



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE LAS CONCRECIONES PRESENTES EN
FORMACIONES MARINAS COSTERAS DE CHILE CENTRAL (30 – 34° S)

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ALFONSO TOMÁS GARCÉS LÓPEZ

PROFESORA GUÍA:
VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
LUISA PINTO LINCOÑIR
MARCO PFEIFFER JAKOB

SANTIAGO DE CHILE
AÑO 2018

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Alfonso Tomás Garcés López
FECHA: 10 de diciembre del 2018
PROFESORA GUÍA: Valentina Flores Aqueveque

**SIGNIFICADO PALEOAMBIENTAL DE LAS CONCRECIONES PRESENTES EN
FORMACIONES MARINAS COSTERAS DE CHILE CENTRAL (30 – 34° S)**

En la costa de Chile central afloran formaciones marinas como Navidad, Coquimbo y Horcón, las cuales presentan horizontes concrecionarios, predominantemente carbonáticos, que han sido poco analizados en estudios anteriores, pudiendo eventualmente contener información de interés para el análisis de las distintas zonas de estudio. Dado lo anterior, se propone un estudio petrográfico y mineralógico de estas estructuras sedimentarias químicas con el fin de determinar eventuales implicancias paleoambientales del contexto en el que se desarrollaron, además de dilucidar los procesos responsables de su origen y crecimiento. Distintas evidencias paleontológicas, sedimentológicas y mineralógicas permiten caracterizar a estas concreciones al llevar a cabo un análisis morfológico, petrográfico y de identificación mineral.

La observación de las muestras obtenidas en la Formación Navidad permite vislumbrar que éstas presentaron un crecimiento tanto pervasivo como concéntrico en presencia de porosidad remanente, distintas generaciones de cemento y estructuras inyectivas que evidencian un desarrollo más bien plástico que rígido para las concreciones analizadas. La presencia de pirita autógena y materia orgánica en algunas muestras sugiere la presencia de procesos de reducción de sulfatos y de hierro, sin descartarse la eventual participación de oxidación anaeróbica de metano y metanogénesis. El origen polifásico de algunas muestras, los fragmentos de madera fosilizada en presencia de bioturbación asociada a *Teredolites*, y *Skolithos* en el sedimento huésped (además de estratificación cruzada mamblada y en artesa), la presencia de pirita cúbica y materia orgánica asociada, la existencia de pellets glauconíticos y cemento esparítico radiaxial implican condiciones marinas someras (de hasta *ca.* 200 m de profundidad) en un contexto eogenético y de nula a escasa sedimentación (que favorecería la difusión y flujo iónicos en los sitios concrecionarios) intercalado con periodos erosivos y de rápido y repentino depósito evidenciado por procesos telogenéticos como, por ejemplo, la disrupción de vetillas y su relleno con cemento tardío.

Las evidencias halladas en este trabajo permiten aportar a la discusión paleoambiental referente a la Formación Navidad.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera mucho agradecer a todas las personas que me acompañaron durante esta gran etapa, que es la Universidad. Especialmente a mi familia querida por apoyarme siempre en todo; a mi amiguísima Tania, por todo aquello que hemos vivido; y a mis amigas y amigos que, de alguna forma u otra, se me vienen a la mente al recordar este proceso y la manera en que influyeron en él.

Además, quisiera agradecer a Diego Partarrieu por ofrecerme un tema relacionado al área de Sedimentología y financiar parcialmente este estudio; y a los miembros de la Comisión examinadora por acoger con gusto la guía del mismo.

Por último... Gracias también a la Pachamamita, por enseñarme tanto!

TABLA DE CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS.....	II
TABLA DE CONTENIDO	III
ÍNDICE DE FIGURAS	IV
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Formulación del estudio propuesto.....	1
1.2 Hipótesis de trabajo	1
1.3 Objetivos.....	1
1.3.1 Objetivo general	1
1.3.2 Objetivos específicos.....	2
1.4 Marco metodológico	2
1.4.1 Análisis de difracción de rayos X	2
1.4.2 Descripción morfológica macroscópica.....	3
1.4.3 Descripción petrográfica microscópica.....	3
1.5 Ubicación y accesos.....	4
1.5.1 Formación Coquimbo.....	4
1.5.2 Formación Horcón.....	5
1.5.3 Formación Navidad.....	6
CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO	8
2.1 Contexto geológico regional.....	8
2.2 Estratigrafía de los depósitos de interés.....	9
2.2.1 Formación Coquimbo.....	9
2.2.2 Formación Horcón.....	11
2.2.3 Formación Navidad.....	13
2.3 Edades.....	15
CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO	18
3.1 Concreciones carbonáticas.....	18
CAPÍTULO 4. RESULTADOS	25
4.1 Formación Coquimbo	25
4.1.1 Descripción macroscópica, microscópica y análisis XRD de muestras.....	27
4.2 Formación Horcón	35
4.2.1 Descripción macroscópica, microscópica y análisis XRD de muestras.....	37
4.3 Formación Navidad.....	41

4.3.1 Descripción macroscópica y microscópica de muestras	44
CAPÍTULO 5. DISCUSIONES	67
5. 1 Formación Navidad:	67
5.1.1 Control granulométrico en la morfología concrecionaria	67
5.1.2 Tipos de crecimiento concrecionario:	67
5.1.3 Origen del cemento concrecionario:	68
5.1.4 Evidencias de periodos de omisión sedimentaria:	68
5.1.5 Pellets de glauconita autógenos	69
5.1.6 Extinción radiaxial	71
5.1.7 Modelo de evolución concrecionaria	71
5.1.8 Resumen	76
5.2 Formaciones Horcón y Coquimbo	77
CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES	79
6.1 Recomendaciones	79
BIBLIOGRAFÍA	81
ANEXO	88

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación de las zonas de interés para este estudio, relativas a la Formación Coquimbo (sector Lomas del Sauce y Los Clarines).	5
Figura 2. Mapa de ubicación de la zona de interés para este estudio, relativa a la Formación Horcón.	6
Figura 3. Mapa de ubicación de la zona de interés para este estudio, relativa a la Formación Navidad (sector Punta Perro).....	7
Figura 4. Distribución de las cuencas sedimentarias neógenas ubicadas a lo largo de la costa Pacífica de Chile. La Formación Coquimbo pertenece a la cuenca homónima (color rojo, número 1), mientras que las formaciones Horcón y Navidad son parte de la cuenca de Navidad (color rojo, número 2). Se muestra la posición del JFR a los ca. 7 Ma. Modificado de Le Roux et al., 2006... 8	8
Figura 5. Mapa geológico del área La Serena – La Higuera, en el que se ilustran los sitios de extracción de muestras referente al sector Lomas del Sauce y Los Clarines (Figura 1). Modificado de SERNAGEOMIN.	10
Figura 6. Mapa geológico del área Quillota – Portillo, en el que se ilustra el sitio de extracción de muestras. Modificado de SERNAGEOMIN.	12
Figura 7. Mapa geológico del área de estudio referente a la Formación Navidad, en el que se ilustra el sitio de extracción de muestras (sector de Punta Perro). Modificado de Rodríguez, 2008.	13

Figura 8. Relación temporal entre el crecimiento concrecionario y la compactación sedimentaria. A: concreción formada previo a una compactación considerable. B: concreción creciendo durante la compactación. C: concreción formada luego de la compactación, alojada en sediment pelítico. D: concreción formada luego de la compactación, alojada en sedimento psamítico. Extraído de Marshall y Pirrie (2013).	19
Figura 9. Ilustración del modelo de equilibrio: la sobresaturación (homogéneamente distribuida; línea discontinua) se lleva a cabo vía difusión donde quiera que exista un núcleo que favorezca una nucleación heterogénea.....	21
Figura 10. Ilustración del modelo de equilibrio local: la sobresaturación (línea discontinua) se produce localmente vía procesos de descomposición de materia orgánica mediados biológicamente y de difusión.	22
Figura 11. Esquema representando el modelo de mezcla de fluidos, en el que el crecimiento concrecionario y la sobresaturación implicada (línea discontinua) se verían favorecidos por un intercambio de fluidos eventualmente facilitado por estructuras previas.....	23
Figura 12. Ilustración de los dos modos de crecimiento concrecionario: pervasivo y concéntrico (A y B). A la derecha, se evidencian distintas microfábricas posibles de observar a lámina delgada. A: modelo concéntrico, en el que la concreción creció durante distintos estadios compactacionales. B: crecimiento pervasivo que evidencia una cementación temprana incompleta dando lugar al relleno del espacio de poros por generaciones tardías de cemento.	24
Figura 13. Fotografía del interior de la calicata donde se levantó la columna estratigráfica referente al sector Lomas del Sauce.	25
Figura 14. Columna estratigráfica levantada en la localidad de Lomas del Sauce (Figura 1). Modificada de De los Arcos et al., 2017. Coordenadas de ubicación: 29°59'42.21" S; 71°20'2.21" W. De base a techo, el primer punto de extracción corresponde a las muestras Coq_02 y Coq_04 mientras que, el segundo, a la muestra Coq_05.	26
Figura 15. Columna estratigráfica del sector Los Clarines y sitio de obtención de la muestra Coq_06 (capa de arenas bioclásticas con cemento calcáreo). Modificado de Partarrieu (en prep.).	27
Figura 16. Imagen de la muestra Coq_02, en la que se señalan los nódulos color negro posibles de observar (flechas blancas).	28
Figura 17. Vista microscópica de la muestra Coq_02 obtenida con SEM-EDS.	29
Figura 18. Tablas referentes a la composición elemental observada tanto fuera (tabla izquierda) como como dentro (tabla derecha) de los nódulos negros de la muestra Coq_02, obtenidas a través del análisis SEM-EDS.	29
Figura 19. Imagen de la muestra Coq_04, en la que se aprecian fragmentos concrecionarios irregulares en una matriz tamaño limo grueso.....	30
Figura 20. Muestra Coq_04 observada a lámina delgada. A: nicoles paralelos. B: nicoles cruzados.	31
Figura 21. Imagen de la muestra Coq_05, en la que se observan fragmentos concrecionarios irregulares en una matriz tamaño limo grueso obtenido de la capa 7 (Figura 14).	31
Figura 22. Colección de imágenes observadas a lámina delgada de la muestra Coq_05. A: vetilla sinuosa e irregular observada a nicoles paralelos. B: acercamiento a nicoles paralelos, evidenciando clastos pobremente seleccionados. C: contacto entre las dos zonas reconocidas, observado a nicoles paralelos.....	33

Figura 23. Imagen de la muestra Coq_06, en la que se observan dos fragmentos concrecionarios irregulares, color pardo amarillento, desarrollados en una matriz tamaño arena fina de composición arcósica.	34
Figura 24. Muestra Coq_06 observada a lámina delgada. A: vista a nícoles paralelos evidenciando clastos bien seleccionados inmersos en una matriz micrítica. B: acercamiento a nícoles cruzados evidenciando parches de micrita y cemento pseudoesparítico.	35
Figura 25. Lugar de obtención de las muestras concrecionarias pertenecientes a la Formación Horcón (sección transversal realizada para la confección del paso bajo nivel que permite la intersección de la ruta F-210 con el aeródromo de Quintero). Coordenadas 32°47'54.65" S, 71°31'15.25" W.	35
Figura 26. Columna estratigráfica levantada el sector de obtención de las muestras concrecionarias pertenecientes a la Formación Horcón. Las muestras HO_01 y HO_02 fueron extraídas de los primeros metros de la sucesión observable.	37
Figura 27. Imagen de la muestra Ho_01, en la que se observan distintos fragmentos concrecionarios color marrón claro, de morfología irregular y carácter oxidado.	37
Figura 28. Colección de imágenes a lámina delgada de la muestra HO_01. A: vista a nícoles paralelos de la zona interna, compuesta de óxidos de hierro como cemento concrecionario. B: vista a nícoles paralelos de las distintas zonas al interior de la concreción (C: centro concrecionario; B: borde). C: vista a nícoles paralelos de la porosidad remanente observada en la capa externa (flechas rojas), compuesta de pseudoesparita como cemento concrecionario.	39
Figura 29. Imagen de la muestra Ho_02, en la que se observan distintos fragmentos concrecionarios de morfología irregular, color gris verdoso.	40
Figura 30. Colección de imágenes a lámina delgada asociadas a la muestra HO_02. A: vista a nícoles paralelos evidenciando clastos bien seleccionados inmersos en una matriz micrítica y en presencia de cemento pseudoesparítico. B: porosidad móldica observada a nícoles paralelos. C: reemplazo diagenético feldespato – carbonato observado a nícoles paralelos y evidenciado por superficies cóncavas hacia el huésped.	41
Figura 31. Vista general del afloramiento de donde se obtuvieron las muestras analizadas y donde se levantó la columna estratigráfica de interés (Figura 31).	42
Figura 32. Columna estratigráfica del sector de extracción de las muestras relativas a la Formación Navidad. De base a techo, el primer punto de extracción corresponde a las muestras CNAV_1, CNAV_2, CNAV_3 y CNAV_17, mientras que el segundo punto alude a las muestras CNAV_19, CNAV_20A, B y CNAV_12.	43
Figura 33. Colección de imágenes referente a la Formación Navidad, en la que se observan distintas estructuras sedimentarias como laminación cruzada mamblada (A), laminación cruzada en artesa (B), laminación paralela continua (C) y una estructura de socavamiento y relleno (D), producida probablemente por acción del oleaje gatillado por procesos de tormenta, además de trazas asociadas a la icnofacies <i>Skolithos</i> (E, F).	44
Figura 34. Imagen de la muestra CNAV_1. A: vista frontal; B: vista trasera; C: vista interior dado un corte transversal perpendicular a la superficie de estratificación, en la que se observa una zona interna color gris azulado a la que le sigue el desarrollo de capas concéntricas correspondientes a la zona externa.	45
Figura 35. Muestra CNAV_1 observada a lámina delgada. A-G: presencia de porosidad móldica y eventuales trizas volcánicas (evidenciada por los círculos rojos), además de cemento	

pseudoesparítico. H: vetilla sinuosa e irregular que corta los componentes del cuerpo concrecionario, indicada por las flechas rojas.	46
Figura 36. Colección de imágenes a lámina delgada de la muestra CNAV_1 evidenciando la transición de borde a núcleo de las capas concéntricas a la zona interna (C: centro concrecionario; B: borde). Las líneas rojas indican los contactos entre las capas concéntricas observadas. A: vista a nícoles paralelos de la transición zona interna – zona externa. B: vista a nícoles cruzados. C, D: vistas a nícoles paralelos de la transición zona interna – zona externa en otro sector del volumen concrecionario. E: vista a nícoles paralelos de una de las capas de la zona externa, compuesta de cemento feldespatítico de carácter poiquilotópico. F: vista a nícoles cruzados.	47
Figura 37. Muestra CNAV_1 a lámina delgada evidenciando cemento concrecionario de tipo pseudoesparítico y procesos de reemplazo feldespato – carbonato (A-B), representado por superficies cóncavas hacia el huésped (círculos rojos), además de porosidad remanente observable (C) indicada por las flechas rojas.	48
Figura 38. Imagen de muestra CNAV_2 (A: vista frontal; B: vista lateral; C: vista interior dado un corte transversal paralelo a la superficie de estratificación). Notar que no se observa un núcleo visible, evidenciándose la presencia de una zona interna color gris azulado rodeada de capas concéntricas color gris claro y marrón anaranjado, que componen la zona externa.	49
Figura 39. Imagen de la muestra CNAV_3 (A: vista frontal; B: vista lateral; C: vista de corte transversal perpendicular a la superficie de estratificación). Notar la presencia de un núcleo elipsoidal de madera fosilizada, que presenta bioturbación asociada a Teredolites, el cual es rodeado por una zona interna color gris azulado a la que le sigue una zona externa compuesta de capas concéntricas color marrón anaranjado. En ésta última, es posible observar un molde interno de gastrópodo indeterminado adherido a ella (B).	50
Figura 40. Colección de imágenes a lámina delgada de la muestra CNAV_3. A: vetilla presente en el fragmento de madera fosilizada, rellena con cemento esparítico. B: galerías asociadas a la icnofacies Teredolites rellenas de cemento pseudoesparítico y material clástico. C: galería rellena de dos generaciones de cemento esparítico distintas: prismático – acicular hacia los bordes y mosaico inequigranular hacia el centro. D: presencia de materia orgánica y minerales opacos alojados en las galerías. E-G: evidencias de pirita diseminada en las galerías (círculos rojos), además de materia orgánica (E,F: luz transmitida; G: luz reflejada).	51
Figura 41. Colección de imágenes a lámina delgada de la muestra CNAV_3. A-B: pellets de glauconita autógenos. C, D, E, F, G, H: vista de los componentes bioclásticos observados a nícoles paralelos, asociados a Phylum Foraminífera.	53
Figura 42. Colección de imágenes a lámina delgada de la muestra CNAV_3. A-B: porosidad remanente observada en la zona interna concrecionaria. C-D: ligera disminución del espacio intersticial desde el núcleo (C) al borde (D) de la zona interna de la concreción.	54
Figura 43. Imagen de muestra CNAV_17. A: vista frontal; B: vista lateral; C: vista interior dado un corte transversal paralelo a la superficie de estratificación. La flecha blanca indica el techo de la sucesión.	55
Figura 44. Colección de imágenes a lámina delgada de la zona interna de la muestra CNAV_17. A-B: los círculos y flechas rojas indican la presencia de esparita de carácter radiaxial. C: evidencia de dos generaciones de cemento observables en el espacio intersticial. D: contacto entre un lente de arena muy gruesa a gravilla fina y su entorno.	56
Figura 45. Imagen de la muestra CNAV_18 (A: vista frontal; B: vista trasera; C: vista interior dados dos cortes transversales, uno paralelo y otro perpendicular a la superficie de estratificación).	

La flecha blanca indica el techo de la sucesión. Notar la presencia de una zona interna color gris azulado, que es rodeada por capas concéntricas de distinta composición, color gris claro y marrón anaranjado (C).	57
Figura 46. Imagen de la muestra CNAV_19 (A: vista lateral; B: vista frontal; C: vista interior producto de un corte transversal paralelo a la superficie de estratificación). La flecha blanca indica el techo de la sucesión. Notar la presencia de una zona interna color gris azulado, que es rodeada por capas concéntricas de distinta composición, color gris oscuro, gris claro y marrón anaranjado, descritas desde centro a borde (C).	58
Figura 47. Imagen de la muestra CNAV_20A. La flecha blanca indica el techo de la sucesión. Notar la presencia del núcleo concrecionario compuesto de un fragmento de madera fosilizada en presencia de bioturbación asociada a Teredolites, rodeado de una zona interna color gris azulado a la que le sigue una zona externa color marrón claro.	59
Figura 48. Colección de imágenes observadas a lámina delgada y referentes a la muestra CNAV_20A. A: presencia de porosidad remanente al interior del núcleo. B: pseudoesparita rellenando el espacio intersticial de la zona interna concrecionaria. C: textura de reemplazo feldespato – carbonato a modo de superficies cóncavas hacia el huésped (indicado por los círculos rojos). D-E: presencia de pellets glauconíticos en la zona interna concrecionaria. F: fantasmas de bivalvos indeterminados presentes en la zona interna.	60
Figura 49. Imagen de la muestra CNAV_20B (A: vista superior; B: vista lateral). La flecha blanca indica el techo de la sucesión. El corte transversal evidencia la presencia de pequeños fragmentos de madera fósil rodeados de una abundante zona interna color gris azulado.	61
Figura 50. Colección de imágenes observadas a lámina delgada asociadas a la muestra CNAV_20B. A: galerías asociadas a Teredolites, rellenas y cementadas. B, F: fantasmas de bivalvos indeterminados presentes en la zona interna de la concreción. C, H, I, J, K, L: evidencias de pellets glauconíticos en presencia de minerales opacos ubicados en la zona interna de la concreción. D, G: evidencia de dos generaciones de cemento concrecionario observados en la zona interna. Notar el carácter radiaxial del cemento esparítico observado en D. E: fantasma de una espícula de equinodermo. M: presencia de piritita diseminada en toda la zona interna de la concreción.	63
Figura 51. Imagen de la muestra CNAV_12 (A: vista frontal; B: vista interior dado un corte transversal paralelo a la superficie de estratificación). La flecha blanca indica el techo de la sucesión. El corte transversal evidencia la presencia de vetillas sinuosas e irregulares rellenas por material carbonático al interior de la zona interna de la concreción.	64
Figura 52. Colección de imágenes a lámina delgada referentes a la muestra CNAV_12. A: vetilla sinuosa e irregular rellena de microesparita. B: vetilla sinuosa e irregular rellena de goethita (cemento tardío). C-D: molde de bivalvo relleno de mesoesparita tipo ‘bladed’. E: vetilla rellena de goethita que corta los pulsos inyectivos. F: porosidad remanente rodeada de microesparita proveniente de la inyección. G: textura de reemplazo feldespato – carbonato evidenciada por superficies cóncavas hacia el huésped. H: vetilla rellena de microesparita, proveniente de la inyección clástica, que acarrea clastos de su entorno en su interior otorgándole un carácter no consolidado a la concreción al momento de la inyección. I: Inyección de material carbonático en la concreción, donde se observan dos pulsos de características texturales distintas (el primero, compuesto de microesparita y el segundo, de micrita). K: vetillas sinuosas rellenas de microesparita, provenientes de la inyección. L: vetilla sinuosa no rellena.	66

Figura 53. Ocurrencia de depósitos glauconíticos (tanto modernos como antiguos) en diferentes ambientes depositacionales. Notar la pausa en las ocurrencias más allá del borde de talud. Extraído de Banerjee et al., 2016.	70
Figura 54. Esquema temporal evolutivo de la muestra CNAV_3, considerada representativa para el estudio llevado a cabo en la Formación Navidad, resumido en 7 etapas evolutivas (más detalles en el texto).	72
Figura 55. Esquema representativo de las primeras etapas de formación y crecimiento concrecionario, en la que se presenta un fragmento de madera depositado por decantación (1) y que, luego de esto, fue moderadamente bioturbado (2) en presencia de trazas asociadas a Teredolites (más detalles en el texto).	72
Figura 56. Esquema representativo de las siguientes 3 etapas de crecimiento concrecionario. Éstas consisten en un enterramiento apresurado del fragmento vegetal debido eventualmente a un rápido y repentino depósito, que permitiría (en presencia de omisión) la formación de la zona interna alrededor del núcleo concrecionario. Luego, la exposición a condiciones oxidantes (cambio en la química del agua de poros) permitiría la formación de la zona externa de la concreción (más detalle en el texto).	74
Figura 57. Modelo esquemático de las fuentes de carbonato según el grado de enterramiento. Extraído de Marshall y Pirrie (2013).	74
Figura 58. Esquema representativo de las últimas dos etapas de crecimiento concrecionario. Un evento erosivo de corta duración, probablemente asociado a eventos de tormenta, habría permitido la exposición de la concreción sobre la interfaz agua – sedimento y su interacción con organismos bentónicos. Luego de esto, se reanudaría la sedimentación en condiciones marinas someras sobre el nivel del oleaje en tiempos de tormenta (más detalle en el texto).	76
Figura 59. Implementos utilizados en la preparación de muestras para análisis de roca total vía difracción de rayos X.	88
Figura 60. Coordenadas UTM asociadas a los puntos de control de obtención de las muestras concrecionarias extraídas de la Formación Navidad.	88
Figura 61. Esquemas estratigráficos definidos para la formación Navidad. Extraída de Gutiérrez et al., 2013.	89
Figura 62. A. Columna del holoestratotipo de base definido para la formación Navidad (33°54'40.11" S, 71°50'39.18" O). B. Columna del paraestratotipo de techo definido para la formación. Extraído de Encinas et al., 2006. TG: tamaño de grano. Ac: arcilla. Lm: limo. Amf: arena muy fina. Af: arena fina. Am: arena media. Ag: arena gruesa. Amg: arena muy gruesa. Glf: gravilla fina. GI: gravilla. Gr: grava. Rp: ripio. Rpb: ripio de bolones. LT: litología. 1. Conglomerado. 2. Coquina. 3. Arenisca. 4. Lutita y limolita. 5. Granito. 6. Tramo cubierto. 7. Conglomerado basal. 8. Discordancia. 9. Disconformidad. 10. Paraconformidad. ES: estructuras sedimentarias. 11. Estructura maciza. 12. Laminación paralela. 13. Ondulitas asimétricas. 14. Estratificación cruzada planar. 15. Estratificación cruzada en artesa. 16. Estratificación cruzada hummocky. 17. Laminación convoluta. 18. Pliegues sinsedimentarios ('slumps'). 19. Capas deslizadas ('Slides'). 20. Capas brechizadas. 21. Estructuras de escape de fluidos. 22. Intraclastos. 23. Superficie firme ('firmground'). 24. Lag de clastos. 25. Clastos imbricados. 26. Clastos líticos flotantes. F: fósiles. 27. Bivalvos. 28. Gastrópodos. 29. Foraminíferos. 30. Ostrácodos. 31. Briozoos. 32. Balanoideos. 33. Braquiópodos. 34. Corales solitarios. 35. Dientes de tiburón. 36. Crustáceos. 37. Troncos y fragmentos vegetales indeterminados. 38. Moldes de hojas. TF: trazas fósiles. 39. Skolithos. 40. Thalassinoides. 41. Ophiomorfa. 42. Trazas de escape. 43. Bioturbación	

indiferenciada. 44. Perforaciones (‘Borings’). “PLEIST.?”: arenas y conglomerados de paleoplayas y paleodunas de probable edad pleistocena. “HOL.?”: arenas de paleodunas de probable edad holocena.....	90
Figura 63. Colección de imágenes referente a la secuencia sedimentaria observada en el acantilado donde se definió el holoestratotipo de base de la Formación Navidad (A) (Figura 61), evidenciando sus horizontes concrecionarios (C-B).....	91
Figura 64. Fragmentos bioclásticos (valvas indeterminadas) de distintos tamaños, alojados en una concreción rodada.....	92
Figura 65. Se observan dos concreciones rodadas de morfología ovoidal. La de la derecha se encuentra asociada a una especie de la Clase Bivalvia, evidenciando su contribución al proceso de formación concrecionario.....	92
Figura 66. Colección de imágenes asociadas a la muestra CNAV_22, obtenida de los niveles superiores del acantilado donde se definió el holoestratotipo de base de la Formación Navidad (a los 38 m de altura). A: vista general. B: vista de un corte transversal.	93
Figura 67. Estructuras concrecionarias y trazas observadas en el afloramiento de la Formación Navidad. A: concreción dendrítica, probablemente compuesta de óxidos de hierro observada en los estratos basales del acantilado holoestratotipo de base de la Formación Navidad. B: concreción cilíndrica obtenida de los estratos superiores del acantilado holoestratotipo de base de la formación. C: vista al interior de la concreción cilíndrica (B), donde es posible observar abundante bioturbación asociada a <i>Teredolites</i> . D: concreción subsférica observada en los estratos superiores del acantilado holoestratotipo de base de la Formación Navidad. E: bioturbación asociada a <i>Thalassinoides</i> observada en los estratos superiores del acantilado holoestratotipo de la Formación Navidad (a los 38 m de altura). F: sitio de extracción de la muestra CNAV_12. G: Fragmento de valva indeterminado, observado a 1 m del sitio de obtención de la muestra CNAV_12.	94
Figura 68. Conglomerado basal de la Formación Navidad. A: vista general frente al acantilado holoestratotipo de base de la formación. B: Balanoideos en posición de vida observados en el conglomerado basal. C: bioturbación asociada a la icnofacies <i>Teredolites</i> observada en la matriz que compone al conglomerado basal.....	95
Figura 69. Vista de los niveles estratigráficos de donde se extrajeron las muestras de la Formación Navidad. Las imágenes A-E se disponen de norte a sur del afloramiento.	96
Figura 70. Vista de la falla de carácter normal observada en la Formación Navidad, presente en el afloramiento donde se levantó la columna estratigráfica (Figura 31). Notar la deformación experimentada por la concreción elipsoidal dados los esfuerzos estructurales symsedimentarios.	97
Figura 71. Modelo propuesto por Tsujita (1995) para explicar la estructura de socavamiento y relleno observada en la Formación Navidad (Figura 32). Éste alude a procesos de tormenta para su formación. A: se genera turbulencia en la apertura de madrigueras en un estadio temprano de proceso de tormenta. B: la turbulencia y el flujo vertical produce socavamiento del sustrato. C: se produce exhumación de sedimento enterrado y retrabajo tractivo. D: al aminorar la tormenta, se produce depósito de sedimento fino desde la suspensión generando un depósito gradado. E: destrucción de estructura sedimentarias primarias debido a bioturbación en condiciones meteorológicas normales.....	97
Figura 72. Trazas fósiles observadas en el afloramiento estudiado relativo a la Formación Horcón. A: relacionado a la icnofacies <i>Skolithos</i> . B: improntas asociadas a Bivalvia indet. C: traza asociada a <i>Thalassinoides</i> isp. D: traza asociada a <i>Diplocraterion</i> isp. Las imágenes fueron tomadas del estrato de limo arenoso, a los 4.5 [m] de potencia observada en la secuencia (Figura 25).	98

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del estudio propuesto

En la costa de Chile central afloran depósitos marinos neógenos como la Formación Coquimbo (Mioceno medio - Plioceno), Horcón (Mioceno tardío - Pleistoceno temprano) y Navidad (Mioceno temprano - medio), que presentan ciertos horizontes concrecionarios o nodulares cuyo origen ha sido previamente poco analizado, pudiendo eventualmente contener información de interés para el análisis de las distintas zonas de estudio. Esto es, aportar indicios relevantes respecto de los procesos de formación involucrados y sus consiguientes implicancias en el estudio de esta zona del margen continental chileno durante el Neógeno. De este modo, se propone un estudio petrográfico y mineralógico para los nódulos y concreciones presentes en las formaciones marinas mencionadas, a fin de caracterizar sus procesos de formación y crecimiento, contextualizar la historia diagenética y desentrañar posibles implicancias paleoambientales asociadas a estas estructuras sedimentarias durante el Neógeno en la costa de Chile central. Por ejemplo, eventuales periodos de omisión sedimentaria o erosión, además de alcances batimétricos respecto de las formaciones involucradas.

