmentos de rudistas y detritos bioclásticos. C. Wackestone a packstone-floatstone bioclástico. Fotomicrografías en nícoles paralelos.

MF3 – Floatstone a wackestone fosilífero-intraclástico

La siguiente asociación está caracterizada por una textura variable entre floatstone a wackestone, siendo la textura de tipo floatstone la dominante, sin embargo, ambas texturas exhiben en común un alto contenido de matriz. La matriz en esta asociación presenta un relieve grueso y en algunos casos, se observa como una masa aglutinada, aunque algunas muestras exhiben matriz micrítica; mientras que el contenido de cemento esparítico es escaso, regularmente como superficies de bajo tamaño en algunas muestras, compuestas por cristales anhedrales de calcita, en algunos casos, se encuentra soportando peloides de morfología redondeada en baja densidad relativa.

Esta asociación está caracterizada principalmente por fragmentos tabulares de bivalvos principalmente, mayores a 1 cm de longitud, así como por fragmentos irregulares de gasterópodos o rudistas, regularmente de menor tamaño que los fragmentos de bivalvos; estos fragmentos fosilíferos se encuentran mayormente dispuestos de forma paralela al plano de la muestra, regularmente compactados. Por otra parte, se observan detritos bioclásticos, provenientes principalmente de los fragmentos de bivalvos y gasterópodos, se encuentran dispuestos de forma caótica sobre la matriz, en tamaños son menores a 500 micras y morfología irregular a subangular; así mismo se reconocieron fragmentos de equinodermos de morfología subangular y espículas de esponja de morfología acicular, se observan en baja a mediana densidad relativa, dispuestos de forma aleatoria sobre la matriz.

A su vez, se reconocieron intraclastos clasificados como microlitoclastos sensu Flügel (2009), presentan morfología subredondeada a ovalada, textura microgranular, no se reconoció estructura interna, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en mediana densidad relativa sobre la matriz, regularmente se les observa aglutinados; se diferencian de los peloides en su tamaño, baja esfericidad y variaciones en tamaño y forma. Esta asociación de microfacies exhibe una predominancia relativa de foraminíferos del género *Cunneolina*, así como de los géneros *Nezzatinella* y *Milliola* (Fig.12.).

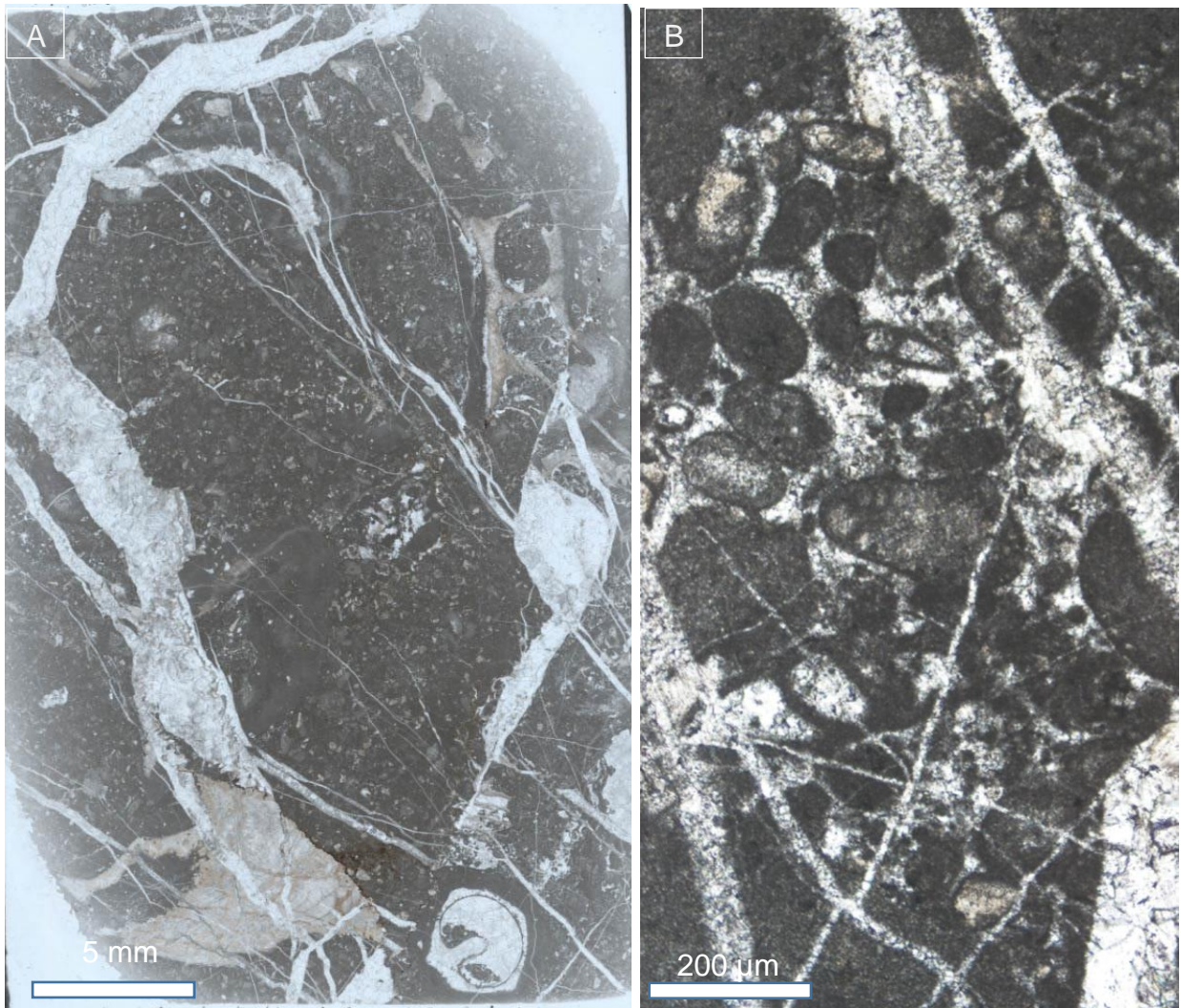


Fig..12. A. Floatstone a wackestone fosilífero-intraclástico. B. Intraclastos subredondeados y granos micritizados. Fotomicrografía en nícoles paralelos.

MF4 – Wackestone a packstone/mudstone bioclástico laminado

La siguiente asociación está caracterizada principalmente por una variación textural entre wackestone o mudstone a packstone, esta variación es intermitente y abrupta. Se observa una predominancia entre la textura de tipo wackestone o mudstone en esta asociación, la cual presenta una matriz micrítica o de relieve bajo, se observa mayormente como una masa compacta y homogénea, aunque en algunas muestras se observa contenido biótico, como ostrácodos no articulados, foraminíferos bentónicos, principalmente formas uniseriales, o intraclastos de morfología subredondeada en baja densidad relativa.

Las zonas de textura de tipo packstone conforman bandas a lo largo de la muestra, regularmente de forma paralela a la misma, lo que genera laminación en conjunción con las zonas de textura wackestone o mudstone. Estas bandas están conformadas principalmente por material biótico, generalmente detritos bioclásticos o calcisferas. Los detritos bioclásticos consisten en fragmentos no identificados compuestos principalmente por calcita, de morfología subredondeada a subangular e irregular, se encuentran dispuestos de forma aleatoria a caótica en bandas, regularmente se les observa aglutinados y soportados en superficies tabulares de cemento esparítico, el cual está conformado por cristales subhedrales a anhedrales de calcita, así mismo, se reconocen peloides aglutinados de morfología subredondeada sobre las superficies de esparita, dispuestos de forma aleatoria y en baja densidad relativa. En algunas muestras, la laminación es generada por bandas de calcisferas, compuestas por calcita, las cuales exhiben morfologías redondeadas a subredondeadas, en algunos casos se reconoce una pared interna, se encuentran dispuestas de forma aglutinada y en direcciones aleatorias sobre la matriz, así mismo, formando bandas paralelas a lo largo de la muestra.

Regularmente, se observa contenido paleontológico en las bandas compuestas por calcisferas o bioclastos no identificados, comúnmente foraminíferos bentónicos uniseriales o de los géneros *Milliola* o *Cunneolina*, así como estructuras de tipo filamento, de bivalvos, de longitud corta y dispuestos de forma aleatoria, u fragmentos de ostrácodos no articulados, dispuestos de forma aleatoria y en baja densidad relativa sobre dichas bandas. Por otra parte, se observan peloides de morfología ovalada a subredondeada sobre las bandas, preferentemente sobre las superficies compuestas por cemento esparítico, estos peloides no exhiben estructura interna, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en mediana densidad relativa, en algunos casos, aglutinados (Fig.13.).

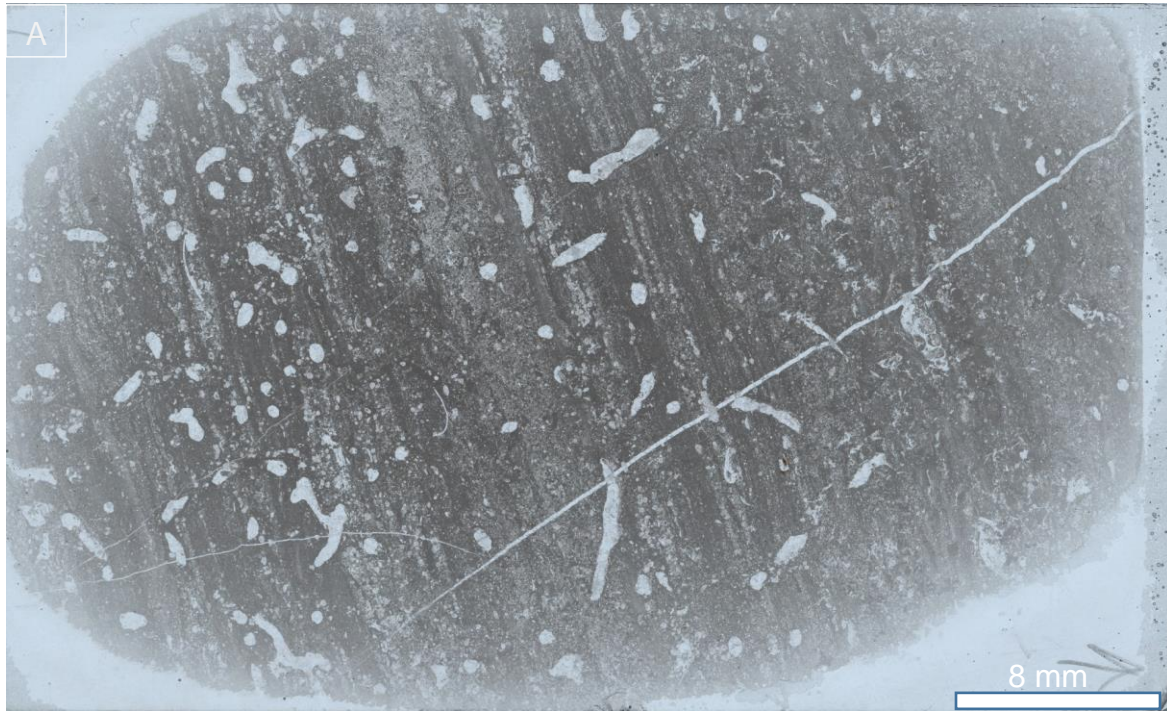


Fig.13. A. Wackestone a packstone/mudstone bioclástico laminado. Fotomicrografía en nícoles paralelos.

MF5 – Mudstone a wackestone bioclástico

Esta asociación está caracterizada por la predominancia de textura de tipo mudstone en las muestras reconocidas, en menor medida, está caracterizada por textura de tipo wackestone; se reconoce una matriz micrítica en la mayor parte de las muestras, en algunos casos, la matriz exhibe un relieve medio y puede presentarse aglutinada, en la cual no se reconoció una tendencia preferente en su acomodo, por lo que se reconoce como una masa compacta y mayormente homogénea, ya que las muestras presentan escaso contenido paleontológico, y en algunos casos, superficies compuestas por cemento esparítico.

El contenido paleontológico está compuesto principalmente por detritos bioclásticos y espículas de esponjas. Los detritos bioclásticos exhiben morfologías subredondeadas a semi-tabulares e irregulares, compuestas por calcita, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en densidad relativa variable sobre la matriz que los contiene, sus variaciones en densidad generan cambios texturales en las muestras, no se observó una tendencia preferente en su acomodo. Las espículas de esponjas están compuestas por calcita, exhiben longitudes cortas, no se observa una tendencia preferente en su acomodo, aunque en algunas zonas, es posible reconocer una incipiente

tendencia paralela al plano de la muestra, por lo que se encuentran dispuestas de forma aleatoria a caótica, en mediana a alta densidad relativa sobre las muestras que la contienen.

Por otra parte, en algunas muestras es posible reconocer estructuras de tipo filamento, de bivalvos, compuestas por calcita, no presentan estructura interna, se encuentran dispuestas de forma aleatoria y en baja densidad relativa sobre las muestras que las contienen; así mismo, se reconocen fragmentos de equinodermos en baja densidad relativa, reconocibles por el maclado característico, dispuestos de forma aleatoria; en algunas muestras, es posible reconocer foraminíferos bentónicos de los géneros *Milliola* y *Nezzatinella*, así como formas uniseriales. Algunas muestras exhiben intraclastos de morfología ovalada a subredondeada, textura de tipo granular, se encuentran dispuestos de forma aleatoria, aunque en algunos casos se observan aglutinados, su densidad relativa es variable; así mismo, se reconocen peloides de morfología subredondeada a redondeada, dispuestos de forma aleatoria y en mediana densidad relativa, en algunos casos se les observa aglutinados, por lo general se encuentran asociados con superficies compuestas por cemento esparítico (Fig.14.).