1.2 Hipótesis de trabajo

Las concreciones y nódulos presentes en las formaciones Coquimbo, Horcón y Navidad presentan características petrográficas y mineralógicas que permiten deducir sus procesos de formación y crecimiento (además del contexto diagenético en el que se desarrollaron) para las distintas zonas de estudio durante el Neógeno. El análisis de estas estructuras podría aportar al entendimiento de la configuración paleoambiental y los procesos acaecidos en estos sectores del margen continental chileno en aquél entonces.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

El objetivo principal de esta memoria consiste en determinar las posibles implicancias paleoambientales atribuibles a las concreciones y nódulos presentes en las formaciones marinas costeras Coquimbo, Horcón y Navidad en Chile central (30°S - 34°S).

1.3.2 Objetivos específicos

Para llevar a cabo el objetivo anterior, se propone realizar un análisis petrográfico a partir de la observación de cortes transparentes en microscopio de luz polarizada y otro de difracción de rayos X para identificación mineralógica, a modo de:

- Determinar los procesos de formación y crecimiento asociados a los niveles concrecionarios analizados en las formaciones mencionadas, y
- Analizar la historia diagenética registrada en la evolución de las concreciones observadas desde el momento de su formación.

1.4 Marco metodológico

Para el cumplimiento de los objetivos propuestos, en primera instancia se llevó a cabo una recopilación bibliográfica a cerca de estudios previos realizados en concreciones carbonáticas alrededor del mundo. Posteriormente, se propuso:

1.4.1 Análisis de difracción de rayos X

Realizar un análisis de roca total a través de difracción de rayos X para determinar la composición mineralógica de las fases principales presentes en las estructuras. Para la preparación de las muestras, se homogenizó, cuarteó y pulverizó 10 g de cada una de ellas a través de un mortero de ágata (Figura 59, Anexo) (procurando lavar el instrumento con agua y alcohol entre cada pulverización, además de desechar los guantes utilizados entre cada una) para obtener 1 ml de fracción tamaño limo. El material pulverizado se depositó en una cápsula de ependorf para ser enviado al Laboratorio de Difracción de Rayos X del Departamento de Física de la Universidad de Chile. Con la muestra obtenida a partir del proceso anterior, se utilizó un difractómetro de polvo marca Bruker (modelo D8 Advance), con geometría Bragg - Brentano, filtro de Níquel, detector Lineal LynxEye, una potencia utilizada de 40 [KV]/30 [mA], una óptica de tipo variable (V20) y un tubo de cobre (radiación CuK α 1 = 1,5604 Angstroms) para obtener los difractogramas deseados. Para llevar a cabo esto último, se dispuso el polvo en forma cónica sobre el portamuestra para llenarlo totalmente y presionar con un vidrio esmerilado hasta nivelar la altura del portamuestra a aquella a la que se encuentra calibrado el equipo de difracción. Posteriormente, se obtuvo una superficie uniforme con los microcristales dispuestos en forma aleatoria a fin de evitar la obtención de datos incorrectos, para finalmente introducir las muestras en el instrumento. A partir de los difractogramas obtenidos, se estableció la composición mineralógica cualitativa de cada una de las muestras, caracterizándose las fases minerales principales presentes en las mismas. Los difractogramas fueron analizados con el software Match! 3, versión 3.5.2.104 y X'Pert HighScorePlus (versión 3.0) para realizar una comparación entre ambos resultados utilizando las bases de datos PDF2 y "Crystallography Open Database" (COD) previo suavizamiento de las

curvas obtenidas y eliminación de la radiación k-alpha para descartar el ruido producido por la interacción entre el haz de rayos X y caras amorfas presentes, o entre el haz y la intersección de dos caras cristalinas.

1.4.2 Descripción morfológica macroscópica

Este análisis considera una vista tanto externa como interna de las concreciones. El primer caso considera aspectos de forma, color y estructuras presentes mientras que el segundo alude a un corte transversal diametral (ya sea paralelo o perpendicular a la superficie de crecimiento) en los casos en que fuera posible para observar sus eventuales estructuras internas y evaluándose su contexto estratigráfico.

1.4.3 Descripción petrográfica microscópica

El segundo caso involucra la preparación de cortes y briquetas transparentes para evidenciar rasgos y variaciones texturales y mineralógicas de eventual interés, además de la secuencia de eventos diagenéticos registrada durante el crecimiento concrecionario.

Para llevar a cabo la confección de briquetas transparentes, en primer lugar, se introdujeron las muestras a un horno marca Binder, modelo FED 56, a una temperatura de 60 °C por 72 horas, para luego realizarse la impregnación con resina epóxica. Posteriormente se llevó a cabo el curado de la resina introduciendo las muestras nuevamente al horno por 3 horas, a la misma temperatura mencionada. Luego, se realizó el corte de la muestra con una sierra artesanal para después pulir la superficie obtenida con carburo de silicio de distintas granulometrías e introducir al horno por media hora a 90 °C, logrando la adhesión del portaobjetos. A continuación, se realizó el curado de la resina de pegado introduciendo nuevamente la muestra al horno a la misma temperatura anterior, por un periodo de 12 horas para finalmente realizar el corte de las briquetas y el desbaste hasta obtener una lámina de 0.34 a 0.4 micras y aplicar el cubreobjetos, dejando reposar por una noche.

Para confeccionar los cortes transparentes, se cortó un trozo de cada muestra con una sierra de diamante (cuyas longitudes corresponden a aquellas del corte realizado). Las caras que fueron utilizadas se aplanaron y pulieron con una rueda esmeril utilizando cada vez un abrasivo más fino. Posteriormente se cubrieron las superficies con bálsamo epóxico para adherirlas al portaobjetos. Una vez que la resina se ha curado, se cortó la superficie de interés con la sierra de diamante y se pulió hasta obtener un espesor de 30 micras realizándose a mano los últimos retoques. Finalmente, se aplicó el cubreobjetos a cada muestra y se dejó reposar por una noche.

Por último, se llevó a cabo un análisis SEM-EDS a una de las muestras de la Formación Coquimbo (Coq_02) para analizar su composición elemental, realizado en las dependencias del Dpto. de Geología de la Universidad de Chile.

1.5 Ubicación y accesos

1.5.1 Formación Coquimbo

Con respecto a la Formación Coquimbo, existen dos áreas de interés relativas a este estudio (Figura 1). Una de ellas se encuentra en la localidad Lomas del Sauce ($29^{\circ}59'42''\text{S}$; $71^{\circ}20'2''\text{W}$), situada en la bahía La Herradura de la ciudad de Coquimbo (región homónima) a 390 km al norte de la capital (medidos en línea recta). Para acceder desde ésta última, se ingresa a la ruta 5 norte y se continúa por 462 km hasta acceder a Av. El Sauce, continuando por 2.5 km hasta ingresar a calle Ramón Rodríguez para luego continuar 400 m hasta llegar al sitio de interés.

La segunda zona se ubica en el sector de Los Clarines ($29^{\circ} 59' 51'' \text{ S}$; $71^{\circ} 19' 08'' \text{ W}$), en una parcela localizada en la misma terraza marina ('Serena II' *sensu* Paskoff, 1970) en la que se ubica el sector de Lomas del Sauce. Para acceder, se ingresa por Av. El Sauce para doblar a la izquierda por Pasaje Uno, continuando 670 metros para luego virar a la derecha en Glorias Navales y nuevamente a la derecha por Av. Los Clarines, continuando 1 km hasta llegar al sitio de interés.

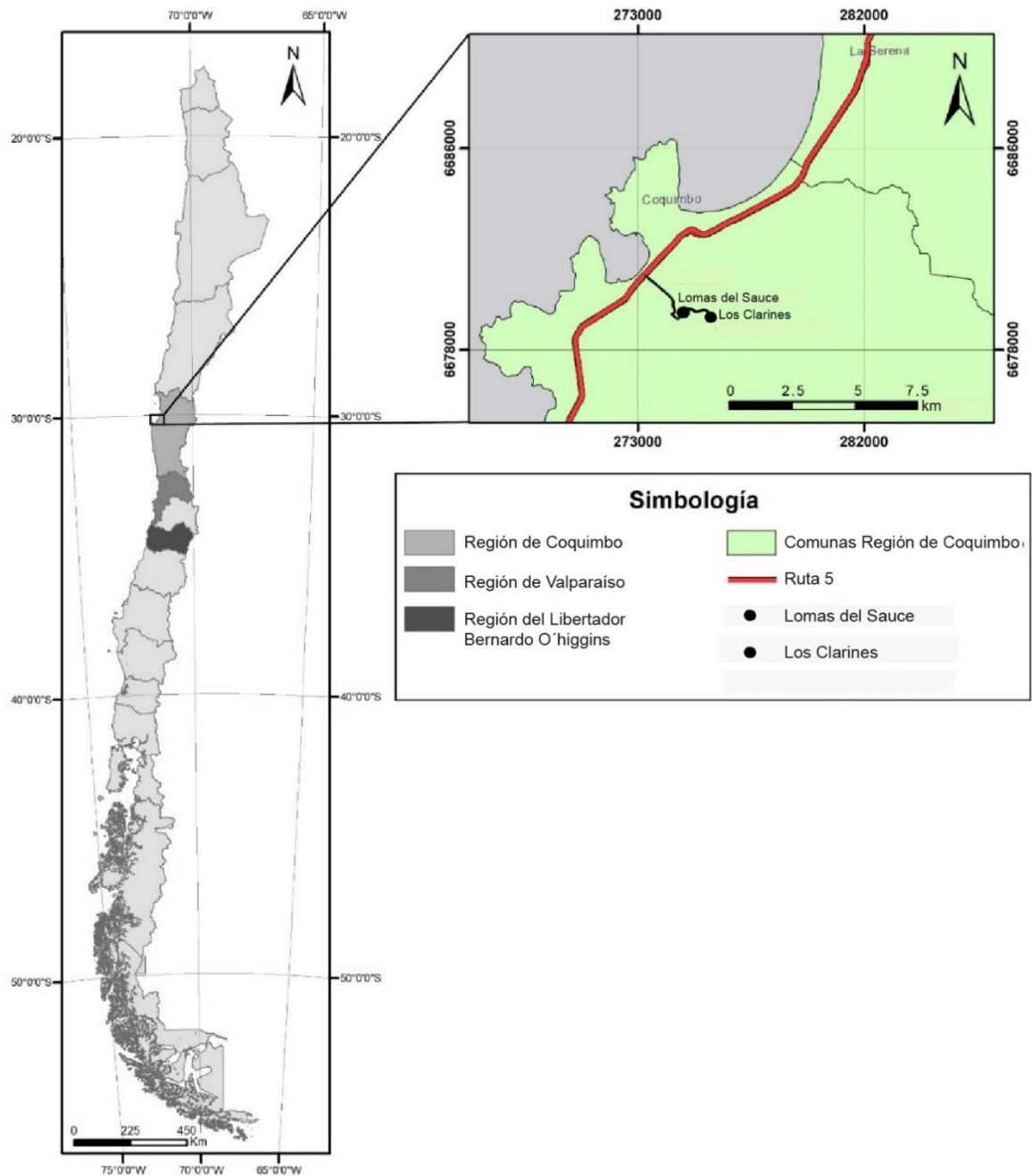


Figura 1. Mapa de ubicación de las zonas de interés para este estudio, relativas a la Formación Coquimbo (sector Lomas del Sauce y Los Clarines).

1.5.2 Formación Horcón

La zona de interés referente al estudio de niveles concrecionarios pertenecientes a la Formación Horcón se encuentra en la región de Valparaíso ($32^{\circ}47'54.65''$ S; $71^{\circ}31'15.25''$ W) (Figura 2), en la localidad de Quintero, a 108 km de Santiago (medidos en línea recta). Las muestras analizadas fueron obtenidas a partir de una sección transversal llevada a cabo para la realización de un paso bajo nivel ubicado en la intersección de la ruta F-210 con la base aérea de Quintero.

Para acceder desde la capital, debe ingresarse a la ruta 5 norte y continuar por 116 km hasta llegar al pueblo Nogales. Desde allí, se accede a la ruta F-180 y se continúa por 25.6 km para proseguir por la ruta F-30-E. Luego de 3.4 km aproximadamente, se debe ingresar a la ruta F-210 para continuar en línea recta, hacia el poniente, 4.1 km hasta llegar al sitio de interés.

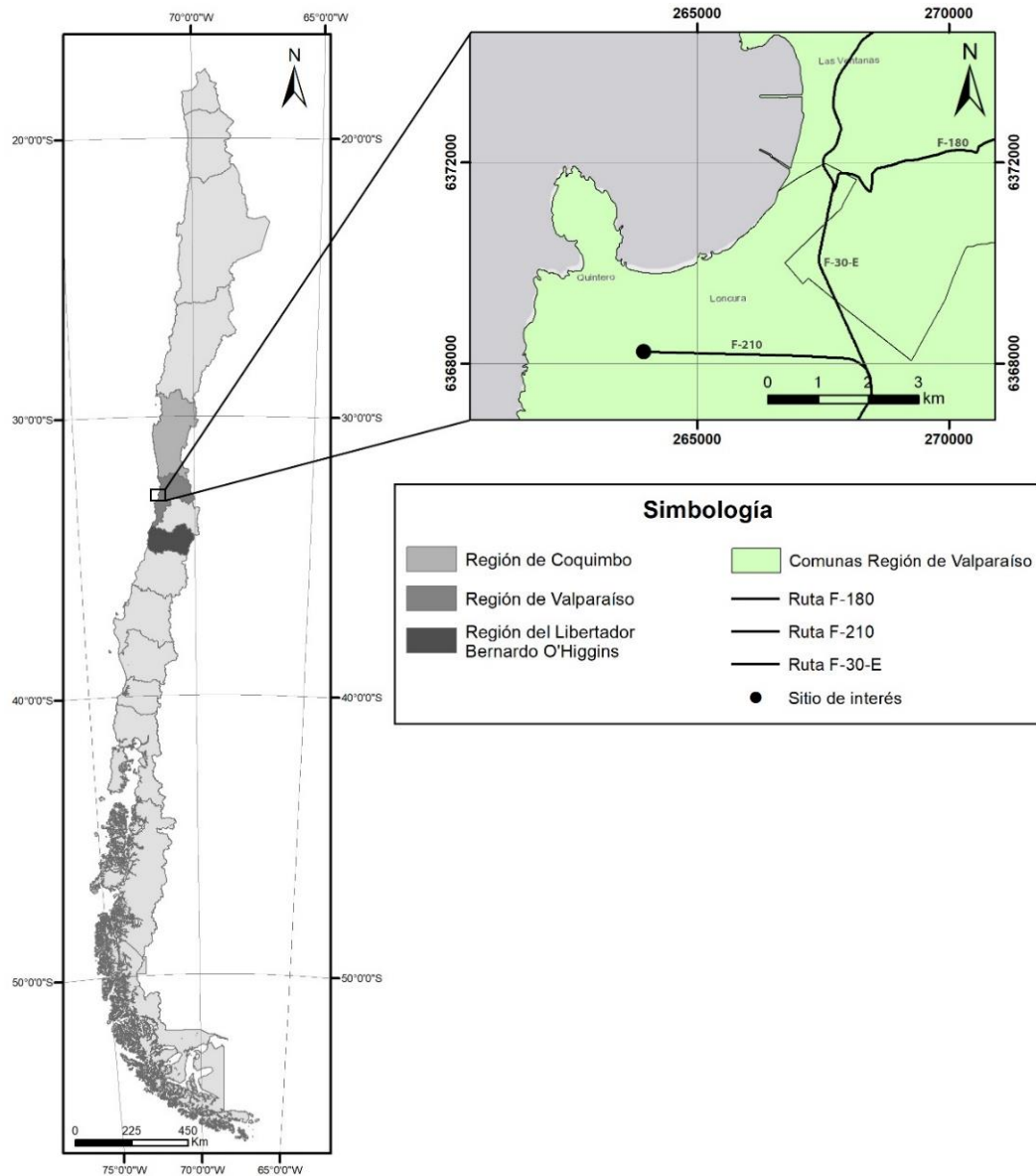


Figura 2. Mapa de ubicación de la zona de interés para este estudio, relativa a la Formación Horcón.

1.5.3 Formación Navidad

La zona de interés analizada para la Formación Navidad se ubica en la región del Lib. Bernardo O'Higgins, en el sector de Punta Perro ($33^{\circ}54'40.11''$ S; $71^{\circ}50'39.18''$ W) (Figura 3), a

1 km al norte del pueblo La Boca, 5.2 km al norte de Navidad y a 120 km al suroeste de la capital (medidos en línea recta). Para acceder a ésta desde Santiago, se debe ingresar a la ruta 78 (autopista El Sol) desde Av. Isabel Riquelme y continuar 60 km aproximadamente para acceder a la ruta G60 (variante lago Rapel) recorriendo 7.3 km para después continuar por Camino Lago Rapel y proseguir por 31.5 km hasta acceder a la ruta 66. Se recorren 2 km en ésta última para ingresar a Camino a Rapel, continuando por 3 km hasta acceder a la ruta G84. Luego de 23.2 km, se accede a la ruta G80I para continuar por 11.5 km hasta ingresar a la ruta G880. De esta forma, luego de 16.5 km, se arriba al lugar de destino accediendo a un camino de tierra que desciende hasta la playa para continuar por la misma, en dirección norte, hasta Punta Perro.

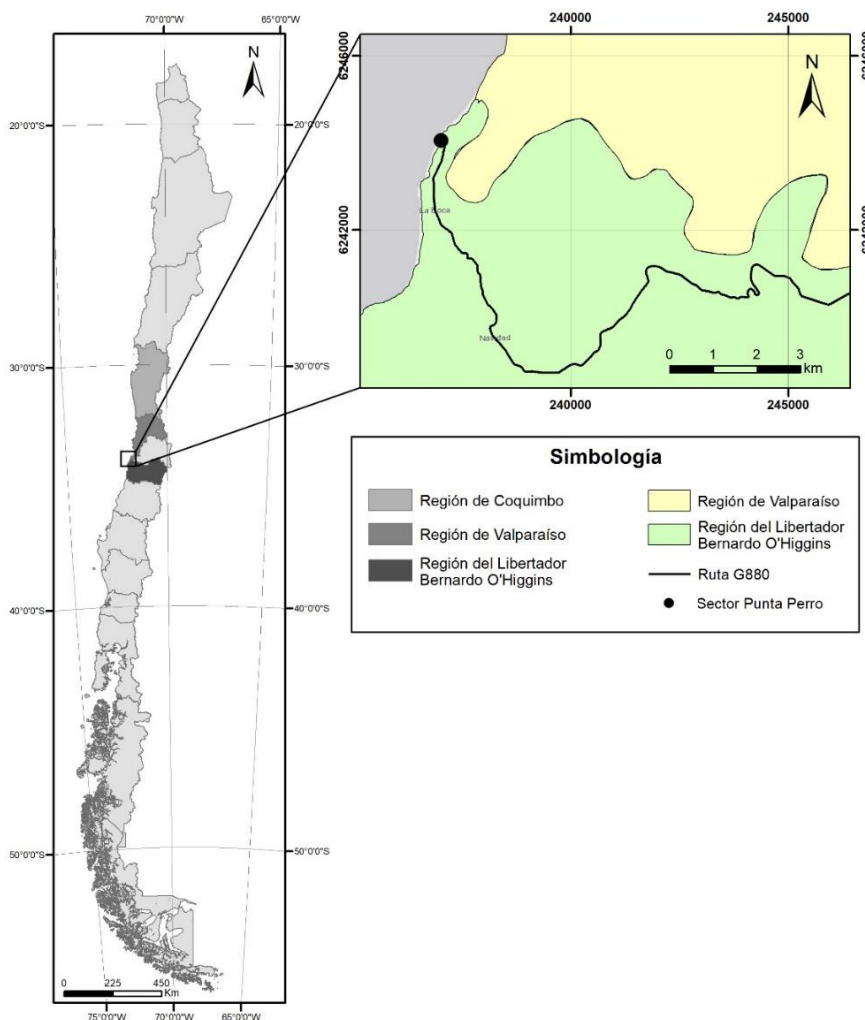


Figura 3. Mapa de ubicación de la zona de interés para este estudio, relativa a la Formación Navidad (sector Punta Perro).

CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Contexto geológico regional

La costa pacífica sudamericana está caracterizada por una serie de cuencas de antearco, asociadas al Cretácico tardío – Neógeno, que contienen depósitos marinos expuestos de manera discontinua desde el Ecuador hasta el sur de Chile (De los Arcos *et al.*, 2017). En particular, dentro del país éstas se ubican desde Antofagasta (23° S) hasta la Península de Taitao (47° S). Dentro de algunas de éstas, se depositaron las formaciones de interés relativas a este estudio como son la Formación Coquimbo (ubicada en la cuenca homónima) y las formaciones Horcón y Navidad (localizadas en la cuenca de Navidad) (Figura 4).

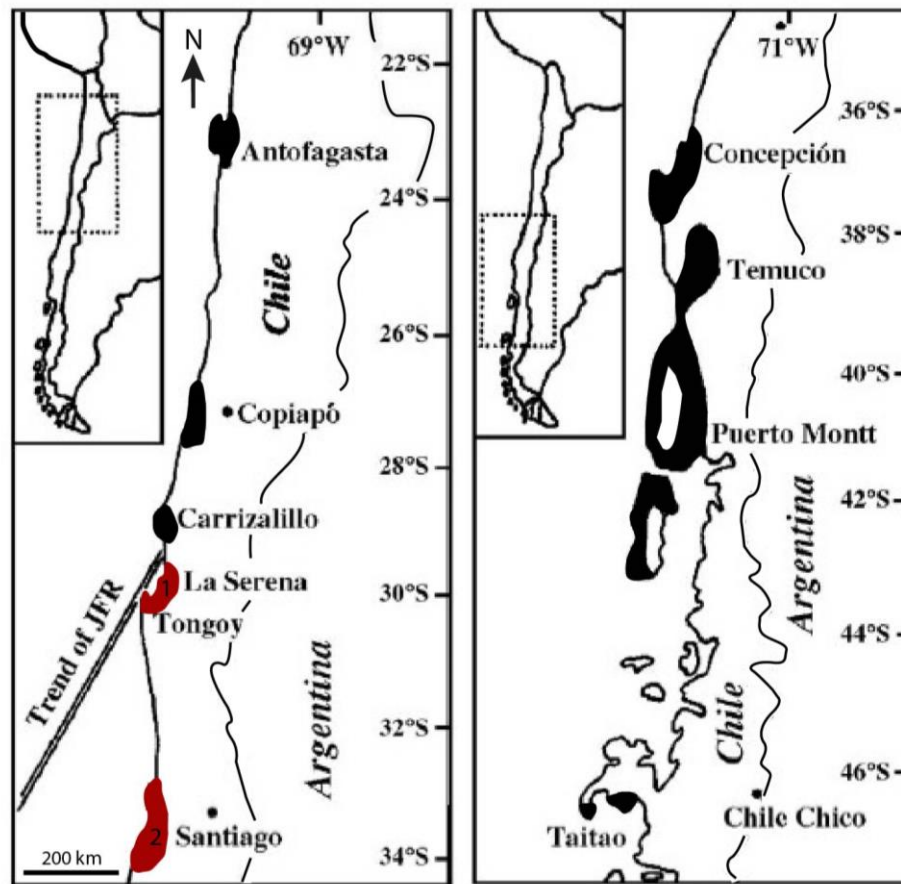


Figura 4. Distribución de las cuencas sedimentarias neógenas ubicadas a lo largo de la costa Pacífica de Chile. La Formación Coquimbo pertenece a la cuenca homónima (color rojo, número 1), mientras que las formaciones Horcón y Navidad son parte de la cuenca de Navidad (color rojo, número 2). Se muestra la posición del JFR a los ca. 7 Ma. Modificado de Le Roux *et al.*, 2006.

Todas estas cuencas han sido afectadas por la subducción de la placa de Nazca bajo la sudamericana, la cual ha influido profundamente en los cambios relativos del nivel del mar y los

procesos sedimentarios operantes en éstas (Le Roux y Elgueta, 2000; Le Roux *et al.*, 2004, 2005a,b).

Los dominios morfoestructurales presentes en Chile Central corresponden, de oeste a este, a la Cordillera de la Costa, la Depresión Central (encontrándose ausente en el segmento de subducción plana y reapareciendo a partir de los 33° S hacia el sur) y la Cordillera Principal (continuando hacia el antepaís argentino con la Cordillera Frontal, Precordillera y las Sierras Pampeanas en el segmento de subducción plana y con la Cordillera Frontal en el segmento de subducción normal). Las formaciones de interés se ubican en el dominio estructural costero (Rivano, 1992), que coincide con los dominios topográficos correspondiente a las Planicies Litorales (vertiente occidental de la Cordillera de la Costa) y ésta última, exhibiendo deformación tanto paleozoica como mesozoica y cenozoica. Hacia el sur, particularmente entre Temuco y Puerto Montt (38°30' – 41°30' S), los depósitos neógenos afloran en el Valle Central y en el flanco occidental de la Cordillera Principal.

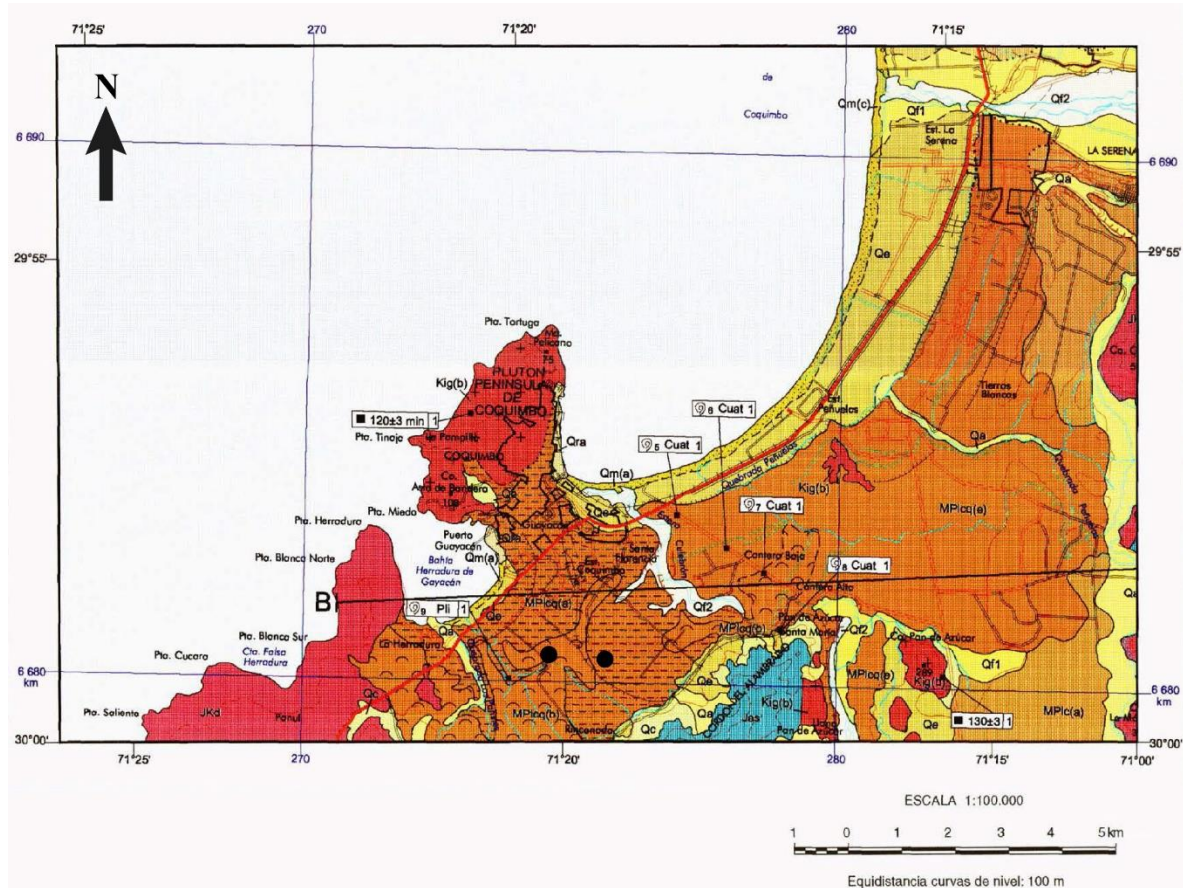
El área de estudio referente a la Formación Coquimbo se ubica geológicamente en la zona de subducción plana o flat-slab pampeano (26°-33° S) (Pardo *et al.*, 2002); aquella relativa a la Formación Horcón se ubica entre la zona de subducción plana por el norte y el comienzo de la subducción normal tipo chilena al sur (Jordan *et al.*, 1983), viéndose altamente influenciada por la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández (JFR) (~33°S) (Ramos, 1988; Yáñez *et al.*, 2001), mientras que la zona de estudio referente a la Formación Navidad se ubica inmediatamente al sur de la zona de subducción de la dorsal asísmica. La subducción de plateaus oceánicos, como lo es el JFR, ha jugado un rol importante en los procesos geodinámicos ocurridos en esta zona del margen, observándose cambios relativos del nivel del mar debido a variaciones eustáticas y a un control tectónico tanto local como regional y presentándose, así, rápidos cambios laterales y verticales de facies en las formaciones depositadas en estas cuencas (Le Roux *et al.*, 2006).