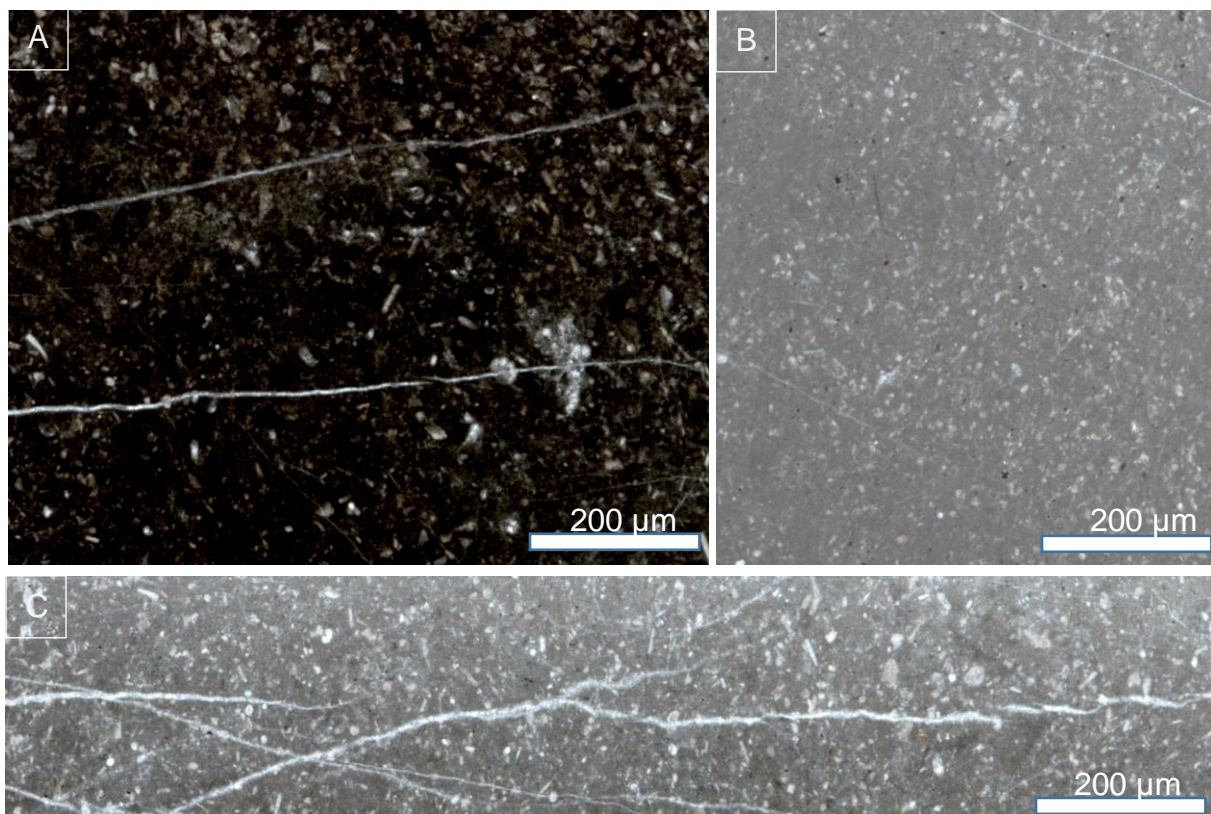


Fig.3.3.14. A. Mudstone a wackestone de espículas de esponja. B y C. Mudstone a wackestone de detritos bioclásticos subredondeados. Fotomicrografías en nícoles paralelos.

MF6 – Grainstone peloidal-bioclástico

Esta asociación se caracteriza principalmente por una abundancia de peloides sobre cemento esparítico, lo que lo diferencia de la asociación MF1, donde la principal característica es la abundancia de foraminíferos bentónicos. El cemento esparítico se observa principalmente como una superficie homogénea y compacta, aunque en algunas muestras, está constituido por cristales anhedrales a subhedrales de calcita, donde algunos cristales presentan maclado; en ninguna muestra se observaron superficies compuestas por micrita. Los peloides exhiben una morfología redondeada a subredondeada, no presentan estructura interna, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en alta densidad relativa sobre la esparita, en algunas zonas, se les observa aglutinados, no se observa una tendencia preferente en las muestras en que se encuentran aglutinados.

El contenido paleontológico está caracterizado principalmente por foraminíferos bentónicos de los géneros *Milliola* y *Nezzatinella*, así como por formas uniseriales, sin embargo, su presencia es escasa, se encuentran dispuestos de forma aleatoria sobre el cemento esparítico; así mismo, se observan algunos fragmentos tabulares de bivalvos, en longitudes mayores a 2 mm, exhiben una estructura interna de tipo lamelar, se encuentran dispuestos de forma aleatoria sobre la esparita, su presencia genera cambios texturales, como lo es la textura de tipo rudstone; así como fragmentos de equinodermos de morfología subangular a irregular, dispuestos de forma aleatoria en baja densidad relativa sobre algunas muestras. Por otra parte, se observan intraclastos de morfología ovalada a subredondeada, presentan una estructura interna granular, se encuentran dispuestos de forma aleatoria sobre la esparita, en algunos casos se les observa aglutinados, aunque no se reconoció una tendencia preferente en su acomodo (Fig.15.).





Fig.15. A. Grainstone peloidal-biocástico. B. Detalle de peloides subredondeados a ovoides en esparita. Fotomicrografía en nícoles paralelos.

MF7 – Framestone a wackestone fosilífero

Esta asociación está caracterizada principalmente por fósiles constructores de estructuras rígidas durante el depósito (Embry y Klovan, 1972), reconocidas en algunas muestras. La matriz exhibe relieve grueso, no presenta estructura interna, aunque en algunas zonas se encuentra aglutinada, se observa como una masa heterogénea, debido a que soporta contenido fosilífero o detritos bioclásticos en mediana densidad relativa. Por otra parte, el cemento esparítico está constituido por calcita microcristalina, no se observa estructura interna, se trata de una superficie compacta y heterogénea, ya que soporta diferentes tipos de aloquímicos a lo largo de la misma.

El contenido paleontológico está constituido principalmente por fragmentos de radiolítidos y fragmentos de algas solenoporáceas. Los fragmentos de radiolítidos exhiben morfologías tabulares a subangulares, en longitudes mayores a 2 mm, en algunas zonas de la muestra se reconocen segmentos de la parte superior del rudista; estos fragmentos se encuentran dispuestos de forma aleatoria sobre matriz, en algunas zonas se les observa aglutinados, en mediana a alta densidad relativa. Así mismo, los fragmentos de algas solenoporáceas exhiben morfologías subredondeadas a irregulares, en tamaños mayores a 500 μ , presentan una estructura interna en celdas poligonales a tabulares e irregulares, reemplazados parcialmente por calcita microcristalina, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en mediana densidad sobre el cemento esparítico, no se reconoció una tendencia preferente entre sí.

Por otra parte, las zonas de textura de tipo wackestone presentan detritos bioclásticos de morfología tabular a irregular, procedentes principalmente de fragmentos de bivalvos, así como detritos no reconocibles, no exhiben estructura interna, sus tamaños son menores a $100\ \mu$, se encuentran dispuestos de forma caótica y en mediana a baja densidad relativa sobre la matriz. A su vez, las muestras con presencia de cemento esparítico exhiben granos micritizados en morfologías subredondeadas a irregulares, textura microgranular, no se reconoce estructura interna, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en mediana densidad relativa sobre la esparita; así como intraclastos de morfología subredondeada a subangular de mayor tamaño que los granos micritizados, presentan una estructura interna microgranular, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en mediana a baja densidad sobre el cemento esparítico. Se identificaron foraminíferos bentónicos uniseriales y del género *Mioliola sp.* sobre el cemento esparítico, dispuestos de forma aleatoria y en mediana a baja densidad relativa sobre el mismo (Fig.16.).

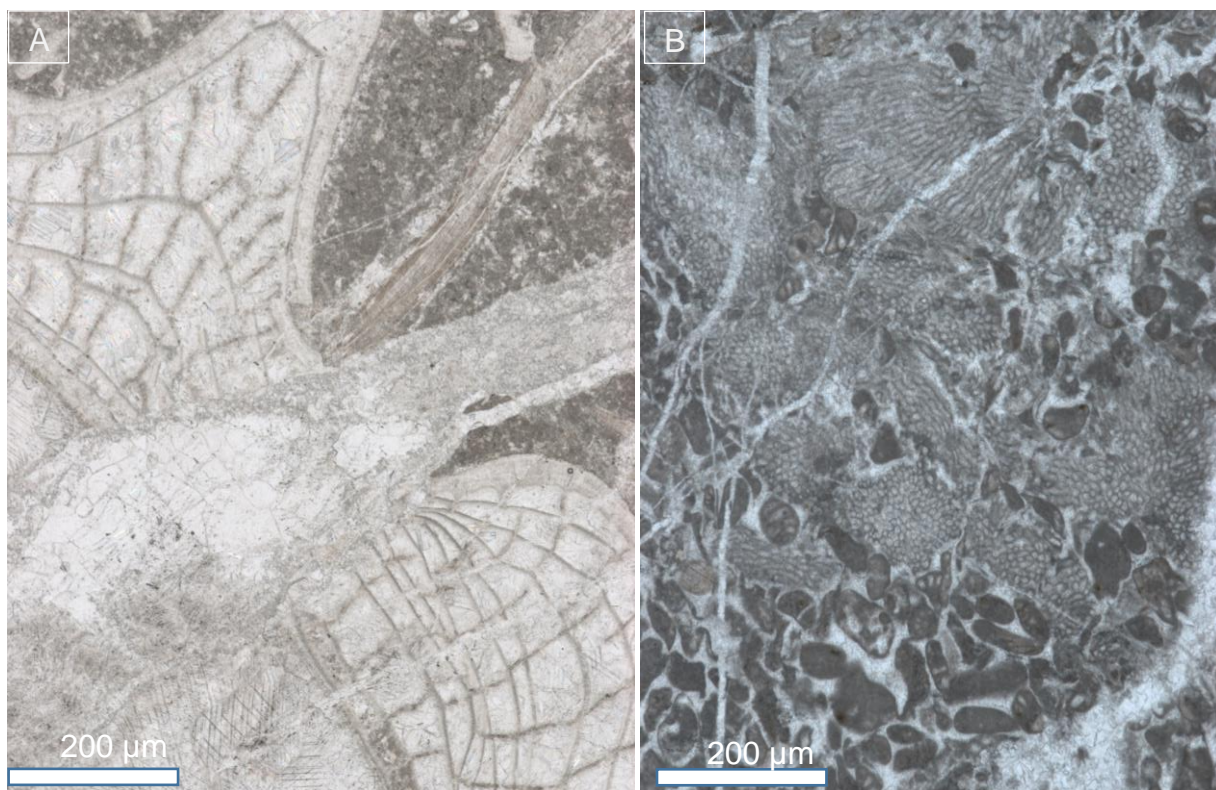


Fig.16. A. Fragmento de radiolítido sobre matriz. B. Grainstone de algas solenoporáceas y peloides. Fotomicrografías en nícoles paralelos.

MF8 – Wackestone bioclástico-intraclástico

La asociación MF8 se diferencia de la asociación MF5 en la predominancia de la textura de tipo wackestone y en la abundancia relativa de intraclastos o granos micritizados. La matriz es el componente básico de esta asociación, la cual no presenta estructura interna, aunque en diferentes zonas se encuentra aglutinada, sin reconocerse una tendencia preferente en su disposición, la matriz se observa como una masa heterogénea, debido a la densidad de bioclastos e intraclastos que soporta.

Los bioclastos están caracterizados principalmente por detritos bioclásticos de morfología tabular a irregular, en tamaños menores a 100 micras, mayormente no presentan estructura interna, aunque en algunos casos, exhiben estructura interna de tipo lamelar, se encuentran dispuestos de forma caótica y en alta a mediana densidad relativa sobre la matriz, no se reconoció tendencia alguna entre sí; así mismo, se reconocen fragmentos de bivalvos y gasterópodos, en morfología tabular a subangular y longitudes mayores a 500 micras, se encuentran dispuestos de forma paralela al plano de la muestra, aunque algunos fragmentos exhiben una orientación aleatoria sobre la matriz. Por otra parte, se reconocen ostrácodos no articulados, regularmente reemplazados parcialmente por calcita, dispuestos de forma aleatoria y en baja densidad relativa sobre la matriz, así como calcisferas de morfología redondeada a subredondeada, regularmente reemplazadas por cristales subhedrales de calcita, en algunos casos se observa una pared interna compuesta por calcita, estas estructuras se encuentran dispuestas de forma aleatoria y en mediana a baja densidad sobre la matriz; a su vez, algunas muestras exhiben espículas de esponjas, de morfología acicular y compuestas por calcita, se encuentran dispuestas de forma caótica y en baja densidad a lo largo de las muestras que las contienen.

Se reconocieron foraminíferos bentónicos de los géneros *Nezzatinella* y *Textularia*, así como formas uniseriales, además de fragmentos de equinodermos, de morfología subangular a subredondeada, en tamaños menores a 300 micras, no presentan estructura interna, aunque en algunos fragmentos se reconoce maclado, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en baja densidad relativa sobre la matriz. Los intraclastos exhiben morfologías subredondeadas a ovaladas, no presentan estructura interna, textura de tipo microgranular, se encuentran

dispuestos de forma aleatoria y en mediana densidad sobre la matriz, aunque en algunos casos se les observa aglutinados, no se reconoció tendencia particular entre sí (Fig.17.).

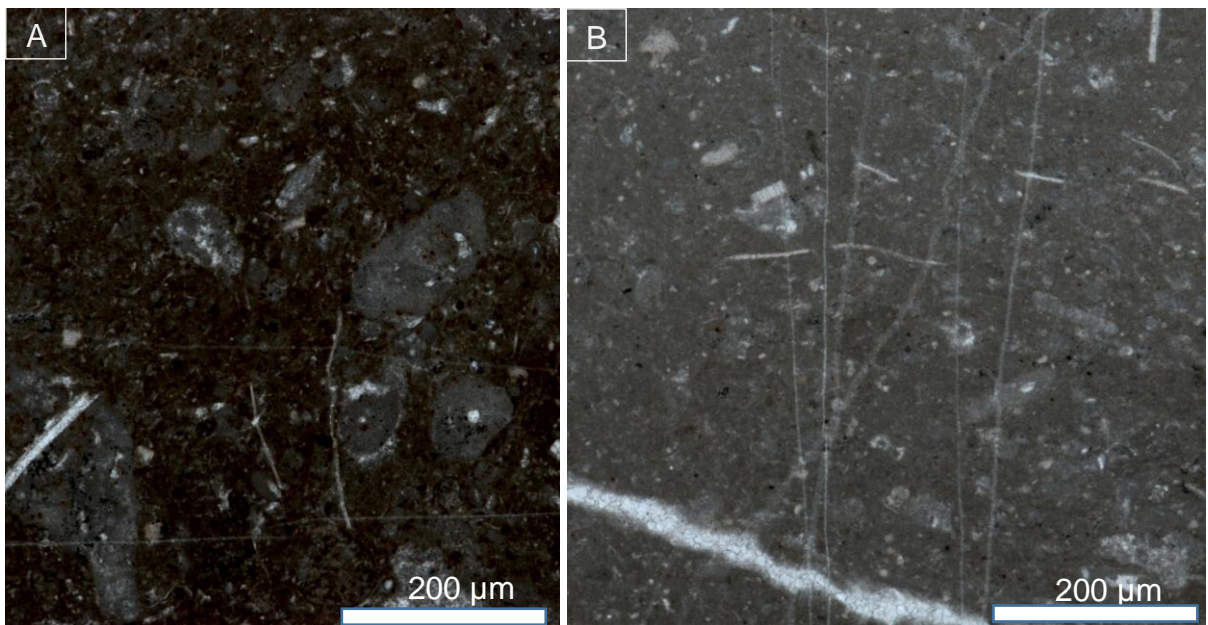


Fig.17. A. Intraclastos subredondeados sobre matriz. B. Intraclastos ovoides y espículas sobre matriz. Fotomicrografía en nícoles paralelos.

MF9 – Mudstone

Esta asociación está caracterizada principalmente por matriz de textura micrítica de grano muy fino, no presenta estructura interna, se observa como una masa compacta y homogénea de coloración oscura, algunas zonas de la matriz se encuentran parcialmente recrystalizadas, por lo que es posible observar una textura microcristalina.

El contenido biótico es escaso, caracterizado principalmente por detritos bioclásticos de morfología irregular y en tamaños menores a 100 micras, se encuentran mayormente recrystalizados, dispuestos de forma aleatoria y en baja densidad sobre la matriz; así mismo, se reconocen ostrácodos no articulados y espículas de esponja, dispuestos de forma aleatoria y en baja densidad sobre la muestra; por otra parte, se reconocieron foraminíferos planctónicos del género *Globigerina*, los cuales se encuentran reemplazados por microcristales de calcita, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y de forma escasa en la matriz; así como fragmentos de equinodermos de morfología subangular a subredondeada, no presentan estructura interna, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en baja densidad relativa en la muestra (Fig.18.).