2.2 Estratigrafía de los depósitos de interés

2.2.1 Formación Coquimbo

La Formación Coquimbo (Mioceno medio – Plioceno) fue estudiada en primera instancia por Darwin (1846) y hace referencia a una serie de depósitos marinos situados a lo largo de la línea de costa entre los 28° - 30° S (Moscoso *et al.*, 1982) (Figura 5). Se deposita directamente sobre un basamento paleozoico representado por el complejo metamórfico paleozoico de la costa (sucesión metasedimentaria que subyace a la mayor parte de la Cordillera de la Costa) y, en el sector de bahía la Herradura, ésta se presenta como una sucesión de sedimentos marinos que incluyen lutitas, limolitas, areniscas arcósicas, conglomerados, coquinas y calizas. En la zona referente a Lomas del Sauce, la estratigrafía se compone de una sucesión de limolitas arenosas a arcillosas, pobremente consolidadas, intercaladas con dos niveles fosilíferos compuestos de limo y coquinas con

abundantes bivalvos, gastrópodos, serpulidos, cirrípedos y restos de decápodos, además de niveles de vertebrados que incluyen mamíferos marinos, condrictios, peces y aves. Diferentes niveles de terrazas marinas se han modelado en estos depósitos producto de transgresiones y regresiones del nivel del mar ocurridas en el área desde el Plioceno y durante el Cuaternario.



Leyenda







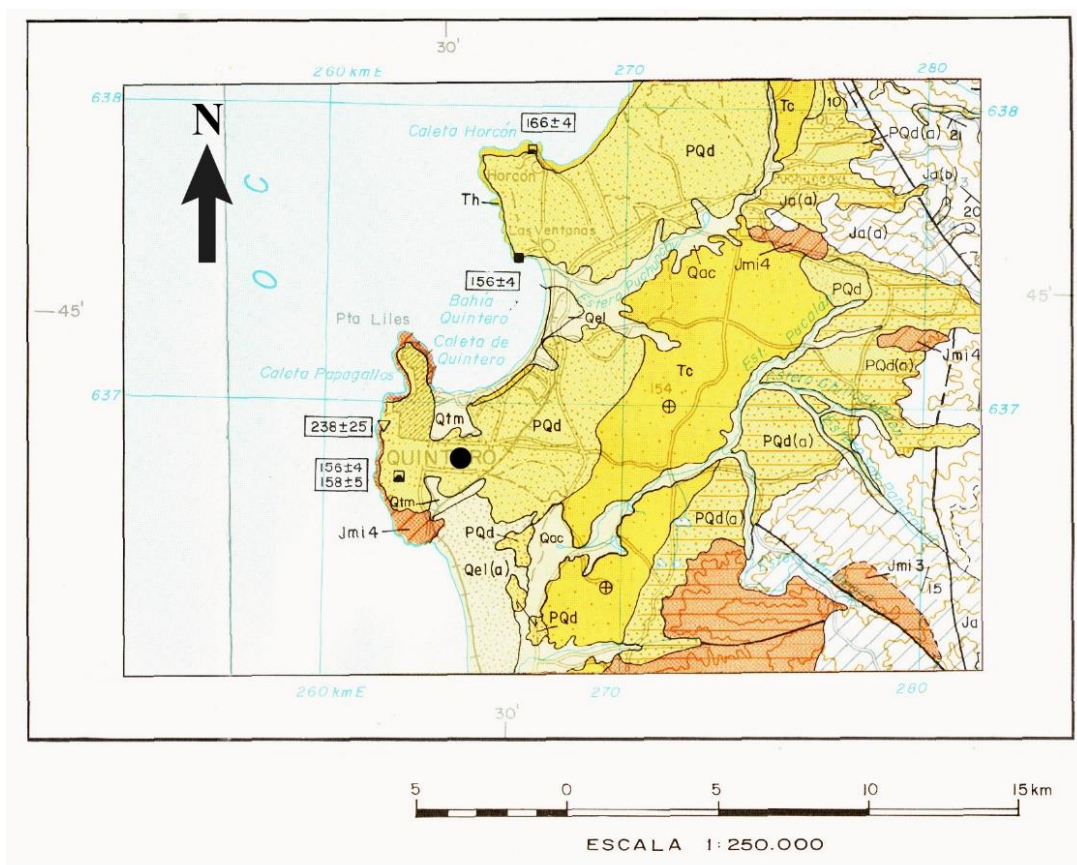
- | | | | |
|---|----------------------------|--|--|
|  | Jkd: Intrusivos dioríticos |  | MPlc: Formación Confluencia |
|  | MPlcq: Formación Coquimbo |  | Jas: Complejo subvolcánico Agua Salada |
|  | Q: Depósitos cuaternarios |  | Sitios de extracción de muestras |

Figura 5. Mapa geológico del área La Serena – La Higuera, en el que se ilustran los sitios de extracción de muestras referente al sector Lomas del Sauce y Los Clarines (Figura 1). Modificado de SERNAGEOMIN.

La Formación Coquimbo ha sido interpretada como perteneciente a un ambiente marino somero en presencia de sedimentos de relleno de bahía (López, 1965; Paskoff, 1970; Martínez, 1979; Martínez y Caro, 1980).

2.2.2 Formación Horcón

La Formación Horcón (Mioceno tardío – Pleistoceno temprano), por su parte, consta de depósitos semiconsolidados pertenecientes a la cuenca neógena de Navidad y aflora en el acantilado costero (producto de la acción erosiva del oleaje en los depósitos expuestos sobre la línea de costa) entre Caleta Horcón y Maitencillo desde el borde costero hasta el piedemonte al este de Puchuncaví (Figura 6). En la zona de Quintero, sobreyace en inconformidad a un basamento plutónico paleo-mesozoico (Unidad paleozoica Cochoa) (Espiñeira, 1989; Rivano *et al.*, 1993) y a la superunidad jurásica Mincha (franja de intrusivos mesozoicos que conforman gran parte de la faja más occidental de la Cordillera de la Costa; Rivano *et al.*, 1993), además de rocas volcánicas mesozoicas sobre una topografía irregular. Thomas (1958) la describe como una secuencia semiconsolidada, con un espesor aproximado de 45 m compuesta de areniscas, limolitas y arcillolitas con menores intercalaciones de conglomerados y coquinas disponiéndose de manera prácticamente horizontal (Carrillo-Briceño *et al.*, 2013). Se presenta cubierta por depósitos cuaternarios (paleodunas) o por cubierta vegetal y es modelada por terrazas marinas y canales fluvio-aluviales actuales. Hacia el continente, es posible observarla en laderas intervenidas antrópicamente para la construcción de caminos y, en la zona de Valparaíso, interdigitándose con la Formación Confluencia, la cual se compone (según Rivano *et al.*, 1993) de gravas, arenas y limos semiconsolidados de carácter continental y que engrana con la Formación Coquimbo hacia el norte. Los autores recién mencionados sugirieron incluir en la Formación Horcón a los depósitos costeros que forman parte del acantilado entre Viña del Mar y Concón (sector entre Las Salinas y Reñaca). Por su parte, Espiñeira (1989) ha reconocido esta formación en los cortes de esteros y quebradas en la planicie litoral que se extiende entre el valle del río Aconcagua y Catapilco.



Leyenda




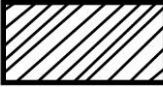


	PQd: Cuaternario indiferenciado		Qel, Qrm: Sedimentos eólicos, litorales y de remoción en masa
	Th, Tc: Formación Horcón y Confluencia		Ja: Formación Ajjal
	Jm: Superunidad Mincha		Sitio de extracción de muestras

Figura 6. Mapa geológico del área Quillota – Portillo, en el que se ilustra el sitio de extracción de muestras referente a la Formación Horcón. Modificado de SERNAGEOMIN.

Relativo al ambiente de depósito, distintos autores hacen referencia a un ambiente marino para esta formación (Thomas, 1958; Carrillo-Briceño *et al.*, 2013). En particular, Rivano (1992) lo interpreta como un ambiente de plataforma carbonatada templada con un alto influjo de detritos y Cuevas (2017), por su parte, señala que la formación hace referencia a un ambiente deltaico a marino somero (plataforma interna) en presencia de frentes de deltas tipo Gilbert observándose capas superiores de características fluvio-aluviales, capas frontales y capas inferiores correspondientes a un prodelta habiéndose desarrollado previamente ambientes transicionales de tipo litoral y eólico subyaciendo en contacto erosivo a las capas superiores y frontales del delta, de

manera adyacente a la línea de costa (Valentina Flores, comunicación oral). El dinamismo presente estaría relacionado a variaciones relativas del nivel del mar y del aporte de sedimentos, que provendría del alzamiento y erosión de la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa occidental.

2.2.3 Formación Navidad

La Formación Navidad (Mioceno temprano - medio) hace referencia a una de las cuatro formaciones neógenas que constituyen el Grupo Darwin. Ésta consta de depósitos marinos que, al igual que las formaciones anteriormente mencionadas, afloran en la costa de Chile central particularmente entre Valparaíso (~33°00'S) y Punta Topocalma (~34°30'S) (Encinas *et al.*, 2006) (Figura 7). Su espesor, que varía de 0 a *ca.* 200 m según Encinas *et al.* (2006), ha sido determinado indirectamente ya que no existe ningún sector donde se pueda levantar una columna que contenga la base y el techo de esta unidad, requiriéndose el uso de estratotipos componentes (Hedberg, 1980). La formación presenta escasos afloramientos entre San Antonio y Valparaíso y luego aflora de manera continua entre Punta Toro y Boca Pupuya, para proseguir de manera discontinua hasta Punta Topocalma (Encinas *et al.*, 2006).

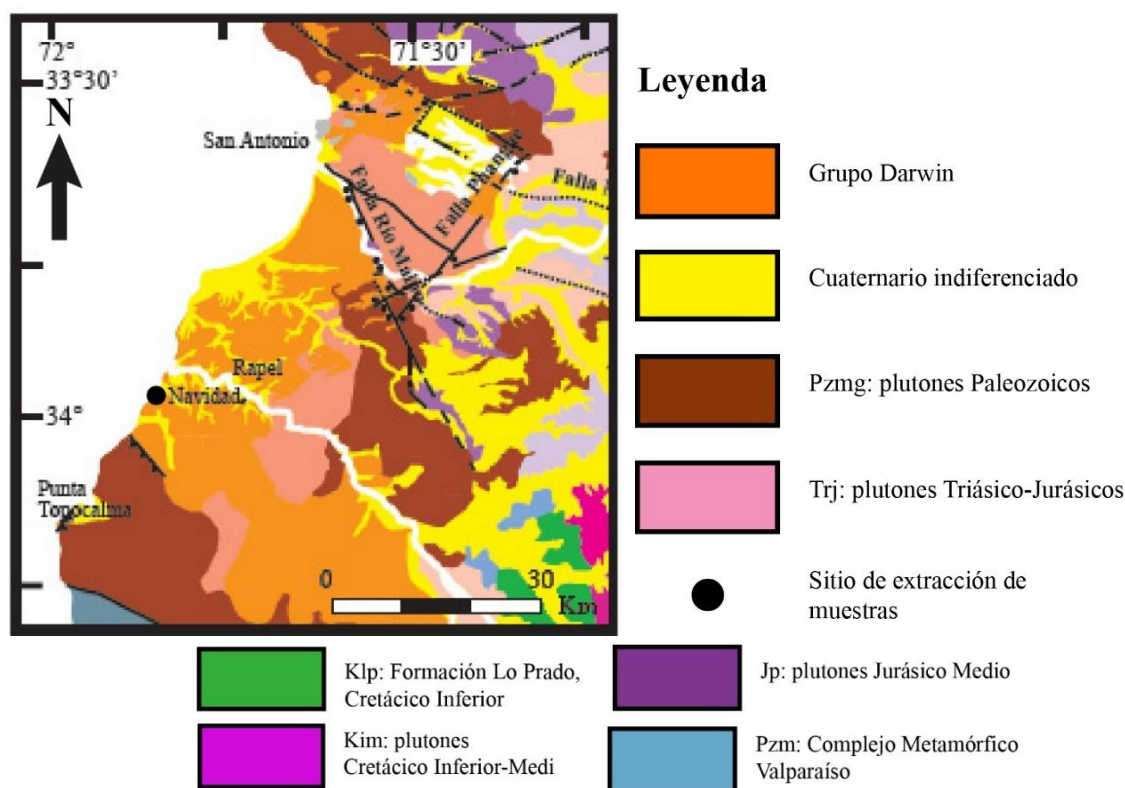


Figura 7. Mapa geológico del área de estudio referente a la Formación Navidad, en el que se ilustra el sitio de extracción de muestras (sector de Punta Perro). Modificado de Rodríguez, 2008.

El holoestratotipo de la formación se definió en la parte oeste de Punta Perro (área de interés para este estudio) cerca de la localidad de La Boca, mientras que el paraestratotipo se estableció en

la sección localizada en los cerros ubicados justo al norte del cementerio de Navidad (Encinas *et al.*, 2006). Variados autores han estudiado sus depósitos y han propuesto diversos esquemas estratigráficos para describirlos (*e.g.*, Etchart, 1973; Cecioni, 1978; Tavera, 1979). Según Encinas *et al.* (2006), ésta se define como depósitos compuestos por un conglomerado o coquina basal seguido de una alternancia de areniscas y limolitas con escasos conglomerados y coquinas. El primero sobreyace en inconformidad al basamento plutónico y metamórfico del Paleozoico y Mesozoico y aflora solo en ciertos sectores. Se compone de clastos redondeados a subangulosos de composición granítica (y en menor medida, de aquella del basamento metamórfico). Los fragmentos varían desde unos pocos milímetros a más de un metro, presentando un carácter clastosoportado en una matriz desde arenácea a limosa conteniendo moluscos, cirrípedos, corales solitarios, huesos de ballena, dientes de tiburón y foraminíferos neríticos, además de fragmentos de madera, ostras y equinodermos (Encinas *et al.*, 2008). Por su parte, el techo de la formación subyace en paraconformidad a la Formación Licancheu (Plioceno? (Encinas *et al.*, 2006)), de carácter marino somero, la cual hace referencia a intercalaciones de areniscas con escasos conglomerados y limolitas. Gutiérrez *et al.* (2013) subdividen a la Formación Navidad en dos miembros: uno inferior relativo al Mioceno temprano (26-16 Ma, obtenido a través de dataciones isotópicas de Sr/Sr), de 110 m de potencia que se compone de areniscas gruesas a medias intercaladas con capas lenticulares de areniscas guijarrosas; y una unidad superior relativa al Mioceno medio (16-12 Ma, obtenido a través del mismo método) y que posee areniscas finas a muy finas intercaladas con lutitas y arcillolitas (disminuyendo del primero al segundo la cantidad de invertebrados fósiles, clastos pumíceos y fragmentos de madera). Esta formación presenta, de manera local, una riqueza fosilífera considerable variando desde polen y hojas bien preservadas (ejemplos en Troncoso, 1991; Meón *et al.*, 1994; Hinojosa, 2005), microfósiles como foraminíferos y ostrácodos (Osorio, 1978; Martínez-Pardo, 1990; Ibaraki, 1992; Finger *et al.*, 2003), corales (Phillippi, 1887), briozoos (Phillippi, 1887), equinodermos (Kutscher *et al.*, 2004) y también macrofósiles como gastrópodos, bivalvos, crustáceos (Feldmann *et al.*, 2005), peces (Suárez *et al.*, 2006) y restos de tiburones (Phillippi, 1887; Tavera, 1960; Nielsen *et al.*, 2004; Suárez *et al.*, 2006).

Encinas y colaboradores (2008) son unos de los pocos autores, aparte de Darwin (1846), que reconocen la presencia de concreciones calcáreas ovoidales en depósitos asociados a esta formación, las cuales suelen contener material fósil y coalescer en capas concrecionarias de formas irregulares, paralelas a la estratificación. McLane (1995) postuló que estas concreciones se formaron durante la diagénesis vía descomposición de materia orgánica.

La determinación del ambiente sedimentario de la Formación Navidad no se encuentra exenta de controversias y discusiones, ya que distintos autores han reconocido evidencias de un ambiente marino tanto somero como profundo en las facies pertenecientes a esta formación. Con respecto al conglomerado basal, Encinas (2006) lo interpreta como perteneciente a un ambiente marino costero en donde los bloques deben haberse retrabajado (redondeado y pulido) por acción del oleaje. Acorde al trabajo de Le Roux *et al.* (2013), éste representa el primer evento de transgresión marina en el Mioceno temprano, al comienzo del depósito de la formación. En base a observaciones sedimentológicas, micropaleontológicas (particularmente de foraminíferos bentónicos) e icnológicas, Encinas (2006), Encinas *et al.* (2008) y Finger *et al.* (2007) atribuyen a la formación un ambiente marino profundo, de talud continental a plataforma externa en virtud de la existencia de la icnofacies Zoophycos, (icnogéneros Chondrites y Zoophycos), típica de ambiente de talud (caracterizado por un bajo nivel de oxígeno, alta carga orgánica y presencia de aguas tranquilas)

(Frey y Pemberton, 1984; Buatois *et al.*, 2002), además de la presencia de foraminíferos bentónicos de carácter batial y depósitos irregulares que sugieren la existencia de flujos de gravedad (flujos de detritos y corrientes de turbidez). La presencia de “moluscos de agua profunda” como serían los géneros *Otukaia*, *Struthiochenopus*, *Falsilunatia*, *Dalium*, *Adelomelon* y *Exilia* (Nielsen *et al.*, 2004), sumado a bajas tasas de sedimentación indicadas por la intensa bioturbación presente y la existencia de mezclas batimétricas de especies tanto litorales como neríticas y batiales (foraminíferos, ostrácodos y gastrópodos), indicaría transporte y depósito a profundidades mínimas de 2000 m (Encinas *et al.*, 2008).

Por otro lado, Gutiérrez *et al.* (2013) evidencian abundantes trazas referentes a las icnofacies *Skolithos* (*Ophiomorfa* isp., *Skolithos linearis*) y *Cruziana* (*Thalassinoides* isp.) en areniscas pertenecientes a la formación, atribuidas a periodos cortos de alta energía, altos niveles de oxígeno y profundidades sobre los 200 m (es decir, a un ambiente marino somero). Además, estas areniscas contienen moluscos encontrados *in situ*, como son los géneros *Turritella*, *Astele*, *Ameranella*, *Lassia*, *Austrotoma*, *Lamprodomina*, *Olivancillaria* y *Testallium* (Nielsen *et al.*, 2004). Postulan, además, que la existencia de evidencias paleontológicas de distintos ambientes de depósito se debe a las variaciones laterales de facies presentes o procesos de surgencia (upwelling). Asimismo, los estudios realizados por Gutiérrez *et al.*, 2013, considerando la presencia de: (1) ondulitas de oleaje simétricas en areniscas, (2) la existencia del género *Turritella* (tanto *in situ*, disperso en el sedimento como formando parte de lentes) y (3) la ocurrencia de alas de insectos terrestres bien preservadas y otros restos, además de abundantes hojas fósiles completas en buen estado de preservación y polen encontrado (99.7% de palinomorfos continentales, inconsistente con un ambiente batial), señalan un ambiente de plataforma continental a parte más alta del talud continental de hasta 200 m de profundidad, en donde los paquetes de areniscas representarían deltas y depósitos marinos someros (de plataforma interna), mientras que los paquetes de limolita-lutitas se depositarían en un ambiente de plataforma continental externa a parte más alta de talud continental, sugiriendo la formación de deltas de talud progradacionales originados en periodos de nivel del mar alto. Señalan, asimismo, que las oscilaciones de nivel del mar o movimientos tectónicos son los responsables de las variaciones laterales de facies existentes. También, las capas superiores de arenisca muy bien seleccionada, que presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo y el taxón *Macaronichnus segregatis* (el cual es común de condiciones de extremadamente alta energía (Pemberton *et al.*, 2001)), indicarían un ambiente de frente de playa.

2.3 Edades

Los depósitos marinos neógenos ubicados a lo largo de la costa pacífica sudamericana han sido atribuidos a distintos rangos geocronológicos en base a diferentes evidencias observadas. Aquellos ubicados en el norte de Chile, a unos 80 km al sur de Iquique (21° S) son atribuidos al Mioceno tardío – Plioceno en base al estudio de diatomeas (Padilla y Elgueta, 1991). Cerca de Antofagasta, en la localidad Caleta la Herradura de Mejillones (23° S), Ibaraki (2001) le atribuye una edad que varía desde el Mioceno temprano al tardío en base a foraminíferos planctónicos. En la localidad de Caldera (27° S) y Carrizalillo (29° S), los depósitos neógenos son atribuidos al Mioceno medio – Plioceno (Achurra, 2004; Le Roux *et al.*, 2005).

Con respecto a la edad de la Formación Coquimbo, se ha atribuido al intervalo Plioceno – Pleistoceno basado en la macrofauna fósil contenida en ésta (Herm, 1969; Emparan y Pineda, 2000). En particular, la asociación de invertebrados fósiles en estos niveles permite atribuir una edad Pliocena tomando en cuenta los rangos estratigráficos propuestos por Guzmán *et al.* (2000) (De los Arcos *et al.*, 2013). Por otro lado, estudio de biocrones en diversas especies paleontológicas presentes, además de dataciones isotópicas de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ en conchas de macrofósiles llevados a cabo analizando 16 columnas estratigráficas en el sector de la bahía de Tongoy, entregan edades en el intervalo Mioceno – Plioceno para la formación (Le Roux *et al.*, 2006).

Referente a la Formación Horcón, se han reconocido más de 60 taxa entre vertebrados e invertebrados fósiles que permiten atisbar su edad. Los primeros estudios paleontológicos realizados por Tavera en 1957 (Thomas 1958) asignaron la fauna marina al Mioceno. Luego, Thomas (1958) postula que el depósito ocurrió durante el Neógeno tardío mientras que Carrillo – Briceño *et al.* (2013) señalan que la formación es posterior al Plioceno tardío, en base a la observación de 12 taxa de condricios fósiles y bivalvos (*Callorhynchus* sp.; *Heterodontus* sp.; *Carcharodon carcharias*; *Isurus oxyrinchus*; *Galeorhinus galeus*; *Carcharhinus brachyurus*; *Hexanchus griseus*; *Squatina* sp.; *Pristiophorus* sp.; Rajidae; Dasyatidae y Myliobatidae), además de encontrar nuevamente los bivalvos *Chlamys* cf. *Hupeanus*; *Panopea coquimbensis* y los gastrópodos *Chorus blainvillei*; *Chorus doliaris* y *Hermineospina mirabilis*). Posteriormente, se reconocen en la formación asociaciones de aves del Plioceno tardío (*Spheniscus humboldti*, *E. moseleyi*, Spheniscidae indet.), además de una nueva especie de pingüino crestado (*Eudyptes calauina* sp. nov.) gracias a los trabajos de Hoffmeister *et al.* (2014). Posteriormente, aportes geocronológicos del trabajo de Cuevas (2017) en base a dataciones U/Pb en circones detríticos en la localidad tipo de la formación (caleta homónima), indican que la Formación Horcón fue depositada durante el Mioceno tardío, en virtud de las rocas sedimentarias marinas de edad Miocena presentes en la localidad de Mantagua, y el Pleistoceno temprano con una edad máxima de depósito de ca. 1.7 Ma (Calabriense). Las nuevas dataciones de U/Pb en circones detríticos indican que la Formación Horcón se depositó entre el (¿Mioceno tardío?) Plioceno temprano y el Pleistoceno temprano.

Estudios de Tavera en 1957 (Thomas 1958) asignaron la fauna marina al Mioceno correlacionando esta formación con el piso de la Formación Navidad. Asimismo, Horcón se ha correlacionado posteriormente con la base de la Formación Coquimbo, Navidad y La Cueva (Tavera, 1960, Rivano y Sepúlveda, 1991; Rivano *et al.*, 1993; Encinas *et al.*, 2006).

Con respecto a la edad de la Formación Navidad, ésta ha sido objeto de bastante controversia debido a los distintos rangos cronoestratigráficos (Figura 61, Anexo) entregados por los macrofósiles (moluscos, que indican una edad Miocena inferior) y microfósiles (foraminíferos planctónicos, que indican una edad Mioceno Superior – Plioceno Inferior (Tavera, 1979; Encinas *et al.*, 2006).

Tavera (1968, 1979) asignó una edad Burdigaliana (Mioceno temprano) a la formación en base a correlaciones con moluscos de la Patagonia argentina. Por otro lado, variados autores han propuesto, en base al estudio de foraminíferos presentes, edades como Mioceno temprano (Dremel

en Herm, 1969), Mioceno medio (Martínez-Pardo y Valenzuela, 1979), Mioceno temprano a tardío (Martínez-Pardo, 1990) y Mioceno tardío (Martínez-Pardo y Osorio, 1964; Cecioni, 1970; Osorio, 1978; Ibaraki, 1992). Por su parte, Encinas *et al.*, 2008, en base a foraminíferos planctónicos, proponen que el depósito de esta formación tuvo lugar en el Tortoniano (Mioceno tardío). Las formaciones Ranquil y Lacui, ambas correlacionables a Navidad, han sido adscritas al Mioceno. La primera, por Tavera (1942) en base a moluscos y por García (1968) en base a foraminíferos; y la segunda, al Mioceno medio tardío en base al estudio de foraminíferos (SERNAGEOMIN, 1998).

No obstante, el estudio realizado por Gutiérrez *et al.* (2013) señala una edad comprendida entre el Mioceno temprano a medio para esta formación en virtud de dataciones realizadas en macro-fósiles encontrados *in situ*, arrojando edades entre los 22.5 y 18.9 Ma (Mioceno temprano) y evidenciado por la matriz que rellena la cavidades de los moluscos (la cual es idéntica a aquella que compone al sedimento circundante o huésped); con conchas extremadamente bien preservadas y la existencia de bivalvos articulados con ornamentaciones delicadas y hojas fósiles con un muy buen estado de preservación. Además, dataciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en muestras de *O. Claneophila* en la localidad tipo de la formación arrojan edades de 24.7 ± 0.4 y 20.4 ± 0.5 Ma (Encinas, 2006), equivalentes al Mioceno temprano. Por su parte, dataciones radiométricas de Ar/Ar y K/Ar, llevadas a cabo en clastos pumíceos, (referente a volcanismo contemporáneo) también avalan este rango estratigráfico ($16.41 \pm 0.45 - 12.87 \pm 0.5$ Ma, fines del Mioceno temprano a medio) (Gutiérrez *et al.*, 2013). Dientes de tiburón registrados por Suárez *et al.*, (2006), en particular del elasmobranquio poco común *Carcharoides Totuserratus*, permiten restringir el rango cronoestratigráfico al Oligoceno tardío – Mioceno temprano (Suárez y Marquardt, 2001).

CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO

3.1 Concreciones carbonáticas

Las concreciones corresponden a estructuras sedimentarias químicas de morfología variada presentes en rocas sedimentarias de distintas edades y ambientes de depósito (tanto continentales como marinos), caracterizadas por presentar variaciones químicas con respecto a su entorno (matriz o sedimento huésped), ya que constituyen el producto de una precipitación localizada de cemento en el espacio de poros (siendo los cristales comúnmente más pequeños que éstos últimos y pudiendo presentar diversas composiciones). Por ejemplo, existen aquellas carbonáticas (cuyo cemento se compone de calcita, dolomita, ankerita, siderita o, raras veces, magnesita férrica), las compuestas de óxidos de hierro/manganeso, las fosfáticas o silíceas, entre otras (Marshall y Pirie, 2013). Una característica importante de estas estructuras es que su crecimiento se ve favorecido, en general, alrededor de un núcleo de origen diverso, pudiendo variar desde granos minerales a restos paleontológicos (o colecciones de éstos). Las concreciones varían desde tamaños centimétricos (nódulos) a métricos (Marshall y Pirie, 2013) y se consideran un fenómeno post depositacional, en tanto se observa generalmente contenido fósil bien preservado y estructuras sedimentarias en su interior, lo cual es facilitado por la participación de un fluido sobresaturado en el componente a precipitar. Las concreciones y nódulos se observan en distintos lugares del planeta y se han estudiado en variadas localidades, en sus comienzos debido a su potencial económico (Bernhard y Blissenbach, 1988; Halbach y Puteanus, 1988a) y posteriormente para desentrañar el tipo de procesos (dígase contribución de materia orgánica y reacciones diagenéticas, por ejemplo) que han permitido dar origen a estas estructuras.