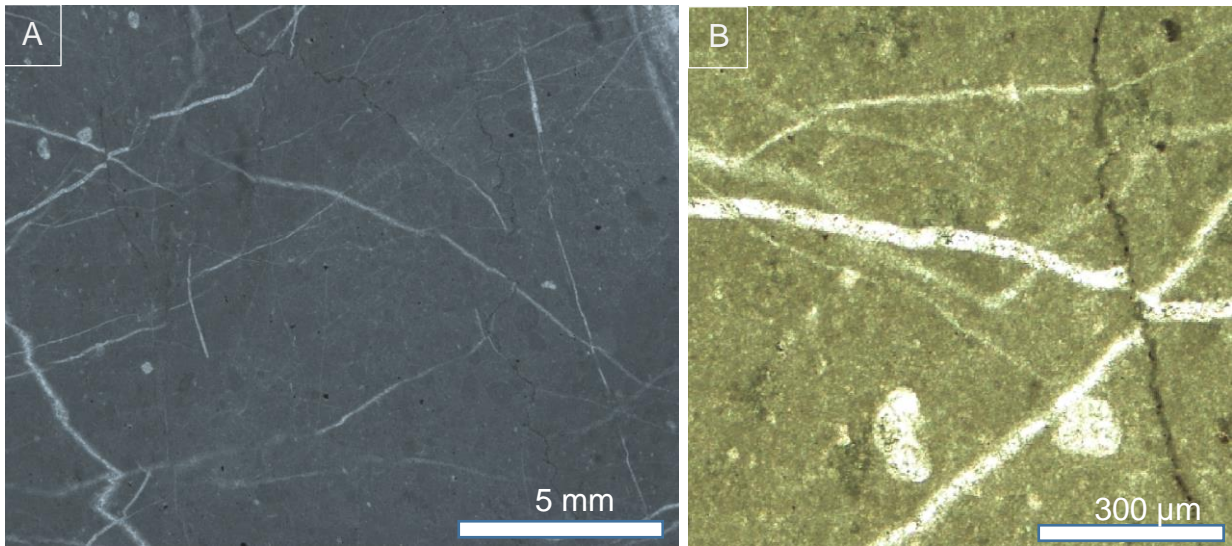


Fig.18. A. Detalle de la textura de tipo mudstone. B. Foraminíferos planctónicos. Fotomicrografía en nícoles cruzados.

MF10 – Packstone a grainstone de granos micritizados y peloides

La asociación MF10 está caracterizada principalmente por la predominancia de textura de tipo packstone y la abundancia relativa de peloides y granos micritizados sobre la misma, lo que la diferencia de las asociaciones MF1 y MF6. El constituyente principal de esta asociación de microfacies es el cemento esparítico, el cual está constituido mayormente por calcita microcristalina, aunque algunas zonas están conformadas por cristales subhedrales a anhedrales de calcita, se observa como una masa compacta y completamente heterogénea, ya que está asociada con matriz, la exhibe relieve grueso y no presenta estructura interna, aunque en algunas muestras se encuentra aglutinada, sin que se reconozca una tendencia preferente en su acomodo, por lo general, la matriz se encuentra diseminada sobre el cemento esparítico de forma variable, por lo que su densidad genera cambios texturales.

Los aloquímicos predominantes en esta asociación son peloides, los cuales exhiben una morfología redondeada a subredondeada, sin estructura interna, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en alta a mediana densidad sobre la esparita y matriz, no se observa una tendencia preferente en su acomodo, aunque en algunos casos se encuentran aglutinados; así mismo, se reconocieron granos micritizados de morfología irregular a subangular y subredondeada, exhiben tamaños mayores que los peloides, no presentan estructura interna, aunque en algunos casos es posible reconocer el bioclasto original, están dispuestos de forma

aleatoria y en mediana densidad preferentemente sobre el cemento esparítico, en algunas muestras se encuentran aglutinados, sin reconocerse una tendencia preferente entre sí.

Por otra parte, a lo largo de las muestras y preferentemente sobre la matriz diseminada, se reconocieron detritos bioclásticos compuestos por calcita, morfología irregular a subredondeada, no presentan estructura interna, los tamaños son menores a los granos micritizados, se encuentran dispuestos de forma caótica principalmente sobre matriz aglutinada, no se observa tendencia preferente entre sí; se reconocieron foraminíferos bentónicos de los géneros *Nezzatinella* y *Cunneolina*, así como formas uniseriales, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en baja densidad relativa; a su vez, se reconocieron intraclastos de morfología subredondeada, no exhiben estructura interna, textura microgranular, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en mediana a baja densidad relativa, preferentemente sobre cemento esparítico (Fig.19.).

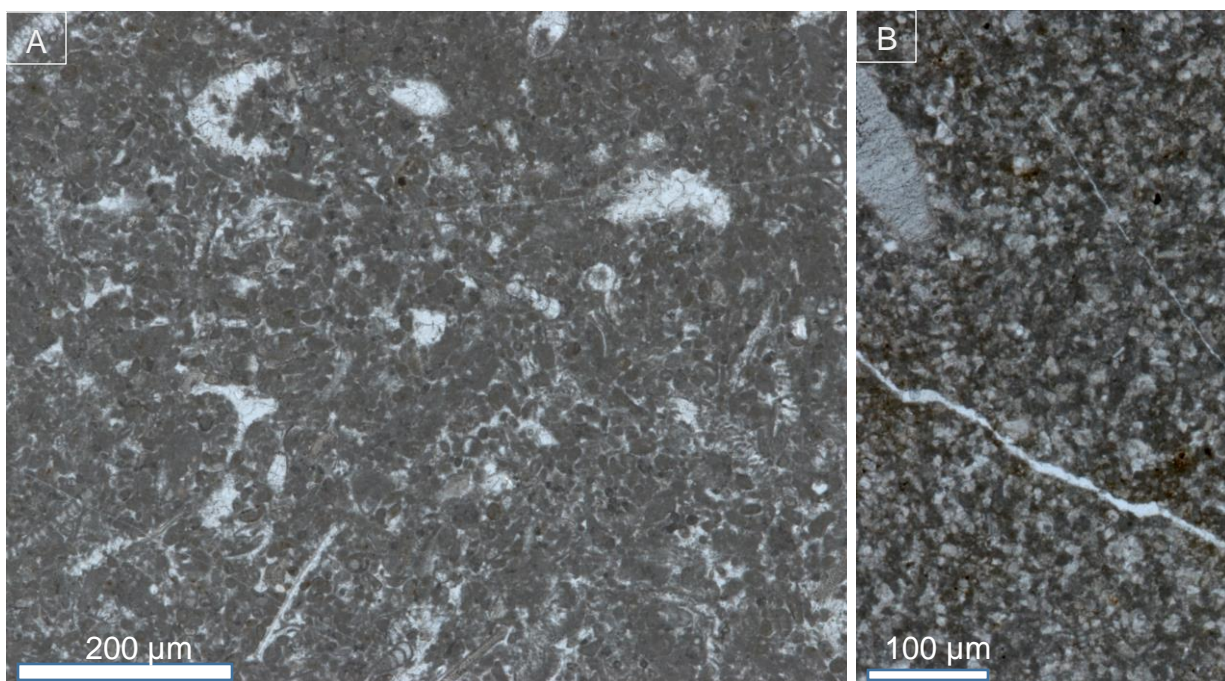


Fig.19. A. Packstone a grainstone de granos micritizados y peloides. B. Textura de tipo packstone a grainstone. Fotomicrografías en nícoles cruzados.

MF11 – Wackestone a packstone bioclástico-peloidal

Esta asociación está caracterizada principalmente por una predominancia de textura wackestone a packstone y la abundancia de detritos bioclásticos y peloides en tamaños menores a 100

micras, lo que la diferencia de la asociación MF2 y MF8. La matriz exhibe relieve grueso, no presenta estructura interna, en la mayor parte de las muestras, se observa aglutinada, sin observarse tendencia preferente en su acomodo, se trata de matriz completamente heterogénea, ya que, en algunas zonas, se reconocen superficies compuestas por cemento esparítico, el cual está constituido por calcita microcristalina, observándose como una masa compacta y heterogénea, debido a la densidad relativa de aloquímicos que soporta, así como la matriz.

Los detritos bioclásticos exhiben morfologías subredondeadas a subangulares e irregulares, no presentan estructura interna, sus tamaños son menores a 100 micras, en algunos casos, es posible reconocer detritos provenientes de bivalvos, en morfología tabular a irregular, ya que exhiben una estructura interna de tipo lamelar, estos detritos se encuentran dispuestos de forma caótica y en alta a mediana densidad relativa, no se observa una tendencia preferente en su acomodo, aunque en algunas muestras, se encuentran aglutinados, conformando áreas de bioclastos que generan cambios texturales. Los peloides exhiben morfologías redondeadas a subredondeadas, no presentan estructura interna, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en mediana densidad preferentemente sobre superficies compuestas por cemento esparítico, en algunas muestras se les observa aglutinados.

Por otra parte, se reconocen granos micritizados de morfología subredondeada a irregular, no presentan estructura interna, aunque en algunos casos es posible reconocer el bioclasto original, se encuentran dispuestos de forma aleatoria en mediana a baja densidad sobre algunas muestras, regularmente sobre superficies de esparita. Se reconocieron foraminíferos bentónicos de los géneros *Cunneolina*, *Nezzatinella* y *Milliola*, así como formas uniseriales, dispuestos de forma aleatoria y en mediana a baja densidad relativa sobre algunas muestras. A su vez, algunas muestras presentan intraclastos de morfología subredondeada, no presentan estructura interna, textura microgranular, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en algunos casos, aglutinados, en mediana a baja densidad, preferentemente sobre zonas compuestas por matriz (Fig.20.).

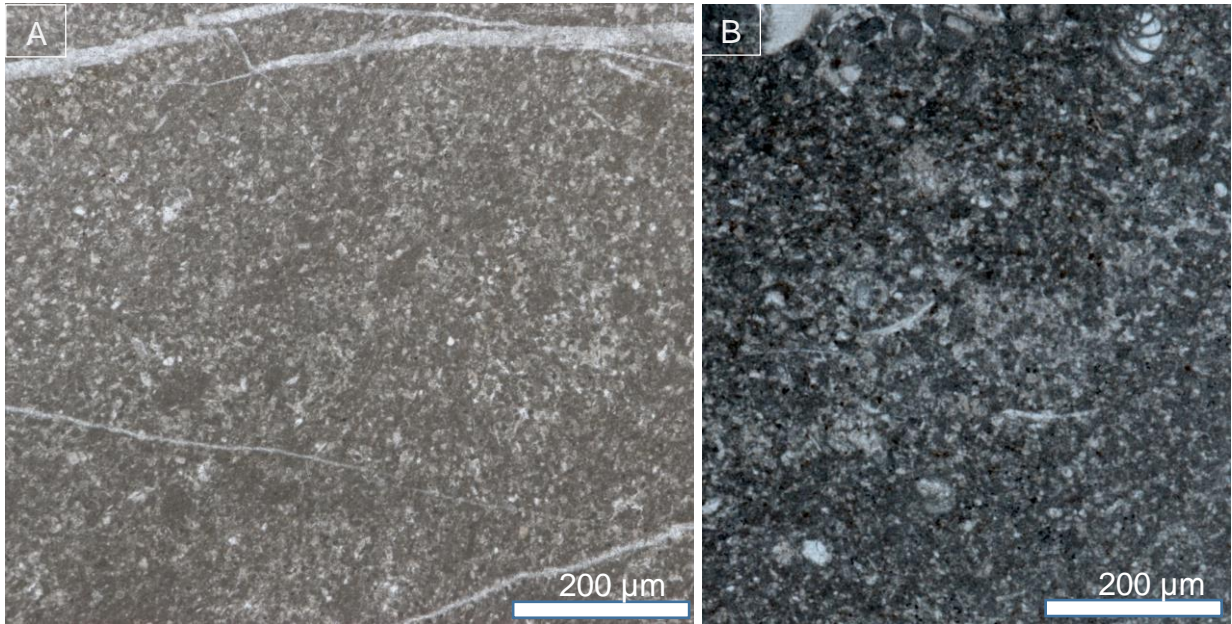


Fig.20. A. Wackestone a packstone bioclástico-peloidal. B. Wackestone pelítico y foraminíferos bentónicos. Fotomicrografías en nícoles cruzados.

MF12 – Floatstone a rudstone fosilífero

Esta asociación está caracterizada por fragmentos fosilíferos en muestras con variaciones texturales entre floatstone a rudstone, lo que la diferencia de las asociaciones MF3 y MF7. La matriz exhibe textura de grano medio, no presenta estructura interna, aunque algunas zonas exhiben textura microcristalina, la matriz se observa como una masa aglutinada y heterogénea, debido al contenido fósil que soporta, así como la presencia de áreas constituidas por cemento esparítico, compuesto por cristales subhedrales de calcita, la esparita se observa como una masa compacta y homogénea.

El contenido biótico está caracterizado principalmente por fragmentos de bivalvos en longitudes mayores a 1 mm, de morfología tabular, presentan una estructura interna de tipo lamelar, y en algunos casos, exhiben pared externa e interna de textura microcristalina, se encuentran dispuestos de forma paralela al plano de la muestra, en mediana a alta densidad relativa, lo que genera cambios en la textura de las muestras; así mismo, se reconocen fragmentos tabulares menores a 1 mm, provenientes de bivalvos, se encuentran dispuestos de forma paralela al plano de la muestra y en mediana densidad, en algunos casos, se les observa aglutinados. En algunas zonas es posible reconocer fragmentos de radiolítidos de tamaños mayores a 1 mm, exhiben una

estructura interna de tipo clúster, la cual se encuentra parcialmente reemplazada por cristales euhedrales de calcita, estos fragmentos se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en baja densidad sobre la matriz.

Es posible reconocer foraminíferos bentónicos de los géneros *Nezzatinella*, *Milliola* y *Cunneolina*, así como algunas formas uniseriales, dispuestos de forma aleatoria y en baja densidad sobre la muestra; a su vez, se identificaron bioclastos micritizados, regularmente fragmentos de bivalvos y equinodermos, exhiben una textura microcristalina, no presentan estructura interna, se encuentran dispuestos de forma aleatoria sobre la matriz, aunque en algunos casos, siguen una tendencia incipiente hacia el plano de la muestra. Por otra parte, se observan detritos bioclásticos a lo largo de las muestras, exhiben una morfología irregular a subangular, no presentan estructura interna, provienen principalmente de fragmentos de equinodermos y bivalvos, aunque es posible reconocer espículas de esponjas, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en mediana densidad en las muestras que los contienen (Fig.21.).

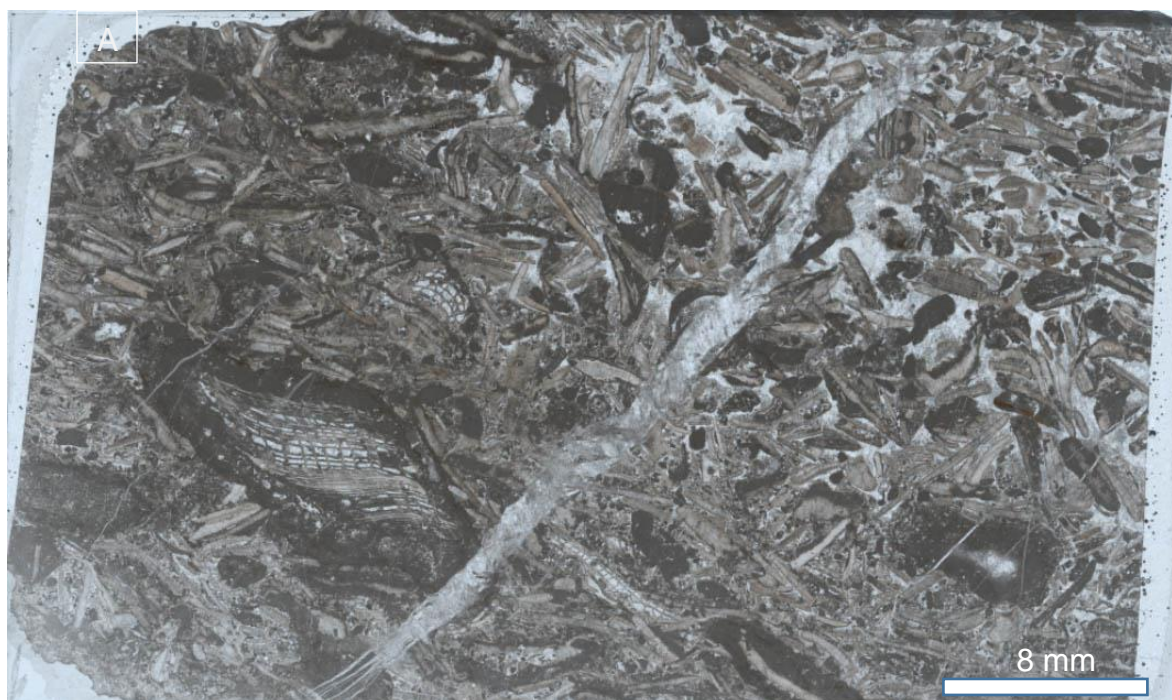


Fig.21. A. Floatstone a rudstone fosilífero. Fotomicrografía en nícoles paralelos.