La manera en que las propiedades físicas (porosidad, permeabilidad, reología) de las concreciones se desarrollan durante su crecimiento son controladas por la historia de cementación (Raiswell y Fisher, 2000). El espacio disponible para la cementación depende de cuándo ésta se lleve a cabo (es decir, de la relación temporal entre la precipitación y la historia compactacional): si ocurre previo a una compactación considerable, el cemento ocupará abundante espacio de la concreción (caso concreciones de diagénesis temprana o pre-compactacionales); si ocurren después del enterramiento, existe una reducción de la porosidad (caso de concreciones tardías) (Fürsich *et al.*, 1992). Ambas presentan diferencias en términos morfológicos y texturales.

Evidencias sedimentológicas y biogénicas como la preservación tridimensional de material esquelético no fracturado, tejidos blandos (Martill, 1988) y estructuras sedimentarias mecánicas y biogénicas no deformadas (Maples, 1986; Savrda y Bottjer, 1988), indican que la cementación fue suficiente para otorgar resistencia ante los efectos de la compactación dentro de la concreción (Raiswell y Fisher, 2000). A su vez, hay varias otras que indican que las concreciones eran pobremente litificadas y plásticas en sus inicios más que rígidas (aludiendo a la presencia de espacio de poro disponible que pueda ser rellenado *a-posteriori* con cemento tardío) presentando una cementación incompleta, siendo más bien parches difusivos de sedimento poco cementado litificándose gradualmente (Marshall y Pirie, 2013). La cementación temprana incompleta puede preservar la porosidad tal que sea rellenada en el enterramiento tardío (Raiswell y Fisher, 2000). Por otro lado, también hay evidencia convincente de fractura frágil (Hudson, 1978).

Marshall y Pirie (2013) señalan que la morfología de las concreciones también se ve sujeta a la granulometría del sustrato en el que se desarrollan, además del grado compactacional existente (Mavotchy *et al.*, 2016, El Albani *et al.*, 2001, 2002; Hudson, 1978; Marshall y Pirrie, 2013) (Figura 8). Si se producen en sedimento fino, posterior a una compactación considerable, los minerales de arcilla tienden a orientarse con su eje mayor perpendicular a la dirección del esfuerzo principal, esto es, paralelo a la horizontal (sumado a una pérdida considerable de agua al aumentar la presión litostática). Esto produce la llamada “anisotropía en la permeabilidad”, la cual favorece la permeabilidad horizontal por sobre la de tipo vertical para el movimiento del agua de poros implicando morfologías achatadas con una dirección preferencial de crecimiento paralela a la estratificación. Por otro lado, señalan que la granulometría de las areniscas no favorece alguna dirección de crecimiento preferencial, por lo que se le asocian morfologías más bien esféricas a elipsoidales. Sin embargo, a veces, formas peculiares pueden presentarse en areniscas si es que existe una permeabilidad de fábrica primaria (control por distribución de arcillas, por ejemplo).

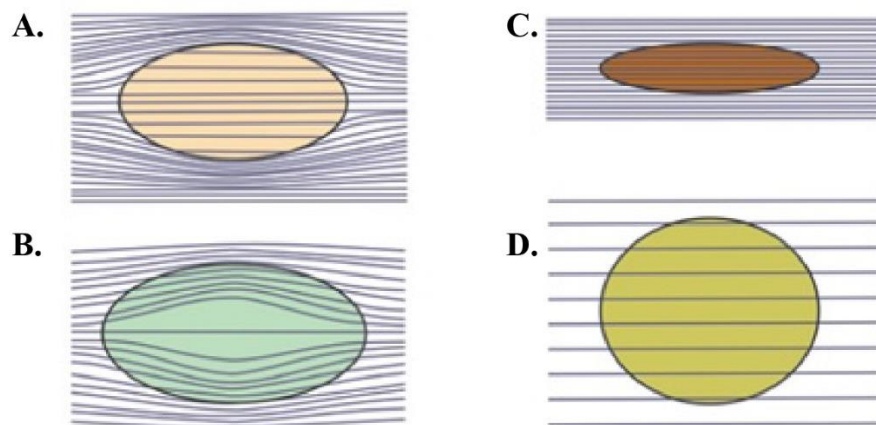


Figura 8. Relación temporal entre el crecimiento concrecionario y la compactación sedimentaria. A: concreción formada previo a una compactación considerable. B: concreción creciendo durante la compactación. C: concreción formada luego de la compactación, alojada en sediment pelítico. D: concreción formada luego de la compactación, alojada en sedimento psamítico. Extraído de Marshall y Pirrie (2013).

Las concreciones de diagénesis temprana son importantes fuentes de datos paleontológicos, pues contienen fósiles preservados en forma tridimensional con respecto a los presentes en el sedimento huésped (Maples, 1986; Landman y Klofak, 2012). Es más, las implicancias paleontológicas que conllevan aquellas concreciones que presentan contenido fosilífero también ha sido estudiado con bastante interés. Ciertas investigaciones han enfatizado que el modo de preservación fosilífera en las concreciones puede influenciar la calidad de los datos disponibles de estudios paleontológicos (Sessa *et al.*, 2009).

Los horizontes concrecionarios son útiles en análisis de cuencas y estratigrafía secuencial puesto que preservan características que permiten la reconstrucción de eventos e intervalos de tiempo que no son documentados en el registro sedimentario (como fases de erosión, periodos de no depósito, cementación temprana, etc.) (Fürsich *et al.*, 1992). Raiswell y Fischer (2000) han

sugerido que la ocurrencia de concreciones en ciertos horizontes localizados alude a cambios en la tasa de acumulación. Se cree que la formación y crecimiento de concreciones se ven favorecidos por periodos de *hiatus* deposicional (sedimentación reducida u omisión) (Fürsich, 1979; Raiswell (1988); Raiswell y Fisher, 2000), el que permite que los iones difundan en el tiempo a través del sedimento para formar estas estructuras. De lo contrario, bajo condiciones de sedimentación continua, las zonas geoquímicamente propicias para la formación de carbonatos migrarían ascendentemente al tiempo que ocurre la acumulación y cualquier precipitado se dispersaría en el sedimento o se volvería a disolver debido al cambio en las condiciones durante el enterramiento. Una completa ausencia de sedimentación (o una disminución abrupta en la tasa) es necesaria para que los procesos de reacciones microbiales localicen la precipitación de carbonatos por un tiempo suficiente para que se logre desarrollar un horizonte concrecionario (Raiswell, 1987).

A través de las últimas décadas, ha existido un avance evidente en la identificación del tiempo y naturaleza del origen y tipos de crecimiento concrecionario, existiendo debate al respecto (Curtis y Oertel, 1972). Una cantidad de concepciones previas se han anulado por avances teóricos y por datos de nuevos estudios (Marshall y Pirrie, 2013).

Tres modelos genéticos, miembros extremos, son propuestos por Raiswell y Fisher (2000) (además de autores previos), los que reflejan diferentes mecanismos a partir de los cuales se puede obtener la sobresaturación de carbonato necesaria para la precipitación y subsecuente crecimiento concrecionario. Cada modelo se identifica con una combinación diferente de condiciones físico-químicas (aunque éstas pueden ir variando mientras dure el crecimiento concrecionario y los estados de crecimiento temprano y tardío pueden ser fácilmente descritos por diferentes modelos). Éstos son:

(i) Modelo de equilibrio (Raiswell, 1971b): utiliza las zonaciones radiales en la mineralogía y composición concrecionaria para describir cambios en la química del agua de poros durante la diagénesis. Aquí, se asume que ocurre en sedimentos donde la sobresaturación del agua de poros con respecto a lo carbonatos se encuentra distribuida de manera homogénea (Figura 9). La precipitación se inicia donde quiera que haya un núcleo (ya sea macro o microscópico) hasta que suficientes sitios son utilizados para el crecimiento tal que el agua de poros se mantiene en, o cerca de, la saturación. El carbonato es aportado directamente desde el agua de poros circundante vía difusión (producto de la existencia de gradientes de concentración) y simplemente refleja la composición química e isotópica de ésta.

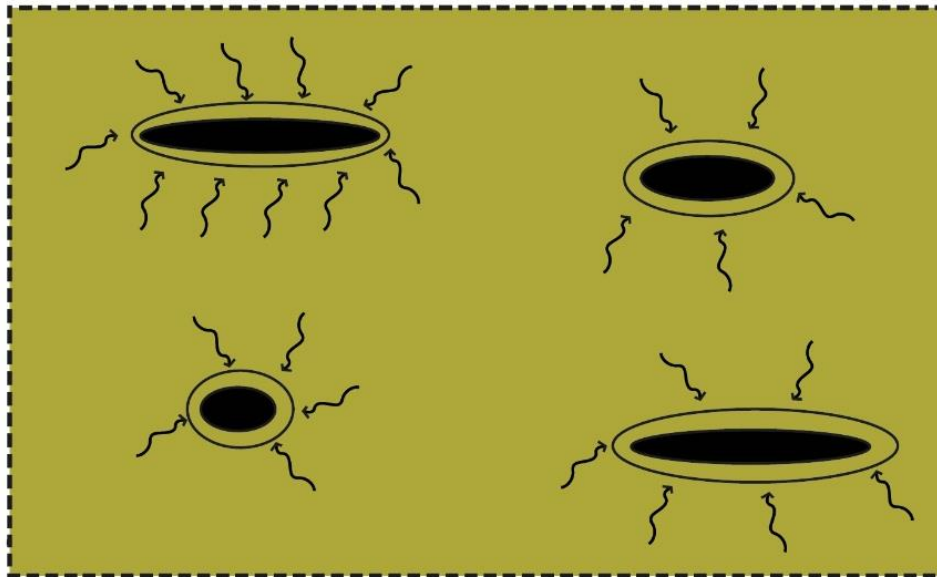


Figura 9. Ilustración del modelo de equilibrio: la sobresaturación (homogéneamente distribuida; línea discontinua) se lleva a cabo vía difusión donde quiera que exista un núcleo que favorezca una nucleación heterogénea.

(ii) Modelo de equilibrio local: formulado en primera instancia por Raiswell (1976) y desarrollado después por Coleman y Raiswell (1993, 1995), propone que reacciones diagenéticas mediadas biológicamente (procesos microbiales como reducción de sulfatos, oxidación anaeróbica de metano y metanogénesis (Hudson, 1978; Raiswell 2003)) ocurren lo suficientemente rápido en el sitio concrecionario para crear y mantener microambientes en los cuales el carbonato disuelto (y otros productos microbiales) están presentes en mayores concentraciones que en el sedimento circundante (Figura 10). Estos ambientes de sobresaturación local y forzada ocurren producto de un decaimiento microbiológico de materia orgánica residual o luego de la muerte de algún individuo (como ocurre en las lutitas de Fayetteville (Zangerl *et al.*, 1969), donde el crecimiento ocurrió alrededor de material coprolítico y en conchas que contienen restos orgánicos) e influyen en el crecimiento concrecionario. Es un prerrequisito para este modelo que exista una concentración de materia orgánica altamente reactiva en el sitio concrecionario. Esto tiende a apuntar a profundidades relativamente someras para el crecimiento, dado que los estudios modernos muestran que la mayor parte de la materia orgánica metabolizable apenas sobrevive el enterramiento. El carbonato concrecionario precipita gracias a la alcalinidad derivada del decaimiento local de materia orgánica y la composición química e isotópica de la concreción reflejan aquella del microambiente, pudiendo ser muy distinta a la del sedimento circundante.

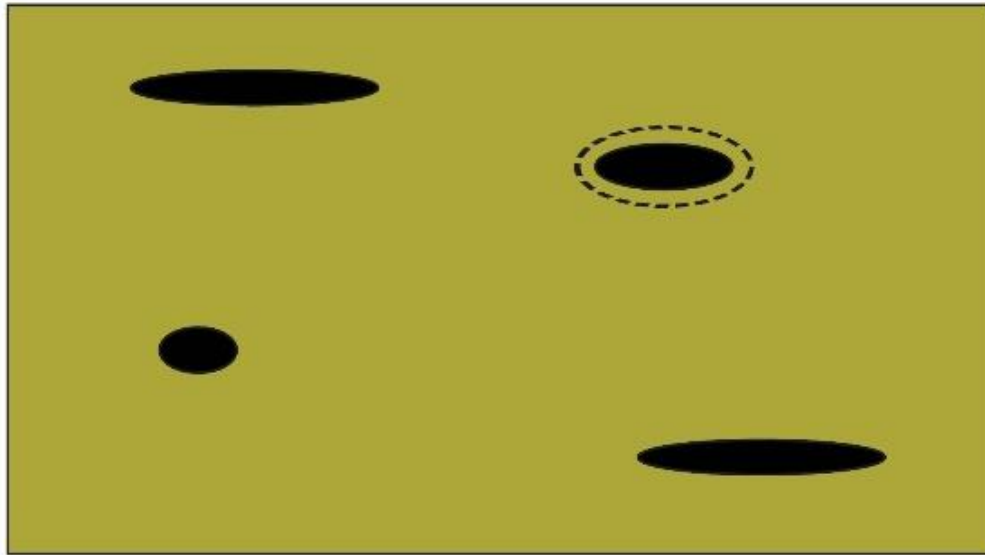


Figura 10. Ilustración del modelo de equilibrio local: la sobresaturación (línea discontinua) se produce localmente vía procesos de descomposición de materia orgánica mediados biológicamente y de difusión.

(iii) Modelo de mezcla de fluidos: este modelo proviene de las sugerencias de Hudson y Friedman (1974) y Hudson (1978), que señalan la participación de aguas meteóricas en la formación de minerales septarios y posiblemente de concreciones; además de la observación de crecimiento concrecionario dado por la mezcla de fluidos (Figura 11) en sedimentos marinos profundos. Los autores sugieren que la mezcla de fluidos (implicando flujo iónico) puede haber sido decisivo para inducir o continuar el crecimiento concrecionario. Por ejemplo, estudios de la cinética de precipitación de la calcita (Walter, 1986) muestran claramente que tanto el sulfato como el magnesio inhiben las tasas de precipitación de ésta última. El crecimiento en fluidos de agua de mar ($Mg/Ca=5$) es 16 veces más lento que en las mismas soluciones con una razón unitaria de Mg/Ca . El sulfato tiene el mismo efecto (aguas de mar sulfatadas disminuyen las tasas de crecimiento), lo que no se observa con variaciones en el contenido de $NaCl$. Walther (1986) concluye que la precipitación de calcita debería verse favorecida en aguas de poro en las que el sulfato ha sido deprimido debido a reducción de sulfatos. La participación de un fluido externo podría ayudar adicionalmente a la precipitación al hacer disminuir la razón Mg/Ca , siendo las aguas meteóricas comúnmente enriquecidas en Ca respecto del Mg . Ninguno de los tres modelos es necesariamente inconsistente con cualquiera de los tipos de crecimiento concrecionario, concéntrico o pervasivo (ver a continuación).

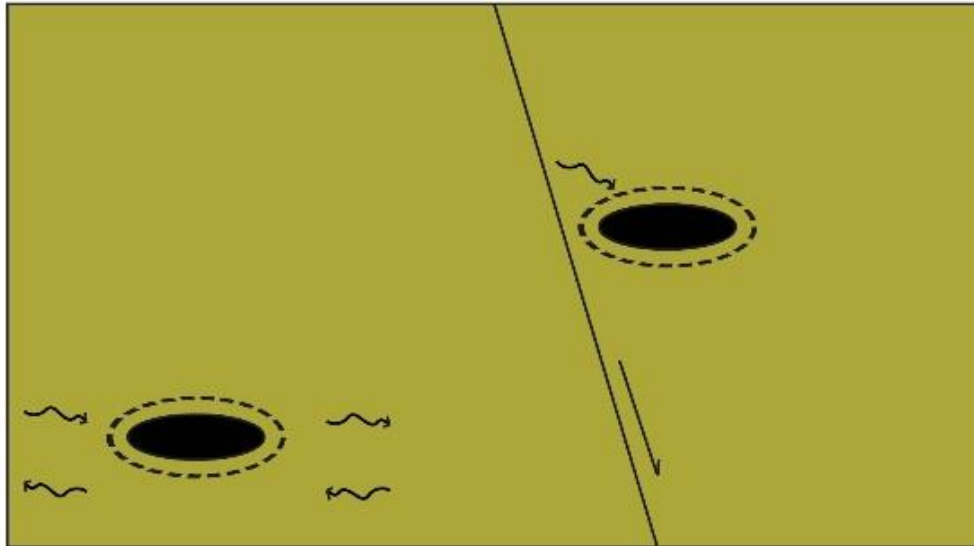


Figura 11. Esquema representando el modelo de mezcla de fluidos, en el que el crecimiento concrecionario y la sobresaturación implicada (línea discontinua) se verían favorecidos por un intercambio de fluidos eventualmente facilitado por estructuras previas.

Varios modelos se han propuesto para el crecimiento de las concreciones (Figura 12), siendo aquél tradicional el de tipo concéntrico basado en “una adición progresiva de carbonato a la superficie externa de la concreción en crecimiento” (Mozley, 1995), basado en un modelo de relleno pasivo (en el que queda poca porosidad residual que permita el acceso posterior de fluidos). Sin embargo, el autor recién citado hace referencia a un método de crecimiento más complejo en el que se comienza con una nucleación y precipitación simultánea de parches de carbonatos aislados en el sedimento circundante, que entran en contacto entre sí formando la red concrecionaria. Evidencias de este tipo de crecimiento aluden, por ejemplo, a una zonación mineralógica de pequeña escala en caso de rocas pelíticas y a la presencia de una cementación temprana incompleta evidenciada por la presencia de cemento temprano y tardío dentro de concreciones calcáreas, sideríticas y dolomíticas (evidencias que no son excluidas por aquellas que respaldan el de tipo concéntrico). Más recientemente, se ha sugerido que la proporción de cemento dentro de la concreción no puede siempre ser usada para calcular la porosidad del sedimento huésped al tiempo del crecimiento concrecionario (ejemplos en Mozley, 1989; Fisher *et al.*, 1998; Raiswell, 1987), debiendo no asumirse éste último a menos de que exista evidencia directa. De hecho, si no se tienen indicios texturales significativos, las concreciones podrían haberse formado por cualquiera de los dos procesos (Raiswell y Fisher, 2000).

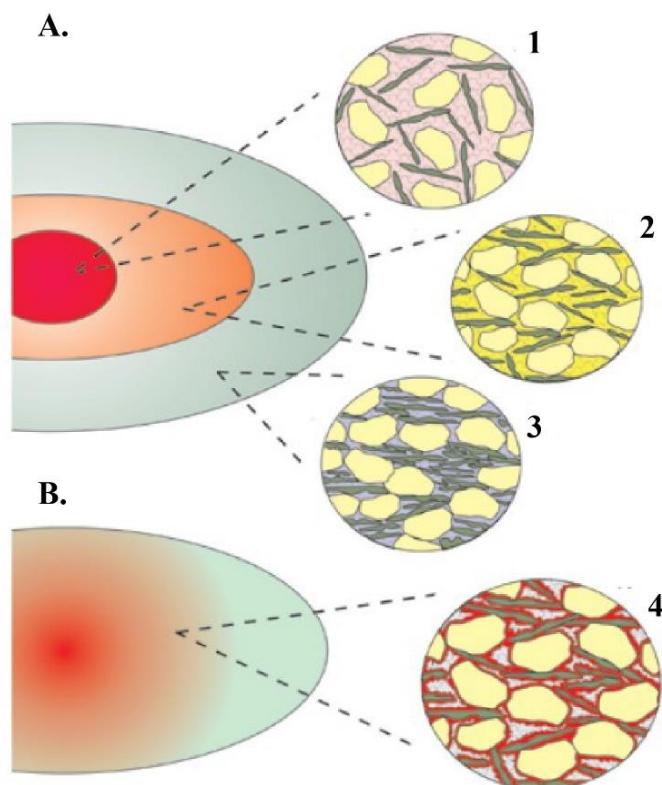


Figura 12. Ilustración de los dos modos de crecimiento concrecionario: pervasivo y concéntrico (A y B). A la derecha, se evidencian distintas microfábricas posibles de observar a lámina delgada. A: modelo concéntrico, en el que la concreción creció durante distintos estadios compactacionales. B: crecimiento pervasivo que evidencia una cementación temprana incompleta dando lugar al relleno del espacio de poros por generaciones tardías de cemento.

Tres décadas de estudio intenso de los procesos microbiológicos, especialmente reducción de sulfatos en sedimentos marinos anaeróbicos someros modernos y en una gran variedad de ambientes sedimentarios, no revelan signos de actividad concrecionaria activa análoga a aquella encontrada en el registro estratigráfico antiguo (Raiswell y Fisher, 2000). El agua de poros en la zona de reducción de sulfatos y hacia abajo (Canfield y Raiswell, 1991) están comúnmente sobresaturados en calcita, pero la precipitación parece verse inhibida por una variedad de especies (Morse y Mackenzie, 1990) como el magnesio y sulfato (Walter, 1986). Se han observado nódulos irregulares de siderita en sedimentos modernos con distintos rasgos a los antiguos, y concreciones carbonáticas pobremente litificadas de diámetros centimétricos compuestas de microesparita y esparita se han encontrado asociadas a mezcla de fluidos en el prisma de acreción de Oregon (Kopf *et al.*, 1995).

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1 Formación Coquimbo

Con respecto a las muestras obtenidas en la Formación Coquimbo, la Figura 14 presenta la columna estratigráfica asociada a los depósitos observados en la zona correspondiente a la localidad de Lomas del Sauce (Figura 1), de donde se extrajeron las muestras Coq_02, 04 y 05 y la Figura 13 evidencia el interior de la calicata donde se levantó la columna. La sucesión presenta una potencia de 6.25 m y consta de intercalaciones de limolitas con niveles coquináceos finos y areniscas. Las primeras pueden alcanzar hasta 4 m de potencia (capa 2), mientras que los conglomerados no superan los 15 cm (capas 1 y 3). Por su parte, los niveles de areniscas varían desde 10 cm (capa 3) a 1 m (capa 7). Los estratos presentan geometría planar y un carácter subhorizontal. Estructuras sedimentarias como laminación cruzada en artesa y nódulos carbonáticos y de óxidos de hierro, además de una gran diversidad de contenido paleontológico, son posibles de encontrar en la sucesión (bivalvos, cetáceos, cirrípedos, decápodos, fragmentos de huesos y dientes, serpúlidos, etc.).



Figura 13. Fotografía del interior de la calicata donde se levantó la columna estratigráfica referente al sector Lomas del Sauce.

La zona referente a Los Clarines (Figura 1) ha sido estudiada mediante la inspección de zanjas y calicatas de 3 m de profundidad (Partarrieu, en prep.), en los que es posible observar un conjunto de estratos compuestos de arenas y coquinas de geometría lenticular, cuñiforme y/o irregular (Figura 15), en presencia de importantes cambios laterales de facies. La muestra Coq_06 fue extraída desde uno de estos estratos (areniscas bioclásticas con cemento calcáreo) al interior de la calicata N°2 (CP2; Partarrieu, en prep.).

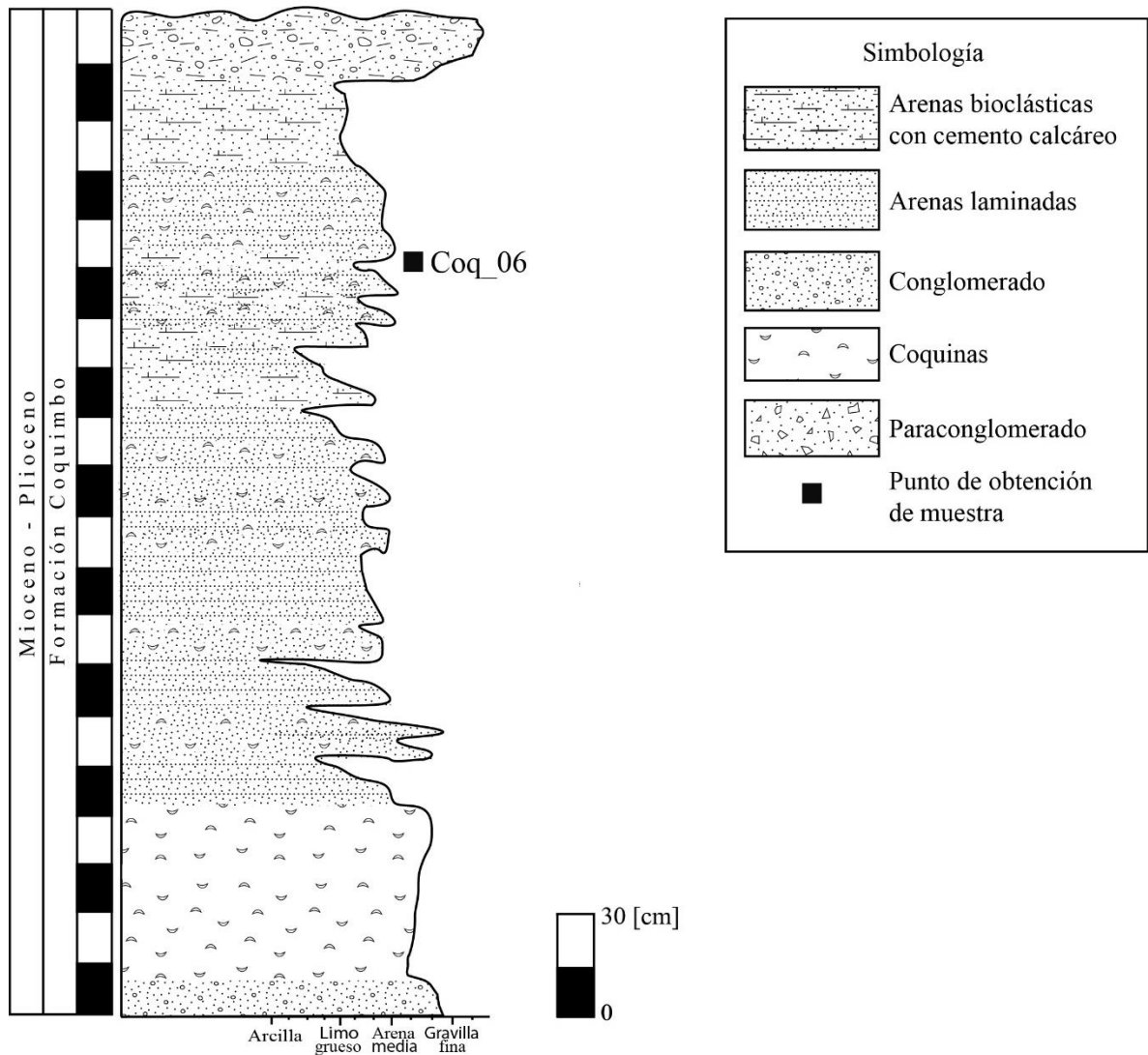


Figura 15. Columna estratigráfica del sector Los Clarines y sitio de obtención de la muestra Coq_06 (capa de arenas bioclásticas con cemento calcáreo). Modificado de Partarrieu (en prep.).

4.1.1 Descripción macroscópica, microscópica y análisis XRD de muestras

Coq_02: en esta muestra se observan nódulos color negro, subsféricos, elipsoidales a irregulares en una matriz de arcilla limosa color gris/blanco-amarillento (Munsell: 5Y 8/3),

pertenecientes a la capa 4 (Figura 16). Los nódulos varían de 0.8 a 8 mm de diámetro, siendo éstos últimos de carácter coalescente.

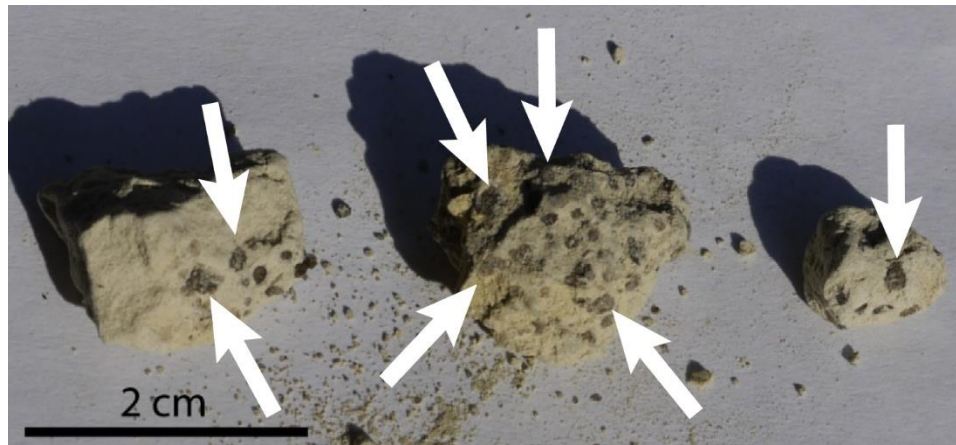


Figura 16. Imagen de la muestra Coq_02, en la que se señalan los nódulos color negro posibles de observar (flechas blancas).

El difractograma de rayos X evidencia la presencia de cuarzo, albita, fluorapatito y natrojarosita como fases principales presentes (Gráfico 1). Para esta muestra en particular, se realizó un análisis vía SEM-EDS para analizar su composición elemental, el cual arrojó la presencia de Na, Al, K, Si, O, P, S y Ca con menores cantidades de Mg, Mn y Fe en los nódulos presentes; y los mismos elementos, además de F, Ti y Cl, para el material circundante a éstos (Figura 17 y Figura 18).

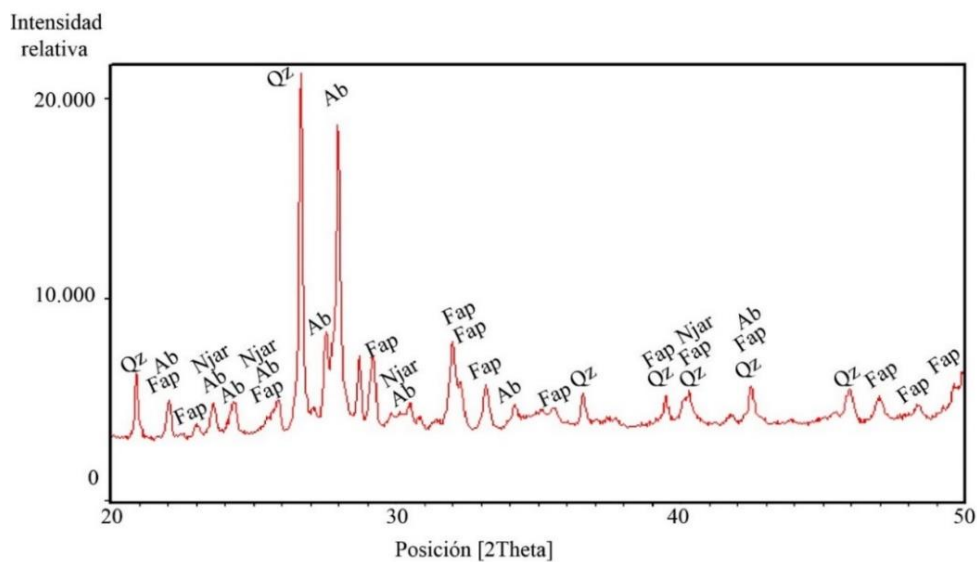


Gráfico 1. Difractograma de rayos X asociado a la muestra Coq_02 evidenciando las fases principales presentes (albita, cuarzo, fluorapatito y natrojarosita).

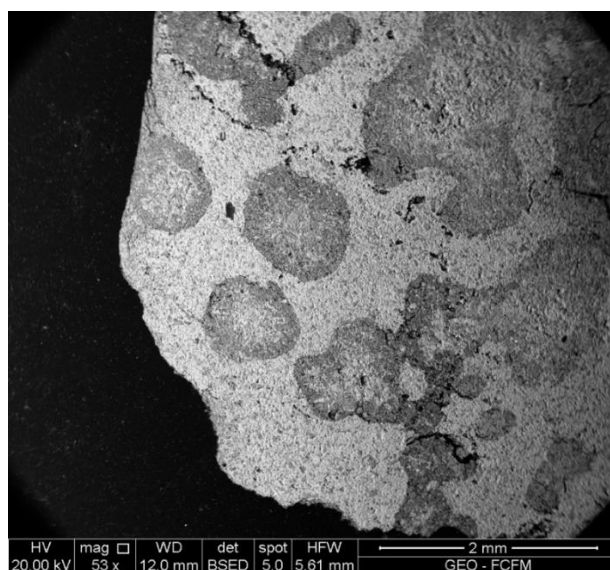


Figura 17. Vista microscópica de la muestra Coq_02 obtenida con SEM-EDS.

Element	Weight%	Atomic%
O K	45.40	63.31
F K	3.53	4.15
Na K	0.87	0.84
Mg K	0.51	0.47
Al K	2.53	2.09
Si K	8.93	7.09
P K	8.63	6.22
S K	0.54	0.38
K K	0.72	0.41
Ca K	21.16	11.78
Ti K	5.94	2.77
Fe K	1.24	0.49
Totals	100.00	

O K	44.54	64.67
Na K	0.91	0.92
Al K	0.77	0.66
Si K	1.51	1.25
P K	14.43	10.82
S K	2.31	1.68
K K	0.84	0.50
Ca K	30.98	17.96
Fe K	3.71	1.54
Totals	100.00	

Figura 18. Tablas obtenidas a través del análisis SEM-EDS, referentes a la composición elemental observada tanto fuera (tabla izquierda) como como dentro (tabla derecha) de los nódulos negros presentes en la muestra Coq_02.

Coq_04: en esta muestra se observa sedimento débilmente consolidado, tamaño limo grueso y color gris amarillento (Munsell: 5Y 7/3), obtenido de la capa 4 (Figura 19).



Figura 19. Imagen de la muestra Coq_04, en la que se aprecian fragmentos concrecionarios irregulares en una matriz tamaño limo grueso.

El difractograma de rayos X (Gráfico 2) evidencia la presencia de cuarzo, plagioclasa, dolomita y glauconita como fases principales presentes.

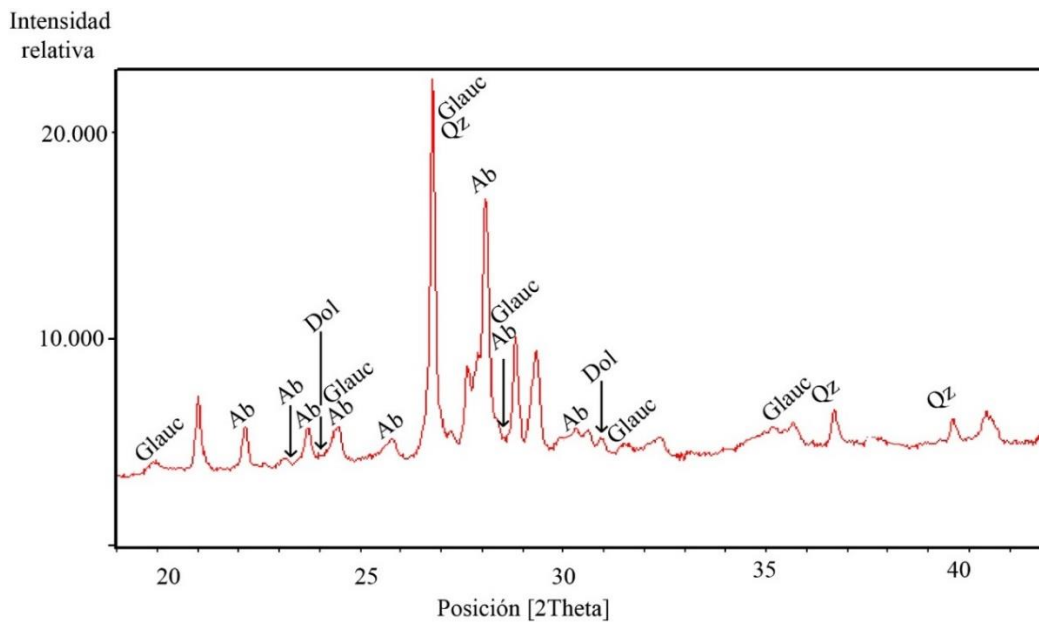


Gráfico 2. Difractograma de rayos X asociado a la muestra Coq_04 evidenciando las fases principales presentes (albita, cuarzo, dolomita y glauconita).

A luz transmitida, se observan clastos pobremente seleccionados, de tamaños variando de 0.05 a 0.6 mm de eje mayor y compuestos principalmente de cuarzo, plagioclasa y escasas biotitas y minerales opacos, inmersos en una matriz verdosa fina constituida probablemente de micrita y glauconita (Figura 20).

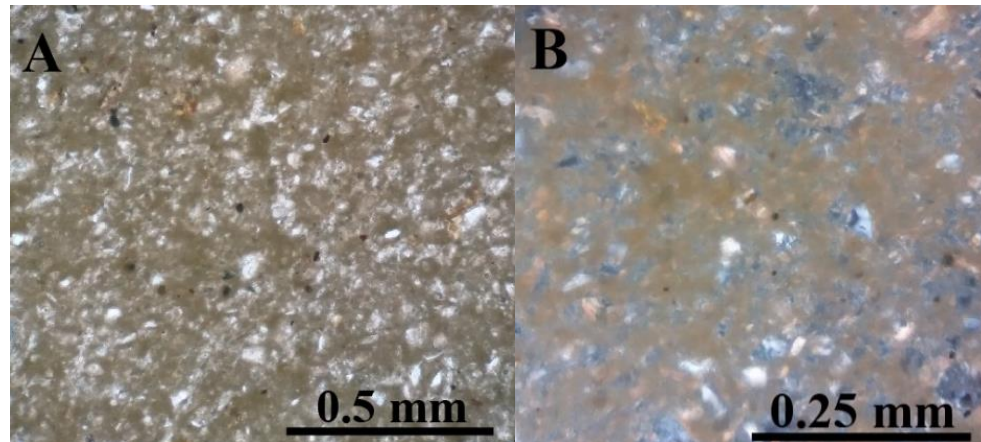


Figura 20. Muestra Coq_04 observada a lámina delgada. A: nícoles paralelos. B: nícoles cruzados.

Coq_05: se observa sedimento color amarillo claro (Munsell: 5Y 8/2), tamaño limo grueso y débilmente consolidado (referente a los limos arenosos grises de la capa 7, Figura 14). Presenta una leve efervescencia al contacto con ácido clorhídrico al 10%.



Figura 21. Imagen de la muestra Coq_05, en la que se observan fragmentos concrecionarios irregulares en una matriz tamaño limo grueso obtenido de la capa 7 (Figura 14).

El difractograma de rayos X (Gráfico 3) evidencia la presencia de aragonito, cuarzo, plagioclasa, glauconita y carfosiderita como fases principales presentes.

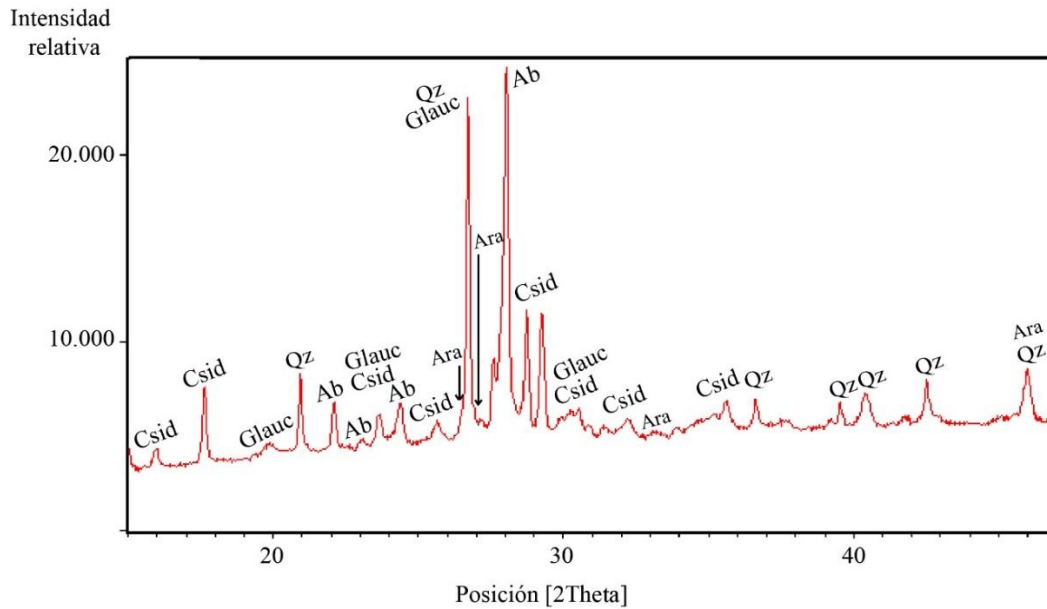


Gráfico 3. Difractograma de rayos X asociado a la muestra Coq_05 evidenciando las fases principales presentes (albita, aragonito, cuarzo, carfosiderita y glauconita).

A luz transmitida se observa una zona compuesta de clastos pobremente seleccionados de tamaños variando de 0.05 a 0.5 mm de eje mayor y compuestos principalmente de cuarzo, plagioclasa y escasas biotitas y minerales opacos inmersos en una matriz fina constituida de micrita y probable glauconita, en presencia de abundante microesparita (Figura 22). Se observan cristales de glauconita finos y, además, una vetilla sinuosa (no rellena), discontinua e irregular (Figura 22). La zona anterior se ve rodeada de clastos del mismo tipo inmersos en una matriz de 0.1 mm de espesor aproximado; los contactos son abruptos y se observan fragmentos de la primera dentro de esta segunda zona (Figura 22).

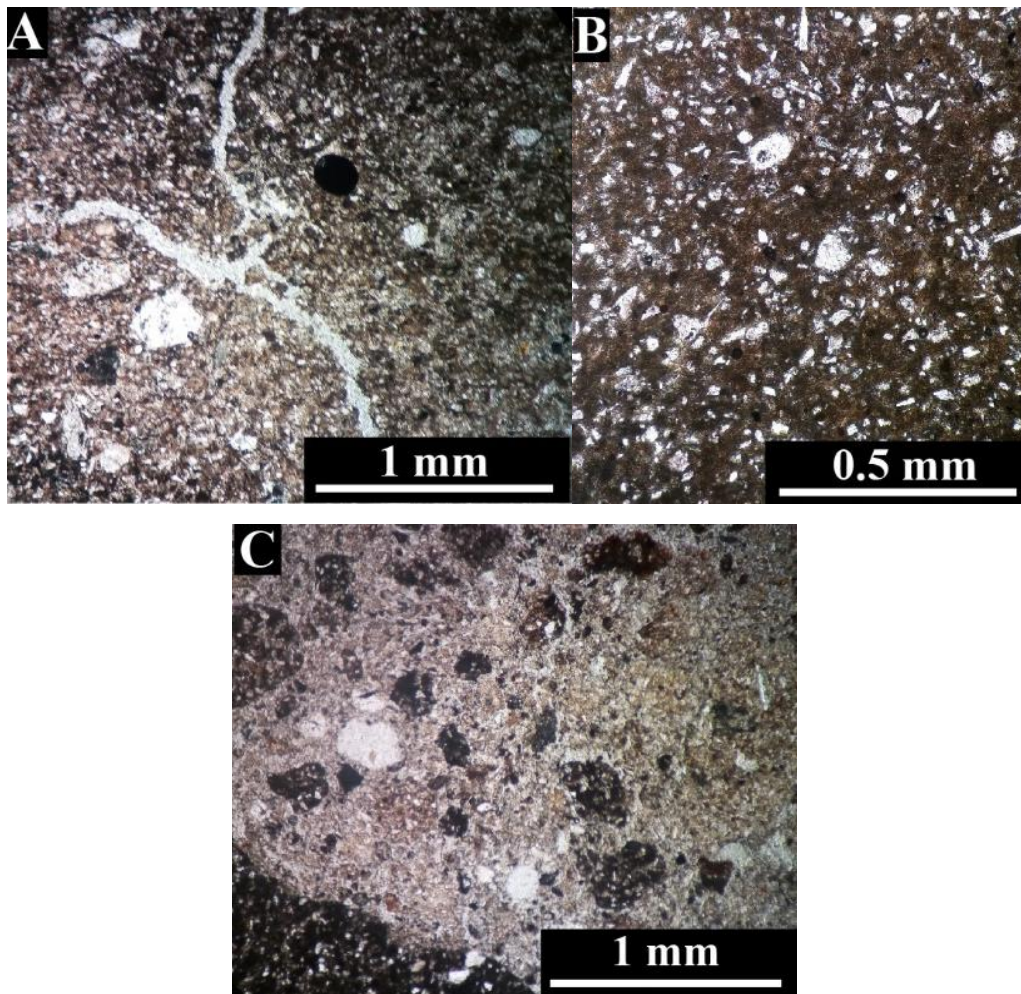


Figura 22. Colección de imágenes observadas a lámina delgada de la muestra Coq_05. A: vetilla sinuosa e irregular observada a nícoles paralelos. B: acercamiento a nícoles paralelos, evidenciando clastos pobremente seleccionados. C: contacto entre las dos zonas reconocidas, observado a nícoles paralelos.

Coq_06: en esta muestra se observan concreciones pardo amarillentas (Munsell: 10YR 6/6) desarrolladas en una matriz tamaño arena fina de composición arcósica. Una presenta 1.7 cm eje mayor y forma subsférica y aplanada, mientras que la otra exhibe 2.3 cm de eje mayor y forma irregular (Figura 23). La muestra presenta abundante efervescencia en contacto con ácido clorhídrico al 10%.



Figura 23. Imagen de la muestra Coq_06, en la que se observan dos fragmentos concrecionarios irregulares, color pardo amarillento, desarrollados en una matriz tamaño arena fina de composición arcósica.

El difractograma de rayos X (Gráfico 4) evidencia la presencia de cuarzo, plagioclasa y calcita como fases principales presentes.

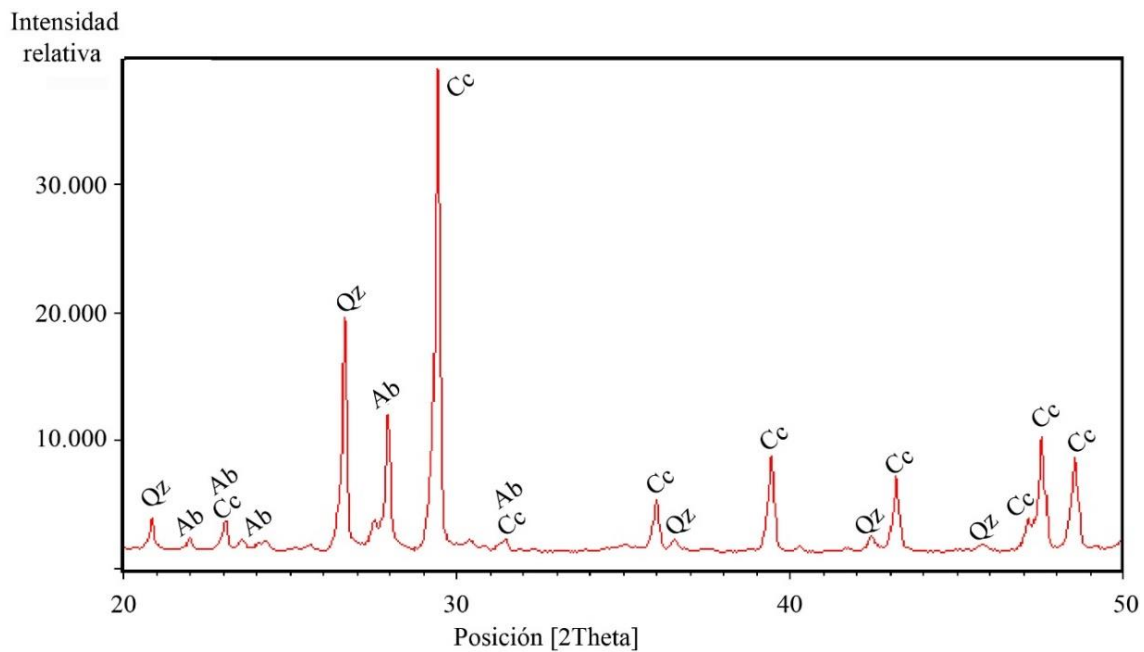


Gráfico 4. Difractograma de rayos X asociado a la muestra Coq_06 evidenciando las fases principales presentes (albita, calcita y cuarzo).

A luz transmitida, se observan clastos bien seleccionados, de carácter subanguloso a anguloso y tamaños variando de 0.05 a 0.2 mm de eje mayor (arena fina a limo grueso), compuestos de ortoclasa principalmente, plagioclasa y en menor medida cuarzo monocristalino, hornblenda cloritizada, biotia y opacos. Se observan óxidos/hidróxidos de hierro en todo el corte

(probablemente limonita), además de parches de micrita. El cemento es de tipo carbonático y hace referencia a pseudoesparita (Figura 24). Se observa también textura de reemplazo en las ortoclasas a modo de superficies cóncavas hacia el huésped.

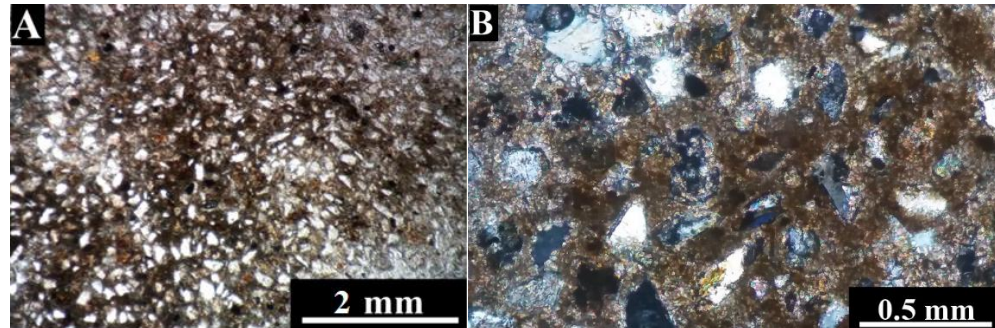


Figura 24. Muestra Coq_06 observada a lámina delgada. A: vista a nícoles paralelos evidenciando clastos bien seleccionados inmersos en una matriz micrítica. B: acercamiento a nícoles cruzados evidenciando parches de micrita y cemento pseudoesparítico.

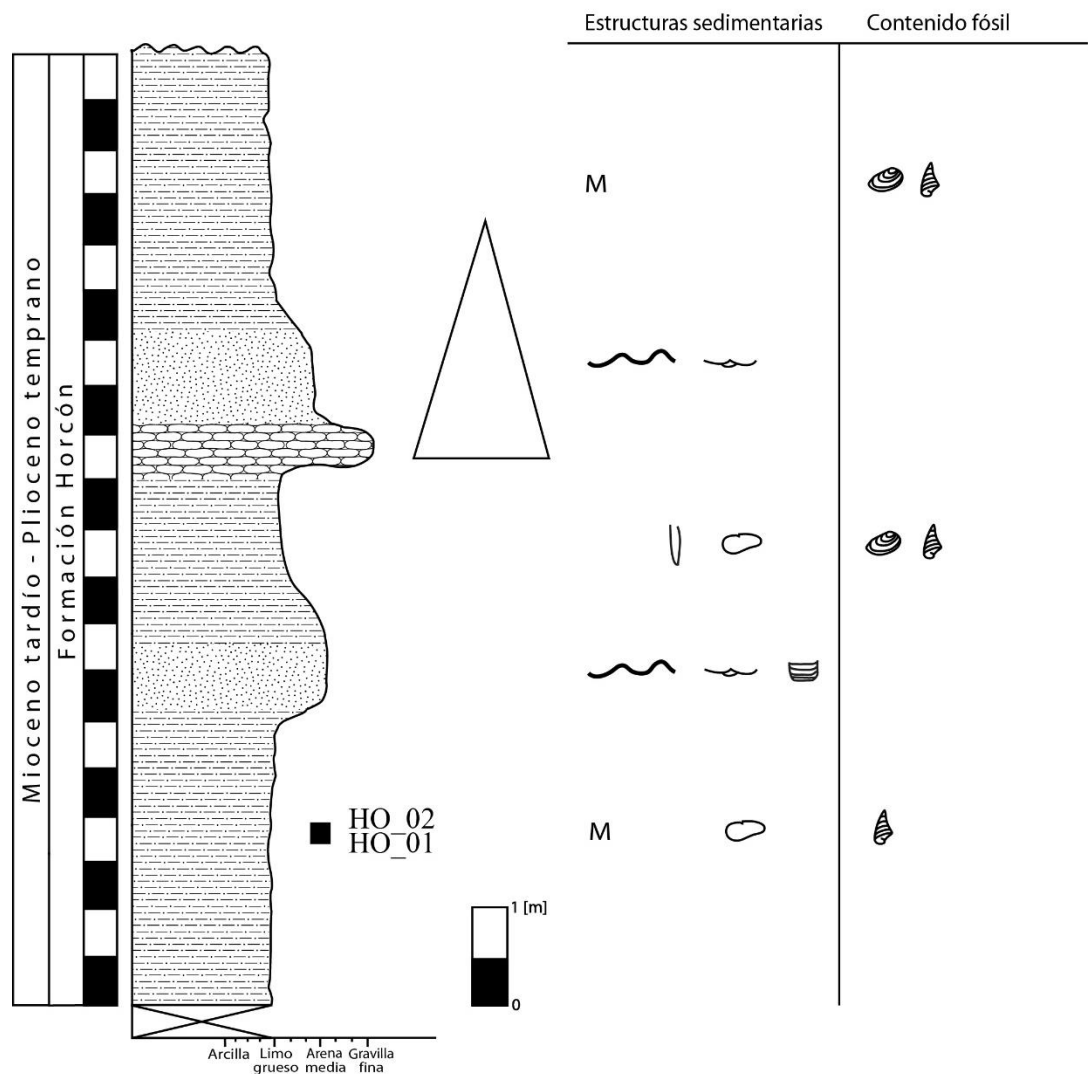
4.2 Formación Horcón

Las muestras fueron obtenidas durante la labor de terreno llevada a cabo el día sábado, 7 de abril del presente año, a partir de una sección transversal realizada para la confección del paso bajo nivel que permite la intersección de la ruta F-210 con el aeródromo de Quintero (Figura 25).



Figura 25. Lugar de obtención de las muestras concrecionarias pertenecientes a la Formación Horcón (sección transversal realizada para la confección del paso bajo nivel que permite la intersección de la ruta F-210 con el aeródromo de Quintero). Coordenadas $32^{\circ}47'54.65''$ S, $71^{\circ}31'15.25''$ W.

En dicho sector, se levantó una columna estratigráfica que refleja la sucesión vertical granodecreciente de donde se obtuvieron las muestras (Figura 26), la cual evidencia intercalaciones granodecrecientes de areniscas limosas y limolitas fosilíferas, con escasos niveles conglomerádicos. Las primeras alcanzan hasta los 3 m de potencia mientras que las segundas y el tercero no sobrepasan el metro de potencia. Los estratos se observan planares y subhorizontales; aquellos de areniscas y limolitas pueden presentarse masivos o con estructuras sedimentarias como laminación interna ondulada, artesas de pequeña escala y bioturbación de tipo *Diplocraterion* isp. y *Skholitos* isp., además de concreciones y contenido fosilífero relacionado a *Turritela* sp. y *Bivalvia* indet. Las areniscas exhiben una composición arcósica con altos contenidos de cuarzo y sus granos son angulosos a subredondeados. Por su parte, los niveles conglomerádicos presentan tamaño grava a ripio y una composición principalmente plutónica.



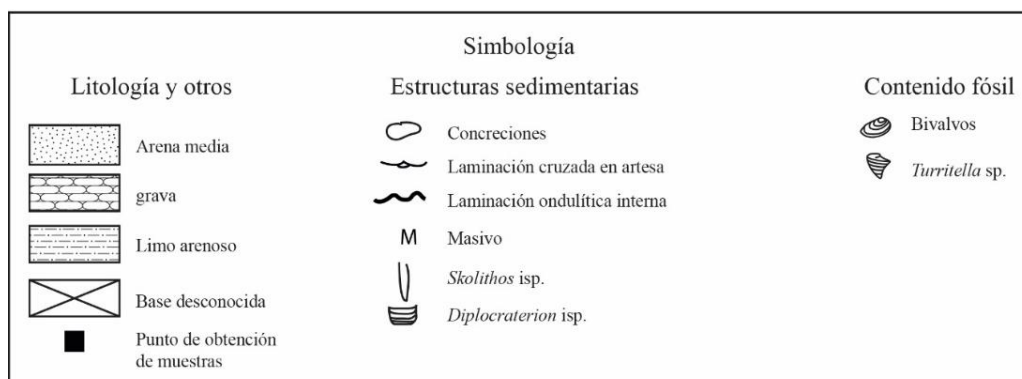


Figura 26. Columna estratigráfica levantada el sector de obtención de las muestras concrecionarias pertenecientes a la Formación Horcón. Las muestras HO_01 y HO_02 fueron extraídas de los primeros metros de la sucesión observable.

4.2.1 Descripción macroscópica, microscópica y análisis XRD de muestras

HO_01: se observan distintos fragmentos concrecionarios de forma irregular, tamaños variando entre 1 y 2.5 cm de eje mayor y presentando un color gris claro (Munsell: 8/10Y) a marrón claro (Munsell: 5Y 8/2) (Figura 27). Se encuentran compuestos de clastos tamaño arena fina de composición arcósica, presentando un carácter oxidado y se observa una leve efervescencia de la muestra en contacto con ácido clorhídrico al 10%.