MF13 – Grainstone de granos cubiertos

La asociación MF13 está caracterizada principalmente por la presencia de ooides dispuestos sobre cemento esparítico (Fig.22.). La esparita está constituida mayormente por cristales

anhedrales de calcita, así como por zonas compuestas por calcita microcristalina, no presenta estructura interna, se observa como una masa compacta y heterogénea, debido a la alta densidad de aloquímicos que soporta.

Los aloquímicos de mayor abundancia son ooides simples, de morfología redondeada a subredondeada, exhiben un núcleo que consiste en un grano micritizado sin estructura interna, al cual lo rodea un anillo constituido por calcita microcristalina, en algunos casos, el anillo exhibe un borde bien definido; se encuentran dispuestos de forma aleatoria sobre la esparita, en un incipiente empaquetamiento cúbico, los contactos entre ooides son de tipo punto y tangencial, en alta densidad relativa.

Por otra parte, se observan bivalvos en corte transversal, en diámetros variables entre 500 micras a 3 cm, estructura de tipo espiral, no presentan estructura interna ya que han sido reemplazados y recristalizados por cristales de calcita en textura granular, y en algunos casos, por calcita fibrosa y botroidal, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en baja abundancia relativa; a su vez, se reconocen fragmentos tabulares de bivalvos, en longitudes menores a 500 micras, no presentan estructura interna ya que han sido completamente reemplazados por cristales de calcita de textura granular, se encuentran dispuestos de forma incipiente al plano de la muestra.

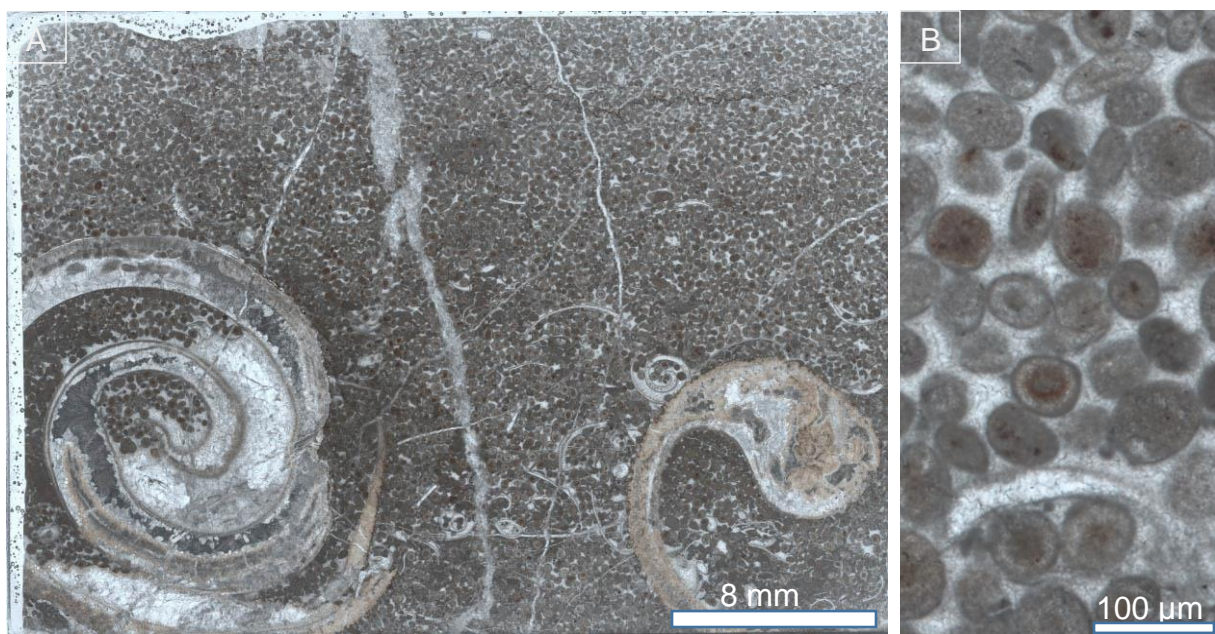


Fig.22. A. Textura de tipo grainstone de ooides simples. B. Detalle de ooides simples. Fotomicrografía en nícoles paralelos.

MF14 – Rudstone fosilífero

Esta asociación está caracterizada principalmente por abundante contenido fósil, el cual se soporta a sí mismo, o se encuentra dispuesto sobre cemento esparítico, aunque es posible reconocer matriz en algunas muestras. El cemento esparítico está constituido principalmente por cristales euhedrales a subhedrales de calcita, aunque en algunas zonas está compuesto por calcita microcristalina, se observa como una masa compacta y heterogénea, ya que actúa como soporte y se encuentra mayormente cubierta por contenido biótico. La matriz presenta una textura de grano grueso, no exhibe estructura interna, se observa como una masa aglutinada y heterogénea, debido a la gran cantidad de bioclastos que soporta.

El contenido fósil está representado principalmente por fragmentos tabulares y longitudinales de bivalvos, en longitudes de hasta 3 cm, así como secciones tabulares en longitudes de hasta 300 micras, presentan estructura interna de tipo lamelar, regularmente diagonal a la estructura, así como pared externa e interna, mientras que un menor número de estos bioclastos exhibe estructura interna microcristalina; así mismo, se reconocen fragmentos de radiolítidos de morfología tabular, exhiben una estructura interna de tipo clúster, reemplazada parcialmente por calcita microcristalina; tanto los fragmentos de bivalvos como de radiolítidos se encuentran mayormente dispuestos de forma paralela al plano de la muestra, se les observa aglutinados y en alta abundancia relativa, en algunos casos, se encuentran reemplazados por calcita granular y cristales fibrosos de calcita. A su vez, se observan bioclastos micritizados de morfología subredondeada a tabular, no presentan estructura interna, aunque algunos exhiben parcialmente el bioclasto original, como foraminíferos bentónicos uniseriales, así como algunos cortoides, se encuentran dispuestos de forma aleatoria sobre la esparita.

Por otra parte, se observan detritos bioclásticos de morfología irregular a subangular, no presentan estructura interna, están constituidos principalmente por calcita microcristalina, están dispuestos de forma caótica y en mediana a alta densidad relativa, preferentemente sobre las zonas de matriz, no se observa una tendencia preferente entre sí. Se reconocieron foraminíferos bentónicos de los géneros *Cunneolina* y *Nezzatinella*, así como formas uniseriales, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en baja densidad relativa entre matriz o cemento; en algunas muestras se reconocieron intraclastos de morfología subredondeada, no presentan estructura

interna, textura microgranular, se encuentran dispuestos de forma aleatoria y en baja densidad relativa sobre la matriz, en algunas zonas se les observa aglutinados (Fig.23.).