Figura 27. Imagen de la muestra Ho_01, en la que se observan distintos fragmentos concrecionarios color marrón claro, de morfología irregular y carácter oxidado.

El difractograma de rayos X (Gráfico 5) evidencia la presencia de cuarzo, plagioclasa y calcita como fases principales presentes.

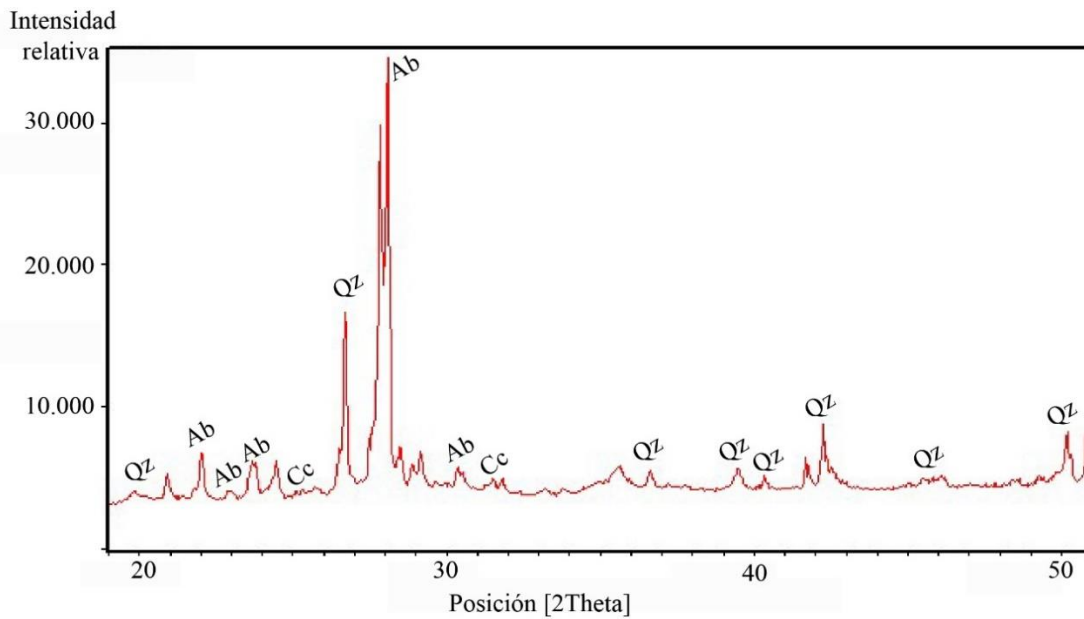


Gráfico 5. Difractograma de rayos X asociado a la muestra HO_01 evidenciando las fases principales presentes (albita, calcita y cuarzo).

A luz transmitida se observa un corte altamente oxidado en el que se aprecia una zona interna irregular en presencia de óxidos/hidróxidos de hierro (goethita, jarosita, limonita) (Figura 28) cumpliendo el rol cementante, en el espacio intersticial de clastos de 0.05 a 0.3 mm de eje mayor (tamaño arena media a limo grueso), compuestos de plagioclasas, cuarzo y hornblenda, principalmente, con menores cantidades de biotita y opacos. Esta zona interna es rodeada por una capa irregular compuesta de los mismos clastos mencionados, acompañados de óxidos e hidróxidos de hierro, microesparita y una matriz limosa a micrítica. Además, se observa abundante porosidad remanente en el corte (Figura 28).

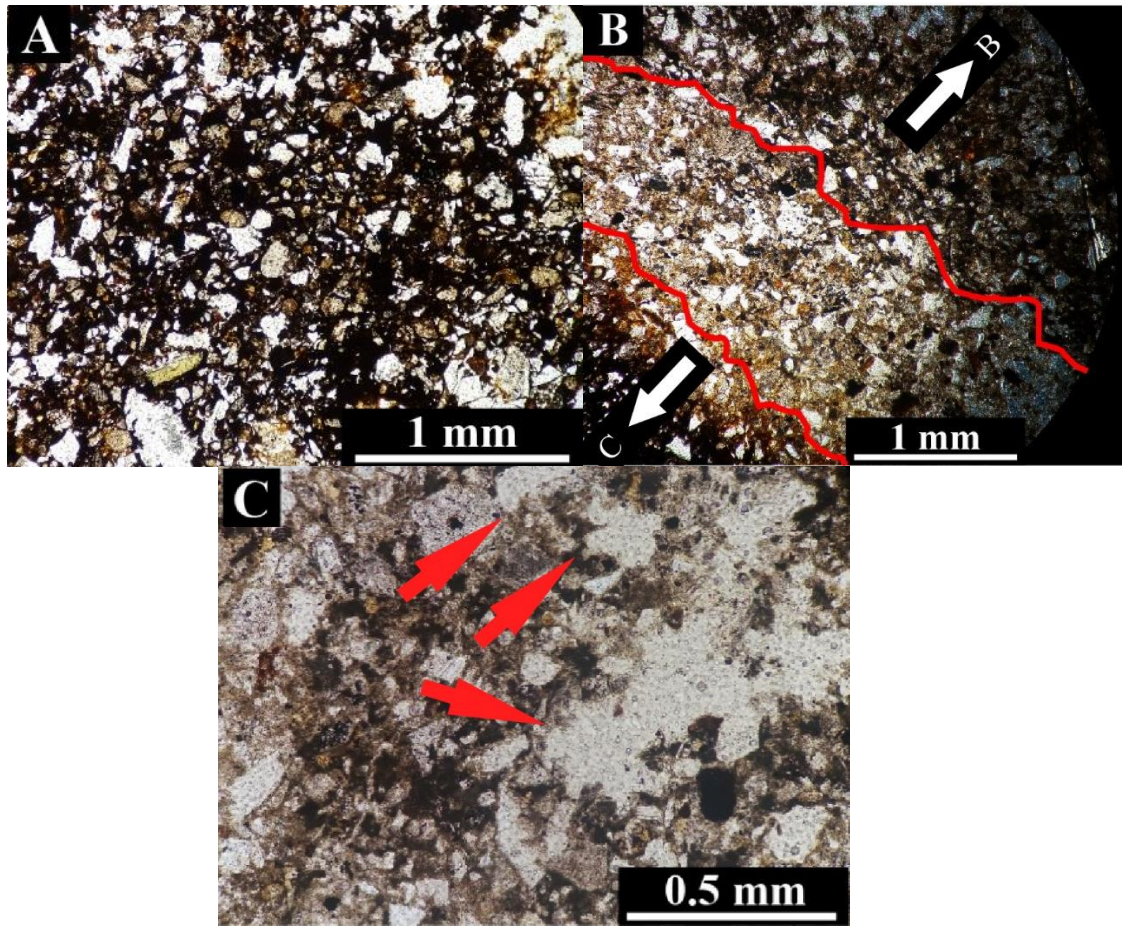


Figura 28. Colección de imágenes a lámina delgada de la muestra HO_01. A: vista a nícoles paralelos de la zona interna, compuesta de óxidos de hierro como cemento concrecionario. B vista a nícoles paralelos de las distintas zonas al interior de la concreción (C: centro concrecionario; B: borde). C: vista a nícoles paralelos de la porosidad remanente observada en la capa externa (flechas rojas), compuesta de pseudoesparita como cemento concrecionario.

HO_02: se observan fragmentos concrecionarios de forma irregular, con dimensiones variando entre 1.5 y 4 cm de eje mayor y de color gris verdoso (Munsell: 5Y 6/2), los cuales se componen de clastos tamaño arena fina de composición arcósica, presentando un carácter reducido (Figura 29). Al igual que en el caso anterior, se observa efervescencia de la muestra al contacto con ácido clorhídrico al 10%.



Figura 29. Imagen de la muestra Ho_02, en la que se observan distintos fragmentos concrecionarios de morfología irregular, color gris verdoso.

El difractograma de rayos X (Gráfico 6) evidencia la presencia de cuarzo, plagioclasa, calcita, y jarosita como fases principales presentes.

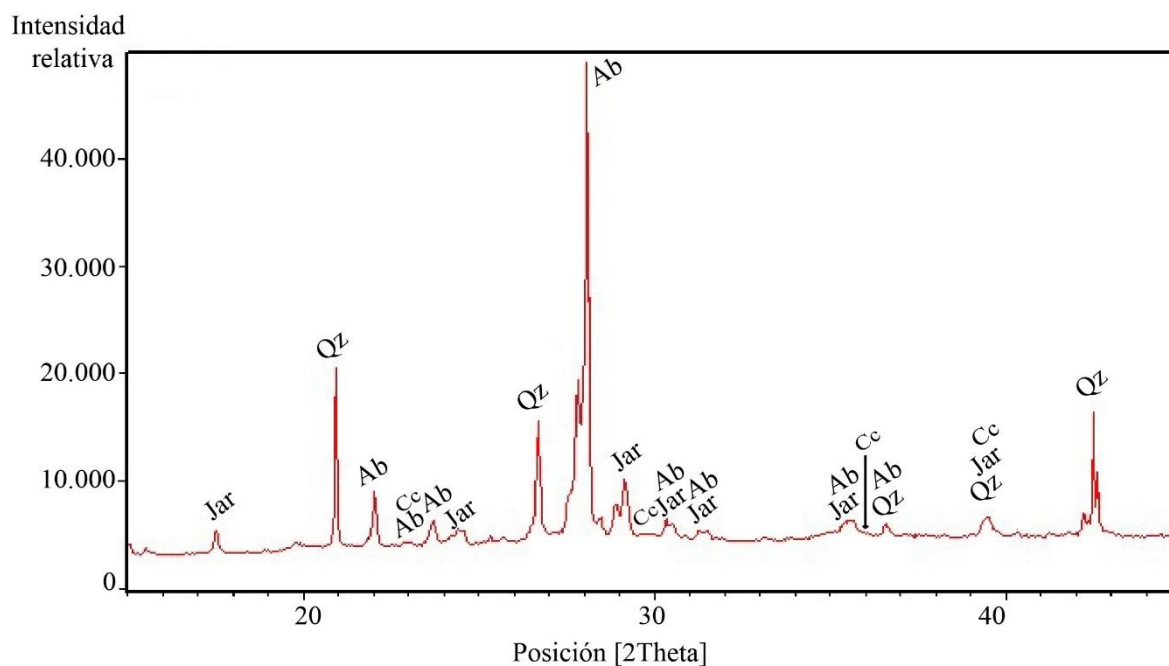


Gráfico 6. Difractograma de rayos X asociado a la muestra HO_02 evidenciando las fases principales presentes (albita, calcita, cuarzo y jarosita).

A luz transmitida se observan clastos muy pobremente seleccionados, de tamaños variando desde 0.05 hasta 0.5 mm de eje mayor (tamaño arena media a limo grueso) y compuestos de ortoclasa, plagioclasa, cuarzo, hornblenda cloritizada, biotita, opacos, fragmentos líticos volcánicos andesíticos, y escasos óxidos/hidróxidos de hierro (jarosita, goethita). Se observa una matriz micrítica abundantemente distribuida en el corte, cemento correspondiente a microesparita, porosidad remanente y textura de reemplazo de feldespatos (Figura 30) a modo de superficies cóncavas hacia el huésped.

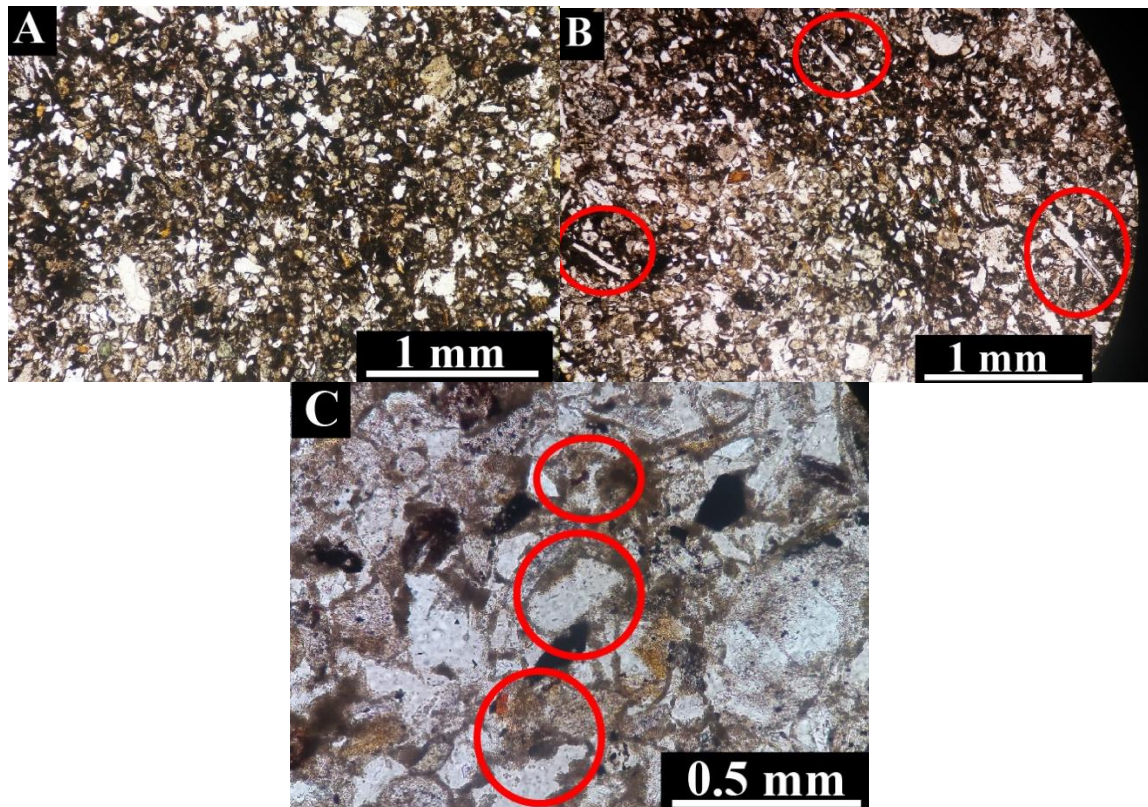


Figura 30. Colección de imágenes a lámina delgada asociadas a la muestra HO_02. A: vista a nícoles paralelos evidenciando clastos bien seleccionados inmersos en una matriz micrítica y en presencia de cemento pseudoesparítico. B: porosidad móldica observada a nícoles paralelos. C: reemplazo diagenético feldespato – carbonato observado a nícoles paralelos y evidenciado por superficies cóncavas hacia el huésped.

4.3 Formación Navidad

En la zona de Punta Perro donde fue estudiada la Formación Navidad, 1.4 km al sur de la desembocadura del río Rapel, se observan distintos niveles concrecionarios de variadas formas (Figura 65, Figura 66, Figura 67, Anexo): desde cuerpos subsféricos aislados a concreciones de distintas excentricidades; algunas coalescentes, otras irregulares y algunas presentando clusters bioclásticos. Otras presentan núcleo al tiempo que las hay en ausencia de estructuras visibles. Se observan separaciones decimétricas a métricas entre ellas y entre cada uno de los niveles.

La Figura 32 ilustra la columna estratigráfica levantada en el sitio de extracción de las muestras (Figura 31). Los niveles concrecionarios estudiados, ubicados en los primeros dos metros de la columna, se correlacionan con los estratos basales pertenecientes al miembro inferior de la formación ubicados en el acantilado costero donde se definió el holoestratotipo de la formación (Figura 63, Anexo). En términos texturales y composicionales, todas las muestras se clasifican como arenitas de composición predominantemente arcósica (Folk *et al.*, 1970). Estructuras sedimentarias como laminación paralela continua, laminación cruzada mamblada, en artesa y estructuras de socavamiento y relleno (Figura 33) fueron observadas en el sector de obtención de muestras. Las diferentes morfologías observadas presentaban disposiciones aleatorias en forma paralela a la superficie de estratificación.



Figura 31. Vista general del afloramiento de donde se obtuvieron las muestras analizadas y donde se levantó la columna estratigráfica de interés (Figura 32).

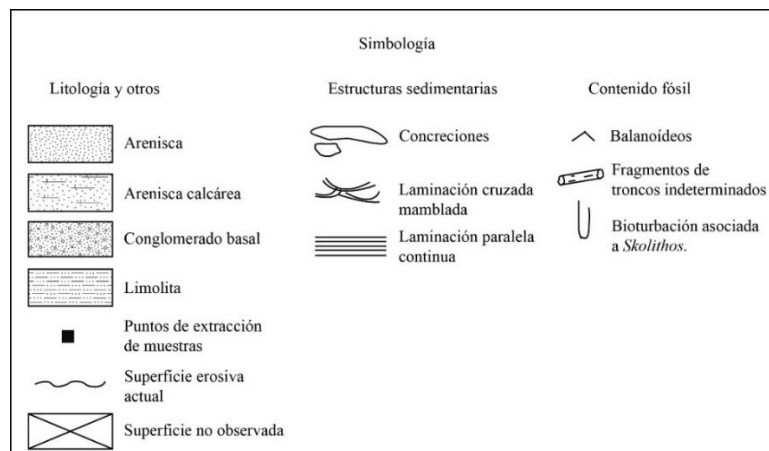
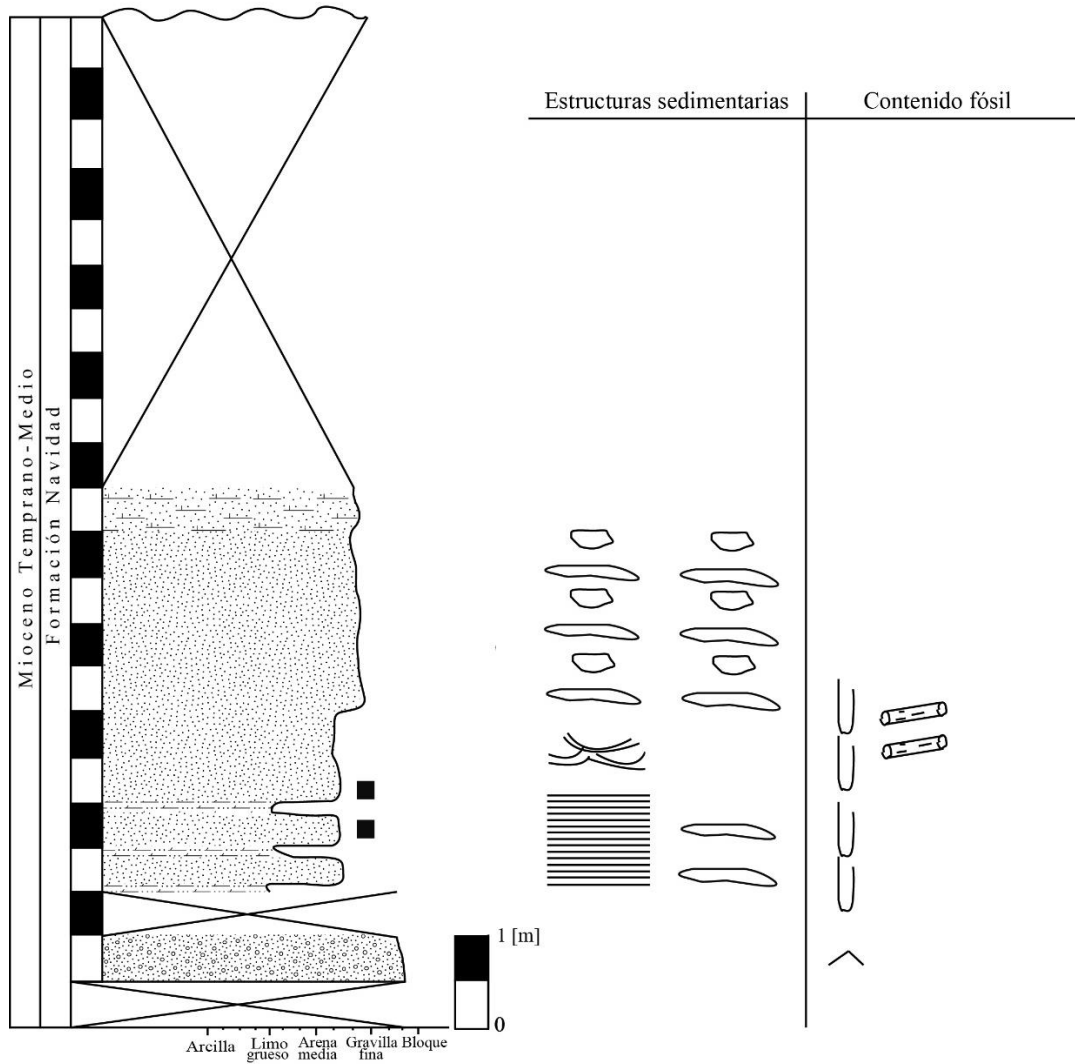


Figura 32. Columna estratigráfica del sector de extracción de las muestras relativas a la Formación Navidad. De base a techo, el primer punto de extracción corresponde a las muestras CNAV_1, CNAV_2, CNAV_3 y CNAV_17, mientras que el segundo punto alude a las muestras CNAV_19, CNAV_20A, B y CNAV_12.

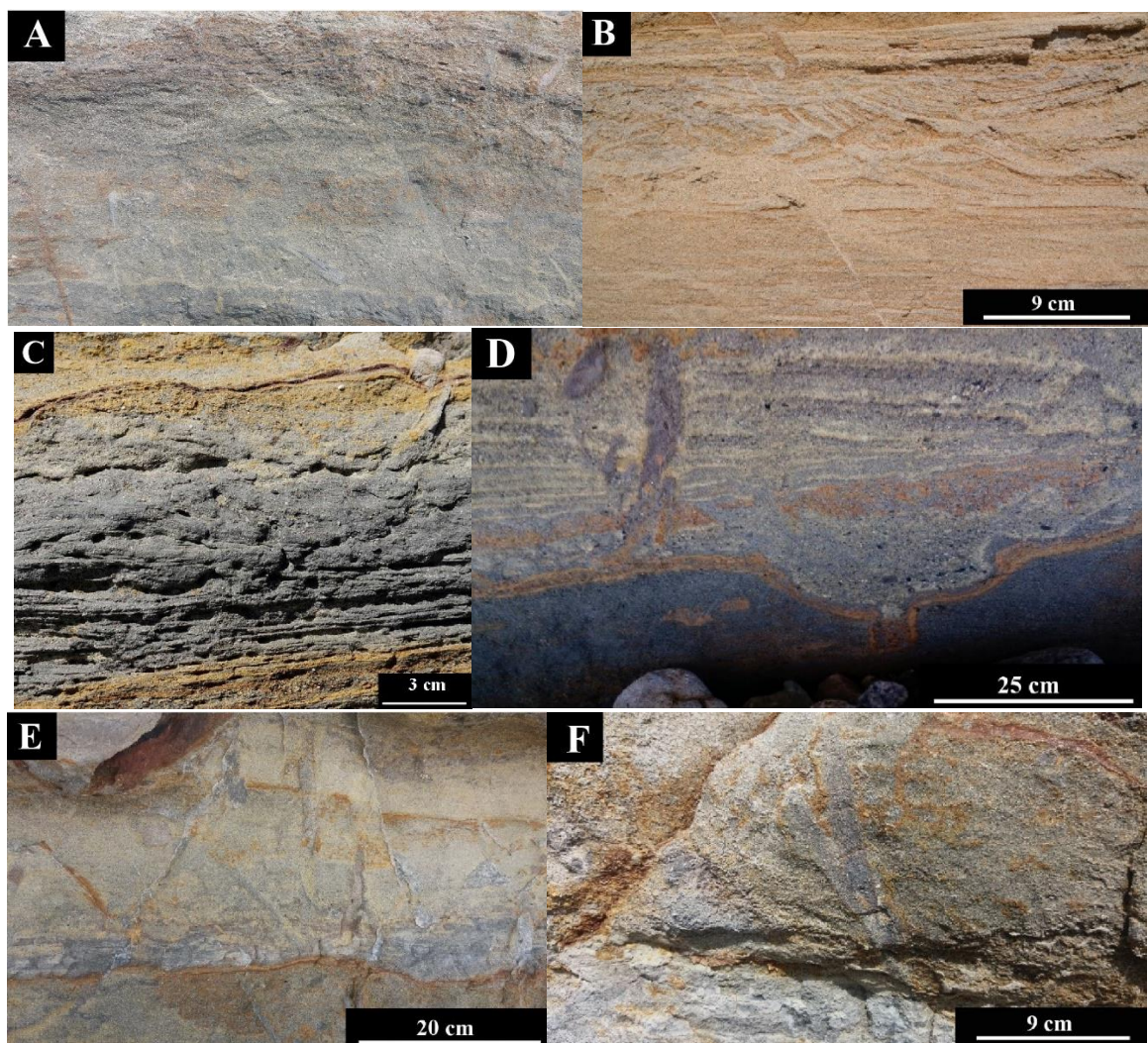


Figura 33. Colección de imágenes referente a la Formación Navidad, en la que se observan distintas estructuras sedimentarias como laminación cruzada mamblada (A), laminación cruzada en artesa (B), laminación paralela continua (C) y una estructura de socavamiento y relleno (D), producida probablemente por acción del oleaje gatillado por procesos de tormenta, además de trazas asociadas a la icnofacies *Skolithos* (E, F).

4.3.1 Descripción macroscópica y microscópica de muestras

CNAV_1: concreción carbonática, de forma elipsoidal, desarrollada en una matriz de arena fina, color marrón claro (Munsell: 10 YR 6/8) en presencia de hidróxidos de hierro. Exhibe un eje mayor de 17 cm y un eje menor de 10.5 cm. A ojo desnudo no se observa un núcleo distinguible, sin embargo, se aprecia una zona interior color gris azulado (Munsell: 6/N), de estructura masiva, seguido de una zona exterior consistente en capas concéntricas de 1 a 1.2 cm de espesor que finalizan en la superficie externa de la concreción (la capa interior, color gris claro (Munsell: 8/10Y), de 0.2 a 0.5 cm de espesor; y la exterior, color anaranjado (Munsell: 10YR 6/8), de 0.2 a 0.4 mm de espesor) (Figura 34).

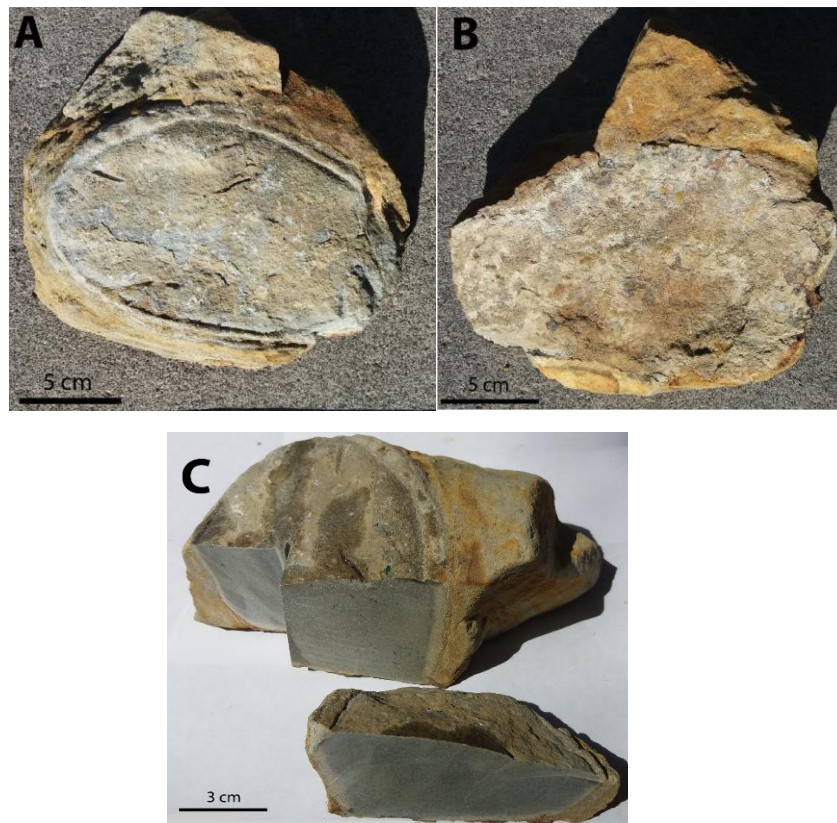


Figura 34. Imagen de la muestra CNAV_1. A: vista frontal; B: vista trasera; C: vista interior dado un corte transversal perpendicular a la superficie de estratificación, en la que se observa una zona interna color gris azulado a la que le sigue el desarrollo de capas concéntricas correspondientes a la zona externa.

El análisis de lámina delgada no evidencia la presencia de un núcleo visible, sin embargo, en la zona interna se observan clastos bien seleccionados, desde angulosos a redondeados, de tamaños variando de 0.05 a 0.35 mm de eje mayor (arena media a limo grueso), compuestos de ortoclasa, fragmentos líticos volcánicos andesíticos, plagioclasas, probables trizas volcánicas en forma abundante, hornblenda, minerales opacos, biotita y fragmentos de madera indeterminados. Se observa porosidad móldica (asociada a estructuras bioclásticas disueltas, algunas rellenas con cemento esparítico), intrapartícula e intersticial remanente, además de una vetilla sinuosa de calcita que corta los clastos (Figura 35, H). El cemento concrecionario relativo a la zona interna hace referencia a pseudoesparita y mesoesparita de carácter radiaxial.

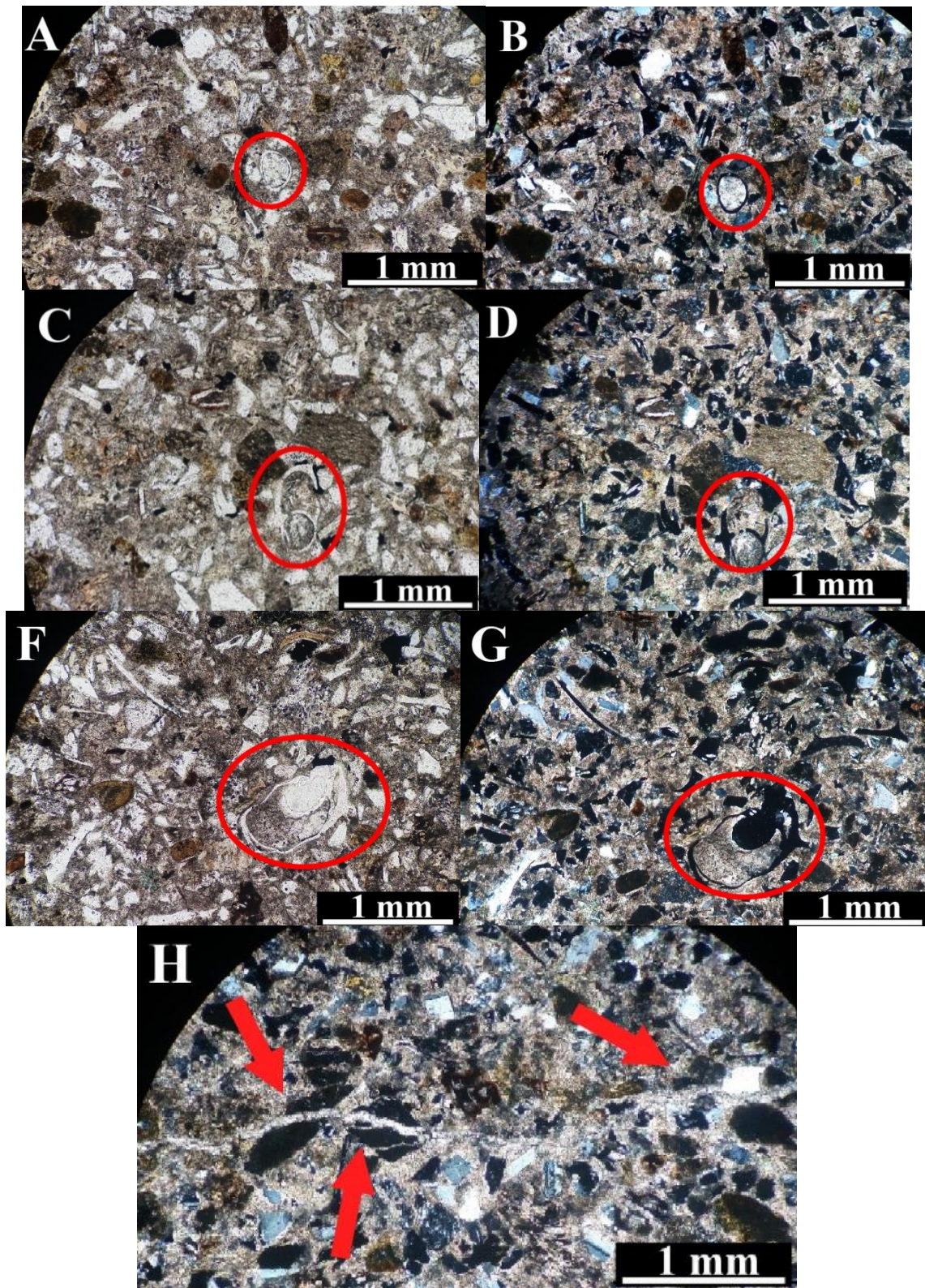


Figura 35. Muestra CNAV_1 observada a lámina delgada. A-G: presencia de porosidad móldica y eventuales trizas volcánicas (evidenciada por los círculos rojos), además de cemento pseudoesparítico. H: vetilla sinuosa e irregular que corta los componentes del cuerpo concrecionario, indicada por las flechas rojas.

Hacia el exterior de la zona interna se evidencia una zona externa constituida de capas concéntricas (Figura 36; A-B) de distintas composiciones y espesores variables, compuestas de los clastos ya mencionados. La capa interior presenta 0.5-1 mm de espesor y se compone de micrita y microesparita (Figura 36, C-D), continuando con una de 1-3 mm de espesor que presenta cemento feldespático de carácter poiquilotópico (Figura 36; E-F) en presencia de alteración a arcillas. Luego, se observan al menos 2 capas de espesores variables donde la más interna se compone, nuevamente, de micrita y microesparita (0.4 a 2 mm de espesor); y la siguiente se compone de óxidos/hidróxidos de hierro de distintas tonalidades pardas referentes a jarosita principalmente, de 8 mm de espesor con menores cantidades de goethita y hematita terrosa (correspondiente a la superficie externa de la concreción).

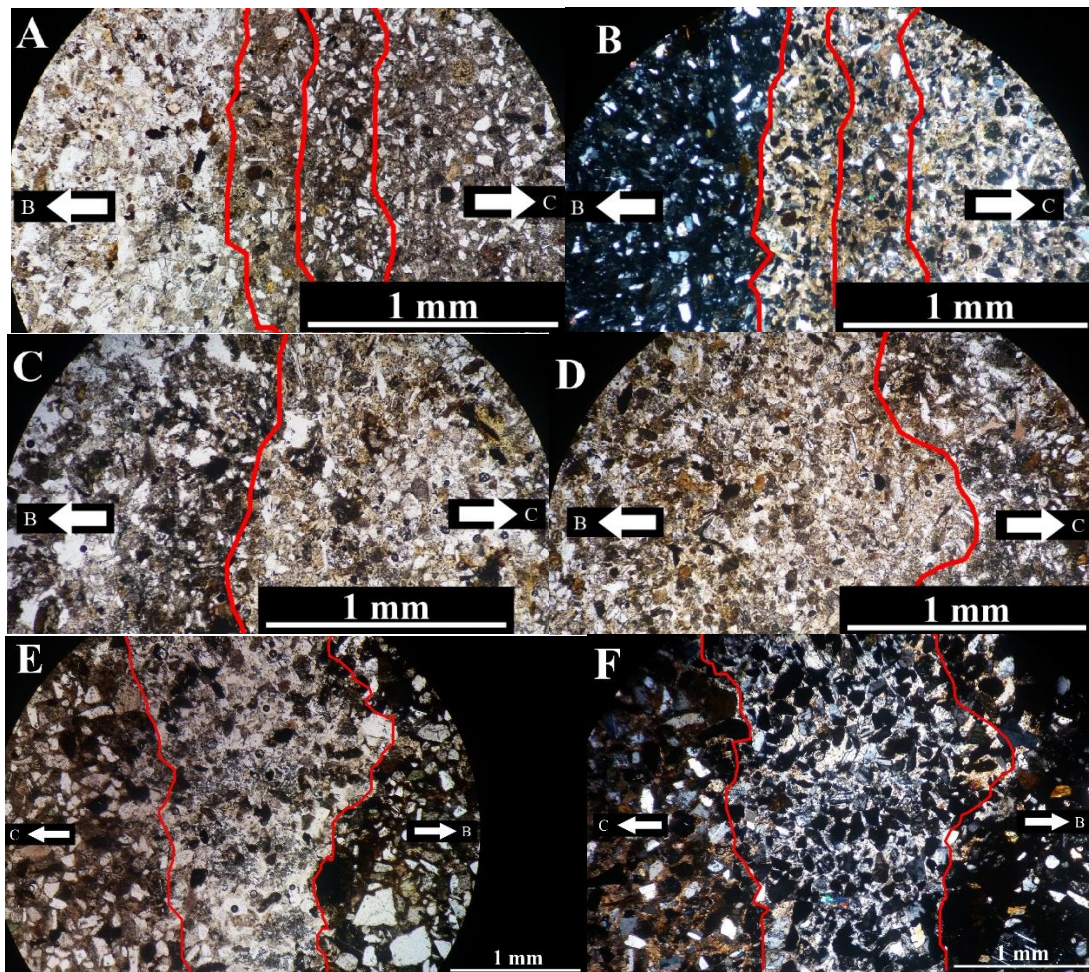


Figura 36. Colección de imágenes a lámina delgada de la muestra CNAV_1 evidenciando la transición de borde a núcleo de las capas concéntricas a la zona interna (C: centro concrecionario; B: borde). Las líneas rojas indican los contactos entre las capas concéntricas observadas. A: vista a nícoles paralelos de la transición zona interna – zona externa. B: vista a nícoles cruzados. C, D: vistas a nícoles paralelos de la transición zona interna – zona externa en otro sector del volumen concrecionario. E: vista a nícoles paralelos de una de las capas de la zona externa, compuesta de cemento feldespático de carácter poiquilotópico. F: vista a nícoles cruzados.

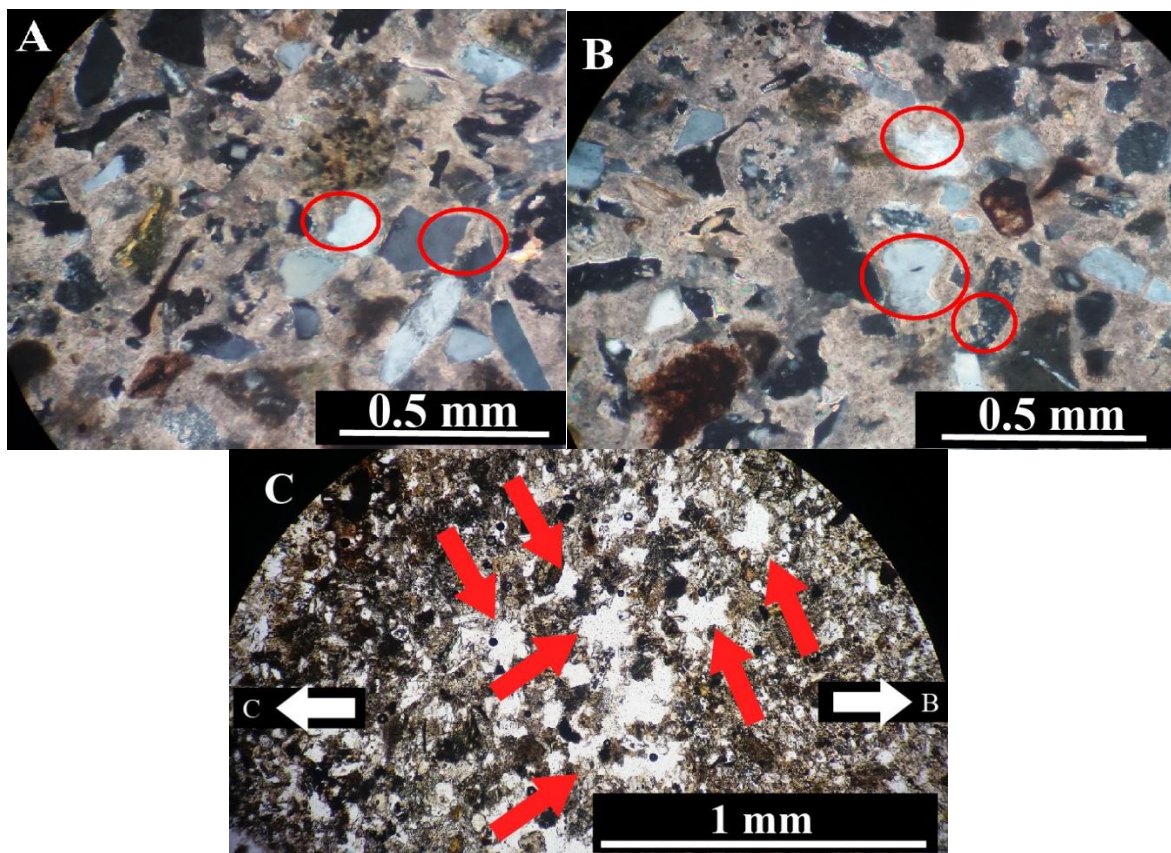


Figura 37. Muestra CNAV_1 a lámina delgada evidenciando cemento concrecionario de tipo pseudoesparítico y procesos de reemplazo feldespato – carbonato (A-B), representado por superficies cóncavas hacia el huésped (círculos rojos), además de porosidad remanente observable (C) indicada por las flechas rojas.

CNAV_2: concreción carbonática, de forma irregular a cilíndrica, desarrollada en una matriz tamaño arena media a muy gruesa, color gris verdoso (Munsell: 7/10 GY) en presencia de hidróxidos de hierro (Munsell: 10 YR 6/6). Sus diámetros basales son de 7.5 cm y 9 cm y presenta un eje mayor de 9 cm. Ésta presenta la misma configuración interna que la muestra anterior: no se observa núcleo visible, la zona interna se presenta de color gris azulado (Munsell: 6/N) y de carácter masivo (Figura 38). El grosor de la capa interior gris claro (Munsell: 8/10Y) varía de 0.3 a 1.2 cm y aquél de las capas concéntricas exteriores (Munsell: 10YR 6/8), de 0.9 cm a 1.3 cm culminando en la superficie externa de la concreción.

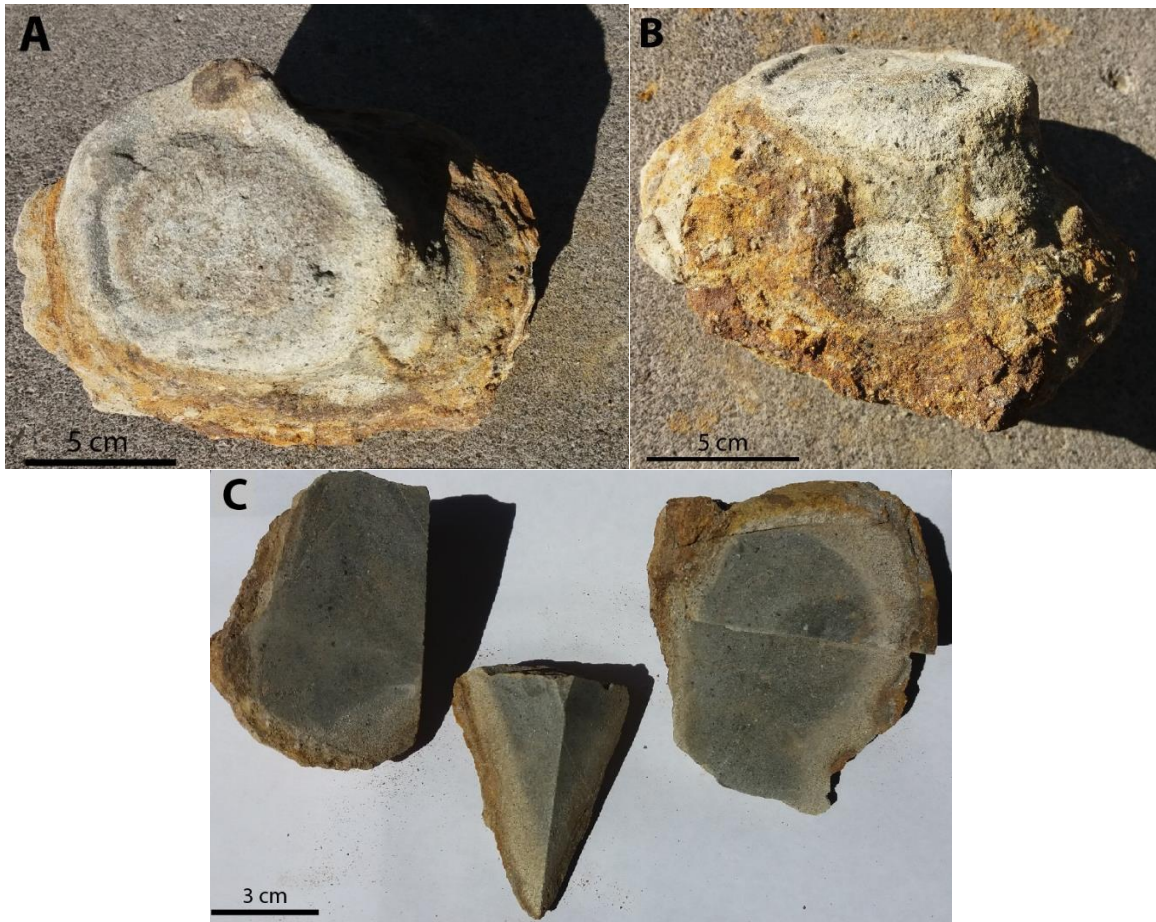


Figura 38. Imagen de muestra CNAV_2 (A: vista frontal; B: vista lateral; C: vista interior dado un corte transversal paralelo a la superficie de estratificación). Notar que no se observa un núcleo visible, evidenciándose la presencia de una zona interna color gris azulado rodeada de capas concéntricas color gris claro y marrón anaranjado, que componen la zona externa.

CNAV_3: concreción carbonática, de forma oval (Figura 39, A-B), desarrollada en una matriz tamaño arena media, color gris claro (Munsell: 8/10Y), la que presenta 14.5 cm de eje mayor y 9.5 cm de eje menor. Se observa un núcleo elipsoidal compuesto de madera fosilizada, color marrón oscuro (Munsell: 5Y 4/4), en presencia de trazas fósiles relativas a la icnofacies *Teredolites* (Figura 39, C). Presenta un eje mayor de 12 cm y un eje menor de 5.5 cm. También se observa una zona concrecionaria interior, color gris azulado (Munsell: 6/N) y de 0.3 a 0.9 mm de espesor y una capa concéntrica color gris claro (Munsell: 8/10Y) de 0.5 a 1 cm de espesor, que continúa hasta la superficie externa de la concreción. En ésta última, incrustado en ella, se observa un molde interno de gastrópodo indeterminado. Un corte transversal evidencia estructuras primarias asociadas al fragmento de madera (núcleo, estructuras fibrosas, estrías y grietas), además de galerías tubulares que se encuentran rellenas de cemento carbonático. La mayoría se orienta de forma paralela al eje mayor de la madera al tiempo que otro penetra hacia el centro del fragmento vegetal.

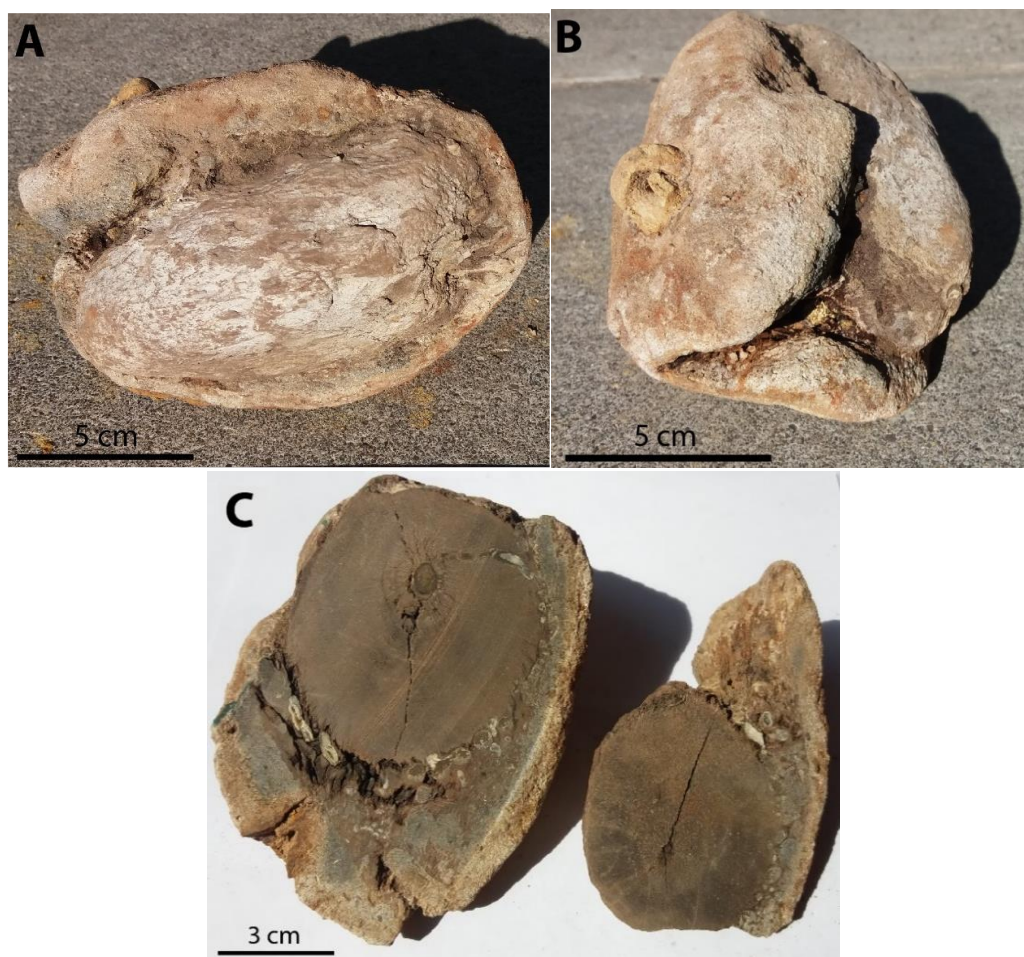


Figura 39. Imagen de la muestra CNAV_3 (A: vista frontal; B: vista lateral; C: vista de corte transversal perpendicular a la superficie de estratificación). Notar la presencia de un núcleo elipsoidal de madera fosilizada, que presenta bioturbación asociada a *Teredolites*, el cual es rodeado por una zona interna color gris azulado a la que le sigue una zona externa compuesta de capas concéntricas color marrón anaranjado. En ésta última, es posible observar un molde interno de gastrópodo indeterminado adherido a ella (B).

En los cortes transparentes llevados a cabo en esta muestra se observan 3 zonas concrecionarias de interés: un núcleo compuesto de un fragmento de madera fosilizada indeterminado, color pardo, el cual exhibe estructuras fibrosas características (Figura 40, A, B), vetillas irregulares (tanto vacías como rellenas de cristales de esparita de 0.15 a 0.8 mm de eje mayor) y presencia de bioturbación referente a galerías o perforaciones tubulares recubiertas por cemento esparítico (Figura 40, C). Las galerías, algunas deformadas, presentan 2 a 9 mm de diámetro y se encuentran rellenas ya sea completamente de cristales de macro a mesoesparita, gradando desde primático - acicular en los bordes a mosaico inequigranular al centro (Figura 40, A) (evidenciando dos generaciones de cemento) o rellenos de clastos de muy buena selección compuestos de ortoclasa (generalmente alterada a arcillas), plagioclasa, pellets de glauconita, hornblenda cloritizada, óxidos de hierro y cantidades menores de biotita. Sus tamaños varían desde 0.15 a 1.2 mm de eje mayor (tamaño arena muy gruesa a fina) y se presentan angulosos a subredondeados. Además, se observa la presencia de materia orgánica y un mineral opaco correspondiente a piritita cúbica diseminada (cuyos tamaños no superan los 0.2 mm) relleno de los espacios asociados a *Teredolites* (Figura 40, D, E, F) y diseminada en la zona interna y externa al

observarlo a luz reflejada. El espacio intersticial se encuentra relleno con cemento concrecionario corresponde a carbonato de calcio en la forma de pseudoesparita.

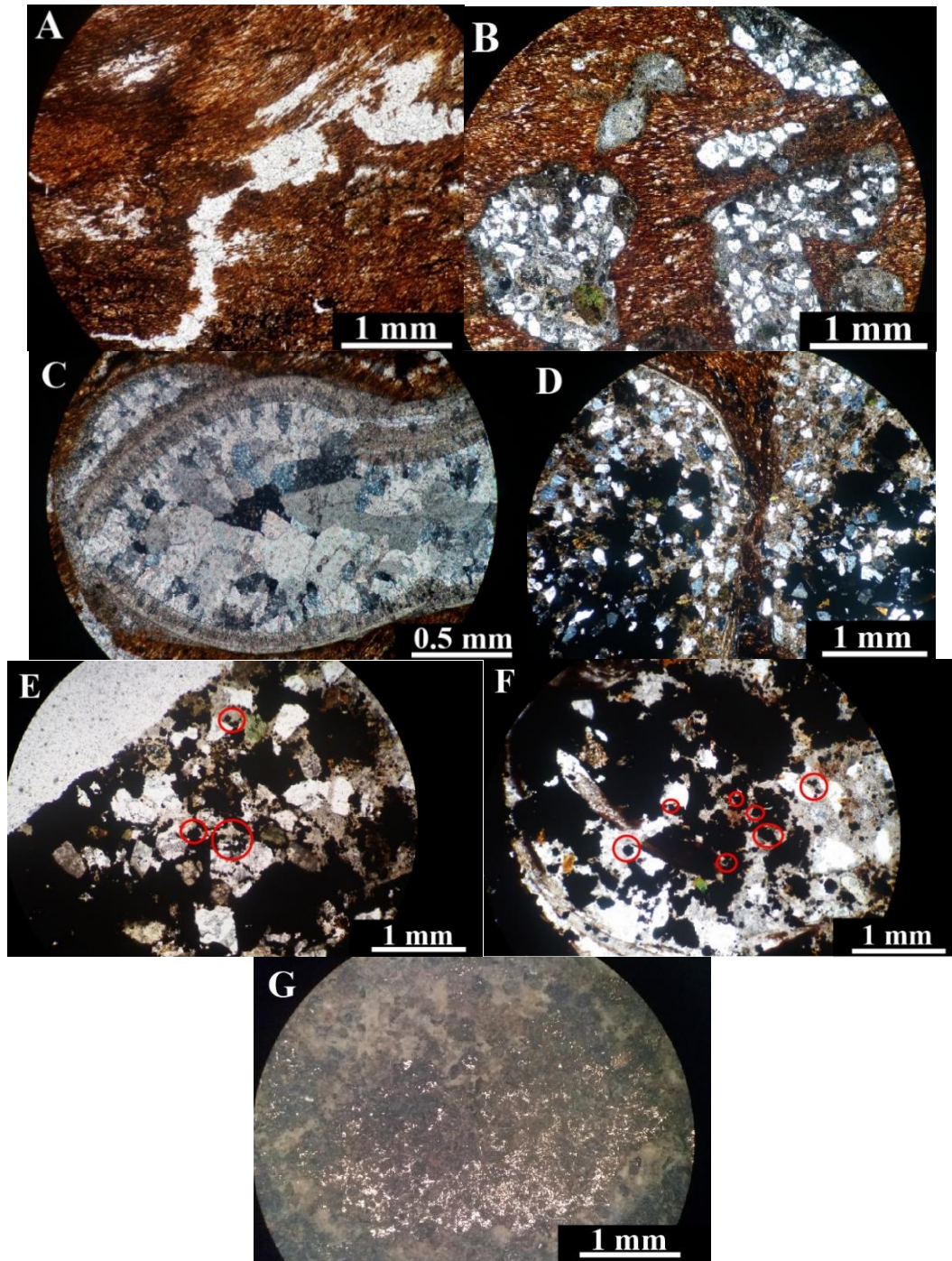
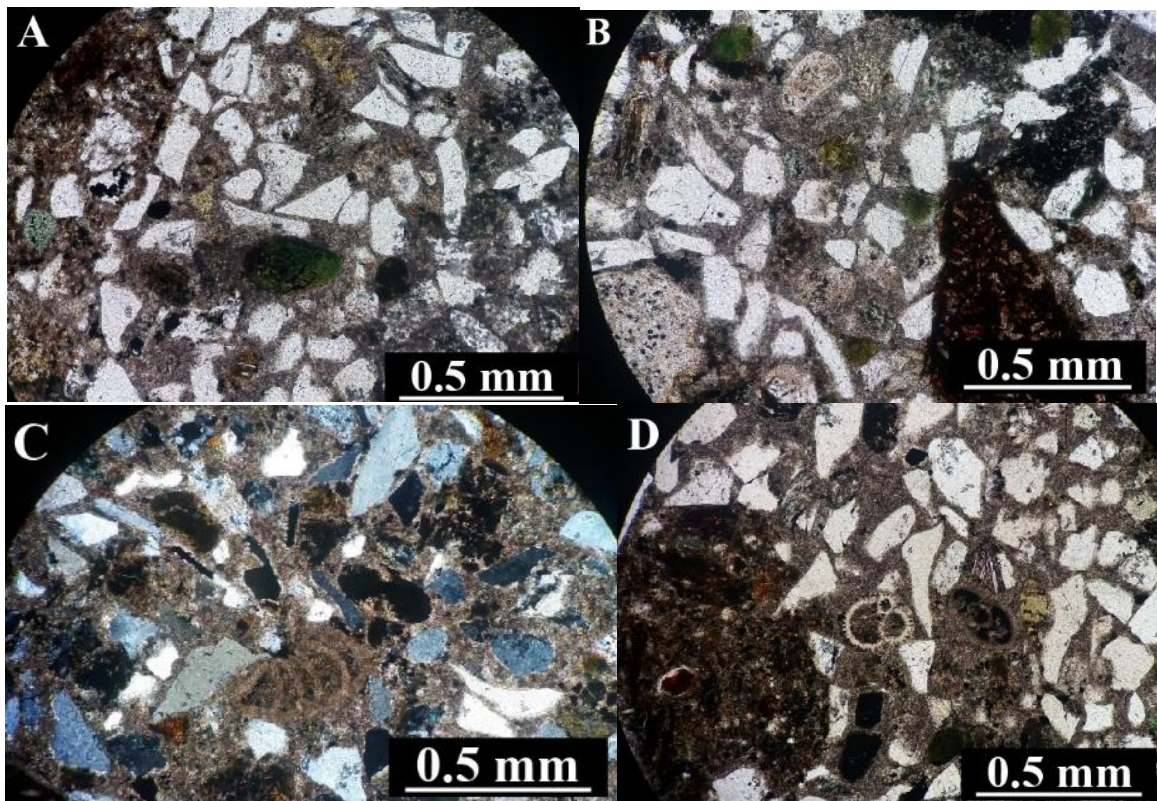


Figura 40. Colección de imágenes a lámina delgada de la muestra CNAV_3. A: vetilla presente en el fragmento de madera fosilizada, rellena con cemento esparítico. B: galerías asociadas a la icnofacies *Teredolites* rellenas de cemento pseudoesparítico y material clástico. C: galería rellena de dos generaciones de cemento esparítico distintas: prismático – acicular hacia los bordes y mosaico inequigranular hacia el centro. D: presencia de materia orgánica y minerales opacos

alojados en las galerías. E-G: evidencias de pirita diseminada en las galerías (círculos rojos), además de materia orgánica (E,F: luz transmitida; G: luz reflejada).