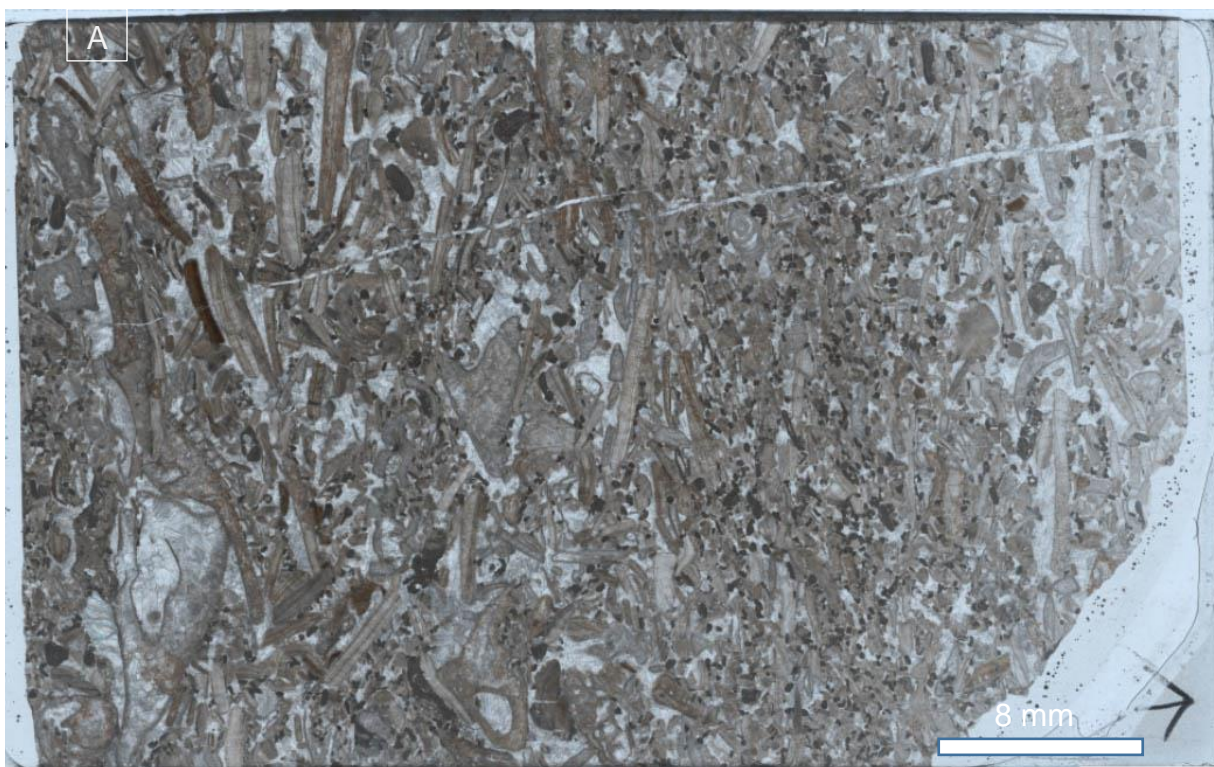


Fig.23. A. Textura de tipo rudstone fosilífero. Fotomicrografía en nícoles paralelos.

MF15 – Brecha intraclástica

La asociación MF15 está caracterizada principalmente por una variación textural entre floatstone a wackestone, la cual soporta fragmentos angulares de diferente procedencia, lo que la diferencia de la asociación MF3. La matriz exhibe mayormente una textura de grano medio, así como zonas de micrita recristalizada, no presenta estructura interna, se observa como una masa compacta y heterogénea, ya que se encuentra aglutinada en algunas zonas, y a que a lo largo de la misma, se reconocieron detritos bioclásticos de muy bajo tamaño y en morfologías subangulares a irregulares, se encuentran dispuestos de forma caótica y en mediana a alta densidad a lo largo de la matriz que los soporta.

Los aloquímicos de mayor predominancia son extraclastos de origen bioclástico, de morfologías subredondeadas a subangulares, tamaños mayores a 1 mm, se encuentran dispuestos de forma aleatoria sobre la matriz, es posible reconocer bordes en los mismos, provienen principalmente

de fragmentos de equinodermos en tamaños heterogéneos, así como de fragmentos de bivalvos, en morfología subangular a tabular, exhiben una estructura interna de tipo lamelar, tamaños menores a 1 mm; así mismo, en algunos intraclastos se observan detritos bioclásticos de bajo tamaño, de morfologías tabulares a irregulares, se encuentran dispuestos de forma aleatoria, aunque algunos detritos presentan una tendencia lineal entre sí; por otra parte, algunos intraclastos exhiben una matriz de textura de grano medio, sobre la cual se encuentran embebidos bioclastos provenientes de equinodermo o bivalvos, ocupando éstos la mayor parte del intraclasto.

Algunos intraclastos están compuestos por un solo elemento, ya que se trata de fragmentos individuales de radiolítidos, de morfología subangular, presentan una estructura interna de tipo clúster, compuesta por cristales subhedrales de calcita en textura de tipo mosaico; así como por fragmentos redondeados de equinodermos en tamaños cercanos a 1 mm, dispuestos de forma aleatoria sobre la matriz. Por otra parte, se observan fragmentos de equinodermos en morfologías subredondeadas a subangulares, de tamaños pequeños y heterogéneos, exhiben textura lamelar o microcristalina, se encuentran dispuestos de forma caótica y en mal sorteo en mediana a alta densidad relativa sobre la matriz, en algunos casos se encuentran aglutinados o parcialmente cubiertos por micrita (Fig.24.).

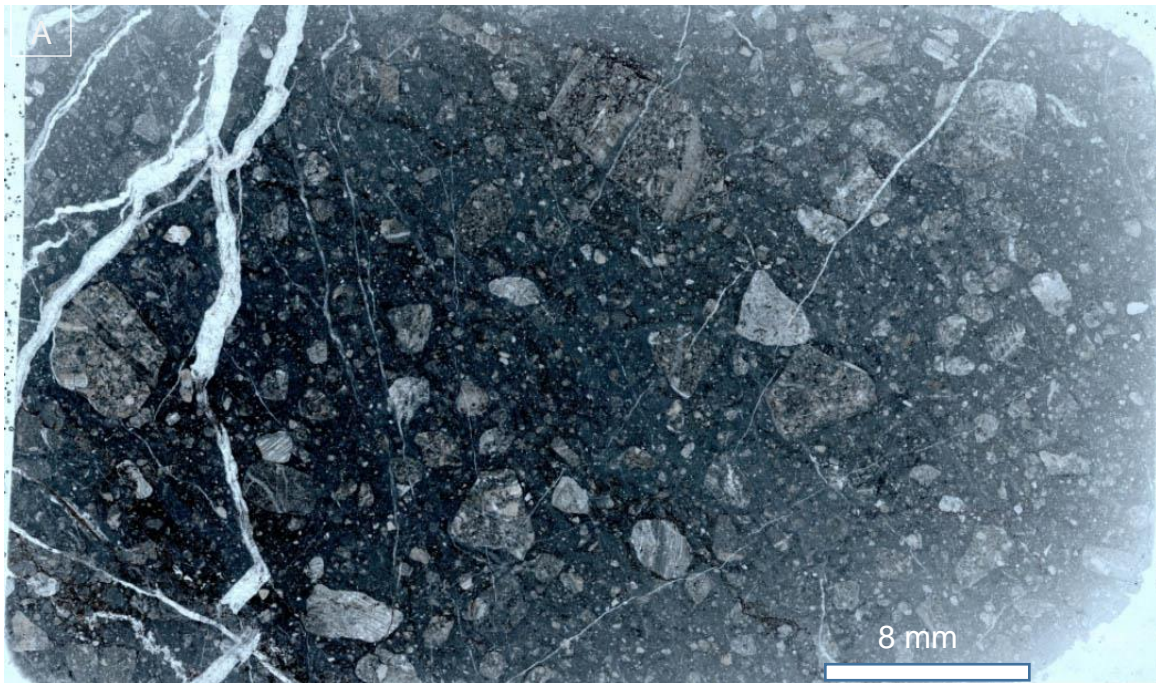


Fig.24. A. Textura de tipo brecha intraclástica. Fotomicrografía en nícoles cruzados.