Con respecto a la zona interna, al exterior de la madera, se observa una roca moderadamente seleccionada compuesta de los mismos clastos ya mencionados (variando desde angulosos a subredondeados), además de clastos de cuarzo policristalino (de hasta 2.8 mm de eje mayor, tamaño gravilla fina), fragmentos líticos volcánicos andesíticos, pellets de glauconita (algunos alteradas a limonita) y escasas micas blancas, con tamaños variando de 0.05 a 0.65 mm de eje mayor (tamaño arena gruesa a limo grueso). Se observan elementos bioclásticos, en particular un foraminífero bentónico rotalínido de conchilla calcárea plani/trocoesprial (Figura 41, H), otro aglutinado (Figura 41, C), además de fantasmas de foraminíferos planctónicos asociados a la familia Globigerinidae (Figura 41, D, E, F, G).



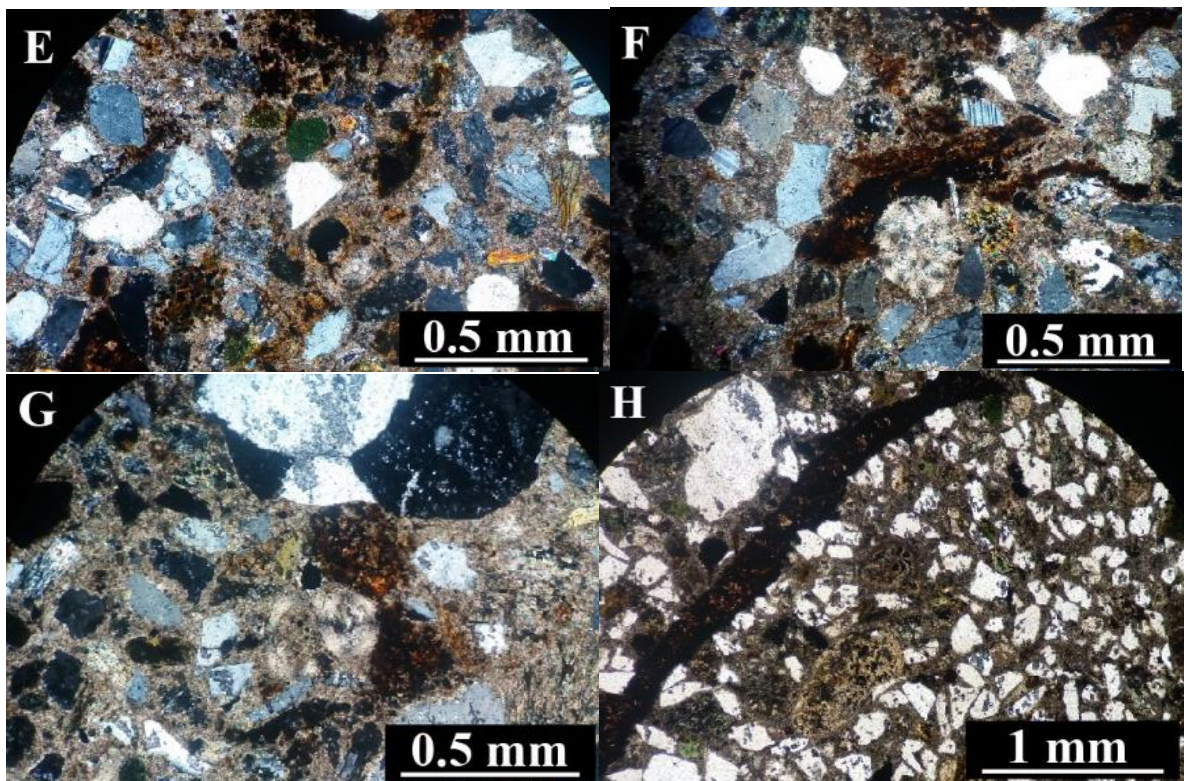


Figura 41. Colección de imágenes a lámina delgada de la muestra CNAV_3. A-B: pellets de glauconita autógenos. C, D, E, F, G, H: vista de los componentes bioclásticos observados a nícoles paralelos, asociados a Phylum Foraminífera.

Hacia la zona externa, se evidencia una capa concéntrica que presenta un mayor grado de oxidación que el resto de la muestra en presencia de jarosita, goethita y hematita terrosa.

Tanto dentro del núcleo (grietas en la madera y dentro de las galerías) como en la zona interna de la concreción, existe porosidad remanente. (Figura 42, A-B). Se observa, además, una ligera disminución del espacio intersticial de núcleo a borde de la concreción (Figura 42, C-D).

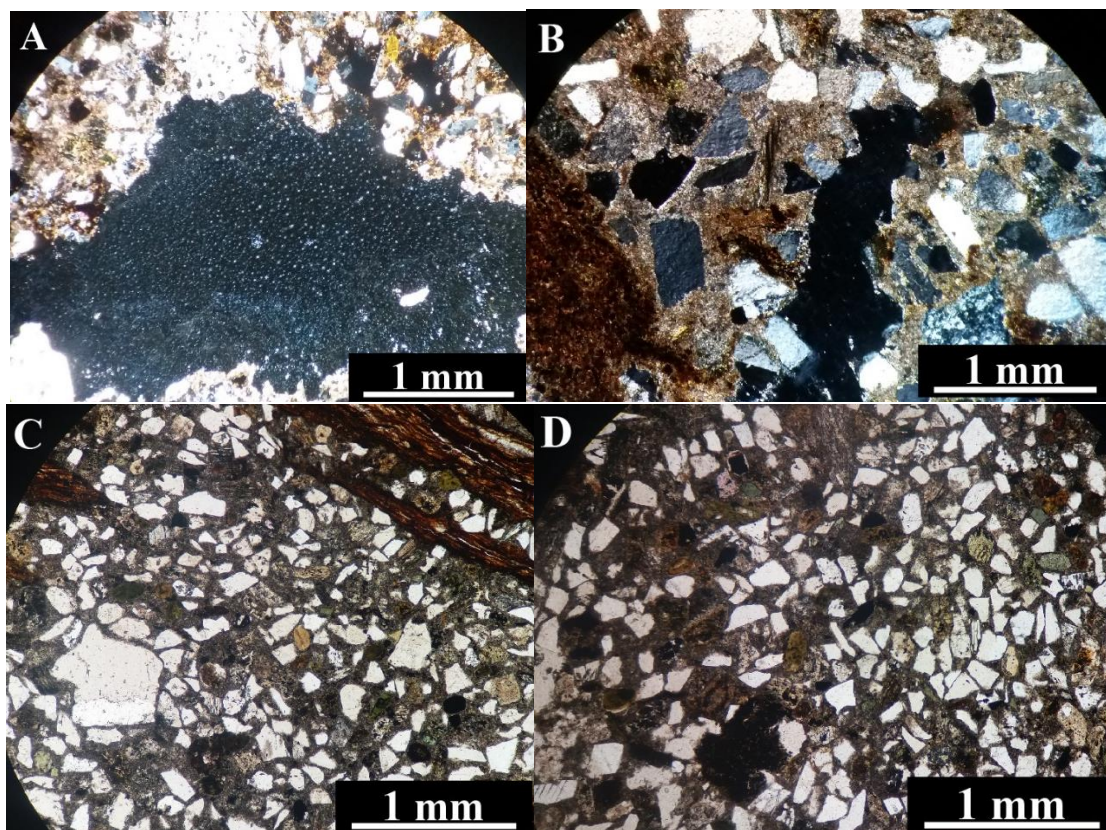


Figura 42. Colección de imágenes a lámina delgada de la muestra CNAV_3. A-B: porosidad remanente observada en la zona interna concrecionaria. C-D: ligera disminución del espacio intersticial desde el núcleo (C) al borde (D) de la zona interna de la concreción.

CNAV_17: concreción carbonática, de forma cilíndrica irregular, desarrollada en una matriz de arena media a gruesa color gris oscuro (Munsell: 6/N), la cual presenta ejes basales de 18 y 12 cm y un eje mayor de 13 cm (Figura 43). Un corte transversal paralelo a la paleohorizontal no evidencia un núcleo visible. No obstante, se observa una zona interna compuesta de clastos tamaño arena media a muy gruesa, seguido de dos capas concéntricas. Una presenta color oscuro (Munsell: 10YR 5/1) y espesores variando de 0.15 a 1 cm y la otra, color gris claro (Munsell: 5Y 7/1) y espesores variado de 0.3 a 0.6 cm. Al exterior de la concreción, se observa abundante alteración a óxidos de hierro (Munsell: 10YR 4/4).

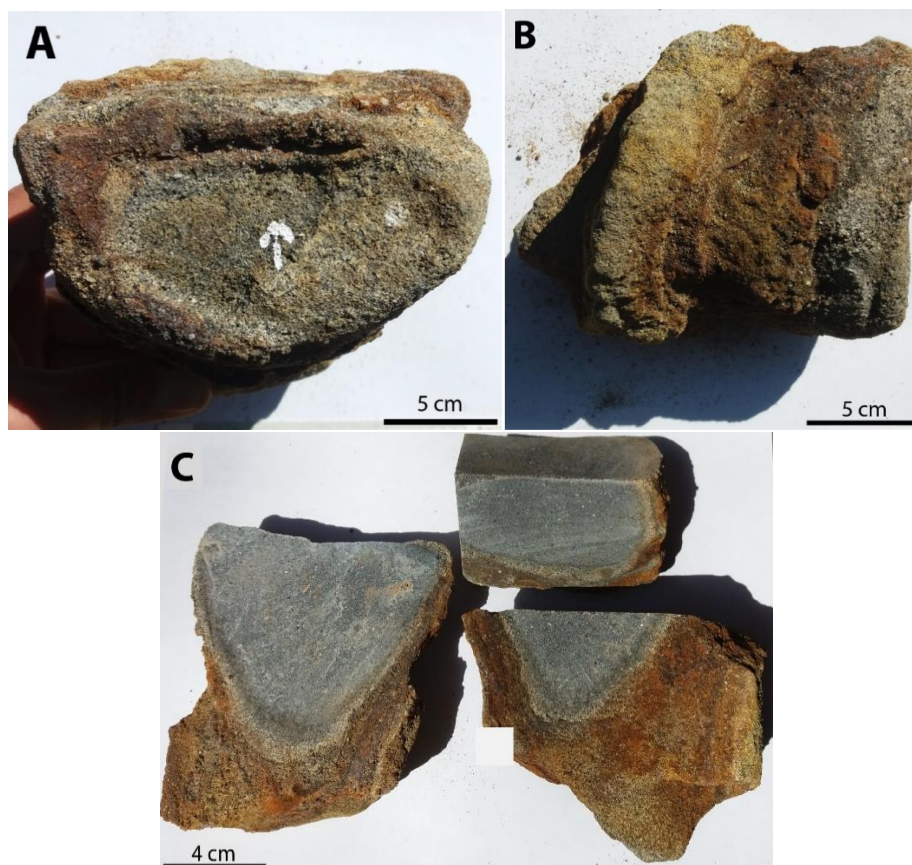


Figura 43. Imagen de muestra CNAV_17. A: vista frontal; B: vista lateral; C: vista interior dado un corte transversal paralelo a la superficie de estratificación. La flecha blanca indica el techo de la sucesión.

En este corte no se observa la presencia de un núcleo visible, sino de clastos pobremente seleccionados de tamaños variando desde 0.1 a 1.8 mm de eje mayor (arena muy gruesa a muy fina) compuestos de ortoclasa, cuarzo (mono y policristalino con extinción ondulosa), sanidina, microclina, fragmentos líticos volcánicos andesíticos, plagioclasa, biotita y fragmentos de madera indeterminados, además de orto/clinopiroxeno, hornblendas fracturadas y cloritizadas, minerales opacos y escasas micas blancas. Se observa, además, porosidad intrapartícula y una variación lateral del tamaño de grano en el corte, dada por la presencia de un lente de sedimento grueso (Figura 44, D). Con respecto al cemento, hacia la parte central del lente (donde predominan los clastos más gruesos), éste corresponde a mesoesparita con extinción radiaxial (Figura 44, A-B) mientras que hacia los extremos (donde los clastos son más pequeños), se observa un mayor tamaño de grano (mesoesparita) también en presencia de extinción radiaxial. Un aspecto de bastante interés es la presencia de más de una generación de cemento: pseudoesparita hacia el contacto con los clastos y mesoesparita en el intersticio (Figura 44, C). Además, se observa piritita diseminada en todo el corte y textura de reemplazo de ortoclasas evidenciada por superficies cóncavas hacia el huésped.

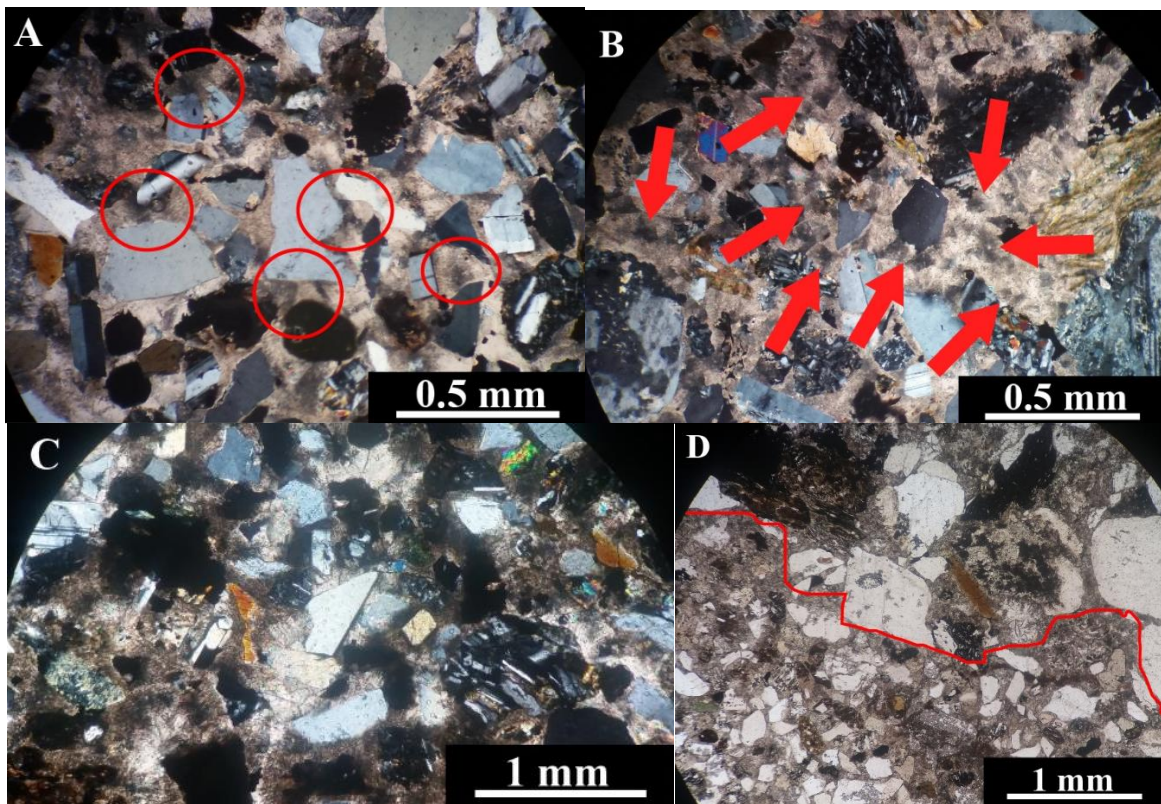


Figura 44. Colección de imágenes a lámina delgada de la zona interna de la muestra CNAV_17. A-B: los círculos y flechas rojas indican la presencia de esparita de carácter radiaxial. C: evidencia de dos generaciones de cemento observables en el espacio intersticial. D: contacto entre un lente de arena muy gruesa a gravilla fina y su entorno.

CNAV_18: concreción carbonática irregular a hemiesferoidal, de 17 cm de eje mayor y 13 cm de eje menor (Figura 45) alojada en sedimento huésped tamaño arena fina, que presenta una estructura interior masiva color gris azulado (Munsell: 6/N) en ausencia de núcleo visible, rodeada por una fina capa color gris oscuro (Munsell: 10YR 5/1) de 0.2 cm de espesor a la que le sigue otra capa concéntrica de 0.8 cm de espesor, color gris claro (Munsell: 5Y 7/1). Finalmente, le sigue una de color marrón rojizo (Munsell: 10YR 5/4), de 0.4 cm de espesor.

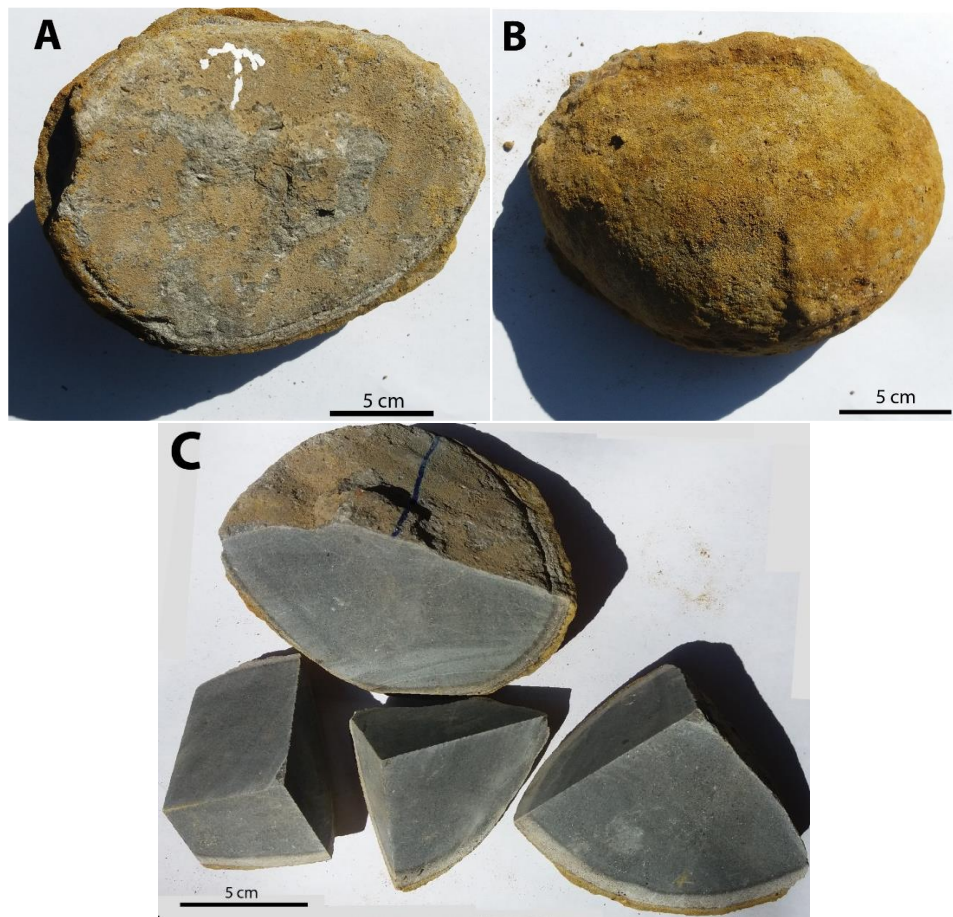


Figura 45. Imagen de la muestra CNAV_18 (A: vista frontal; B: vista trasera; C: vista interior dados dos cortes transversales, uno paralelo y otro perpendicular a la superficie de estratificación). La flecha blanca indica el techo de la sucesión. Notar la presencia de una zona interna color gris azulado, que es rodeada por capas concéntricas de distinta composición, color gris claro y marrón anaranjado (C).

CNAV_19: concreción carbonática, de forma ovoidal (Figura 46), desarrollada en una matriz de arena media color gris (Munsell: 5Y 6/1), que posee 13 cm de eje mayor (perpendicular a la paleohorizontal), 12 cm (entrando al afloramiento) y 11 cm (paralelo a la paleohorizontal) de ejes menores. Hacia el contacto con el afloramiento se observan nódulos centimétricos coalescentes a la concreción. Un corte transversal paralelo a la superficie de estratificación evidencia una zona interna masiva color gris azulado (Munsell: 6/N), rodeada de una fina capa color gris oscuro (Munsell: 10YR 5/1), de 0.3 cm de espesor, a la que le sigue una capa color gris claro (Munsell: 5Y 7/1) con espesores variando desde 0.2 a 1 cm. Finalmente, y hacia el contacto de la concreción con el afloramiento, se observan finas capas concéntricas compuestas de óxidos de hierro color marrón anaranjado (Munsell: 7.5 YR 6/6) en las que se observa el intercrecimiento de los nódulos anteriormente mencionados.

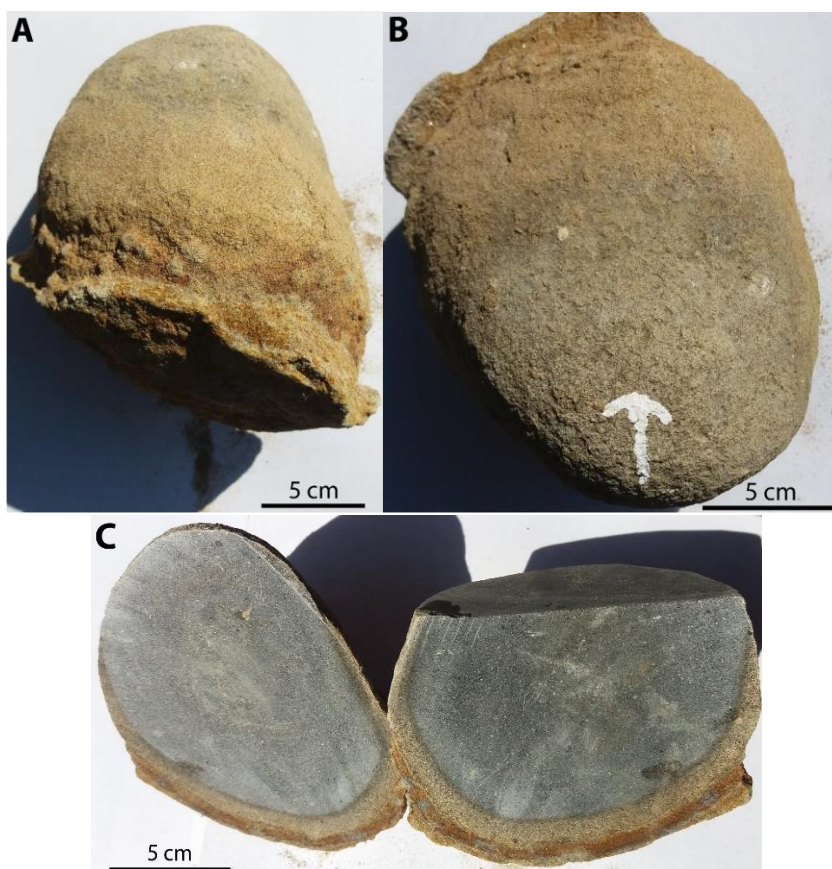


Figura 46. Imagen de la muestra CNAV_19 (A: vista lateral; B: vista frontal; C: vista interior producto de un corte transversal paralelo a la superficie de estratificación). La flecha blanca indica el techo de la sucesión. Notar la presencia de una zona interna color gris azulado, que es rodeada por capas concéntricas de distinta composición, color gris oscuro, gris claro y marrón anaranjado, descritas desde centro a borde (C).

CNAV_20A: concreción irregular, de bordes sinuosos, que presenta un núcleo de madera fosilizada color marrón oscuro (Munsell: 5Y 3/2) (Figura 47) en presencia de trazas asociadas a *Teredolites* (agujeros de 0.5 cm dentro de la madera, rellenos tanto de sedimento como cemento carbonático) y estructuras fibrosas. La concreción en su zona interna, en los alrededores del núcleo, exhibe un color gris azulado (Munsell: 6/N) y no presenta estructura reconocible. La zona externa presenta láminas concéntricas milimétricas compuesta de óxidos de hierro color anaranjado (Munsell: 10YR 6/6). La matriz circundante al núcleo presenta tamaño arena fina a gruesa, mientras que la más externa corresponde a arena fina a muy gruesa.

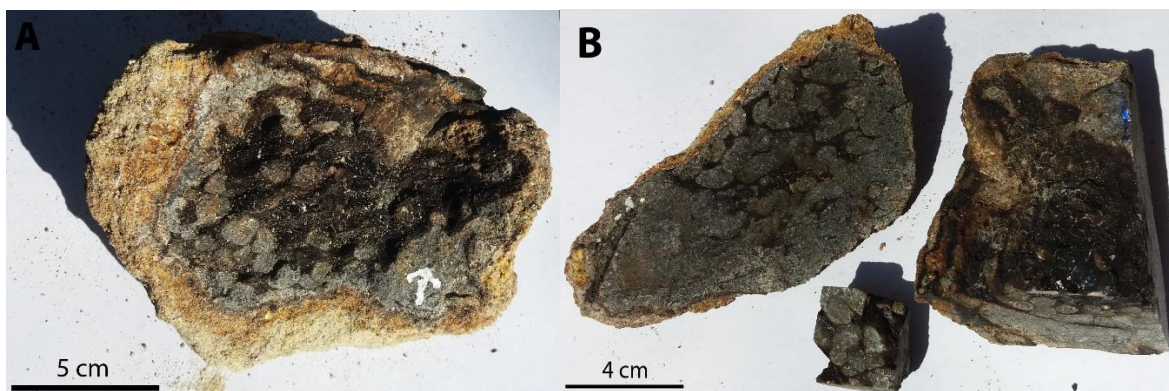


Figura 47. Imagen de la muestra CNAV_20A. La flecha blanca indica el techo de la sucesión. Notar la presencia del núcleo concrecionario compuesto de un fragmento de madera fosilizada en presencia de bioturbación asociada a *Teredolites*, rodeado de una zona interna color gris azulado a la que le sigue una zona externa color marrón claro.

Con respecto al análisis de lámina delgada, hacia el centro del corte se observa un núcleo compuesto de fragmentos de madera indeterminados en presencia de galerías de hasta 1 cm de eje mayor asociadas a *Teredolites*, rellenas con clastos muy pobremente seleccionados de 0.05 a 2.5 mm de eje mayor (limo grueso a gravilla fina) y cemento pseudoesparítico (Figura 48, B), además de porosidad remanente (espacios vacíos de hasta 2.8 mm de eje mayor acompañados de grietas alargadas e irregulares entre las fibras de madera) (Figura 48, A). Hacia el borde, eso sí, se observa que el cemento disminuye su tamaño (dada la presencia de microesparita con parches de micrita). Con respecto a los clastos, se evidencian pellets de glauconita (Figura 48, D; E) redondeados y muy pobremente seleccionados y rellenos de minerales opacos, algunos alterados a óxidos de hierro; además de cristales de cuarzo mono/policristalno, ortoclasas fracturadas y meteorizadas a arcillas, fragmentos líticos volcánicos andesíticos, biotitas, plagioclasas (tanto zonadas como puras), microclina y probables trizas volcánicas, distribuidos en todo el corte. Se observan, además (Figura 48, F), fantasmas de bivalvos indeterminados, rellenos de cemento esparítico tipo bladed gradando a mosaico y textura de reemplazo en feldespatos (Figura 48, C).

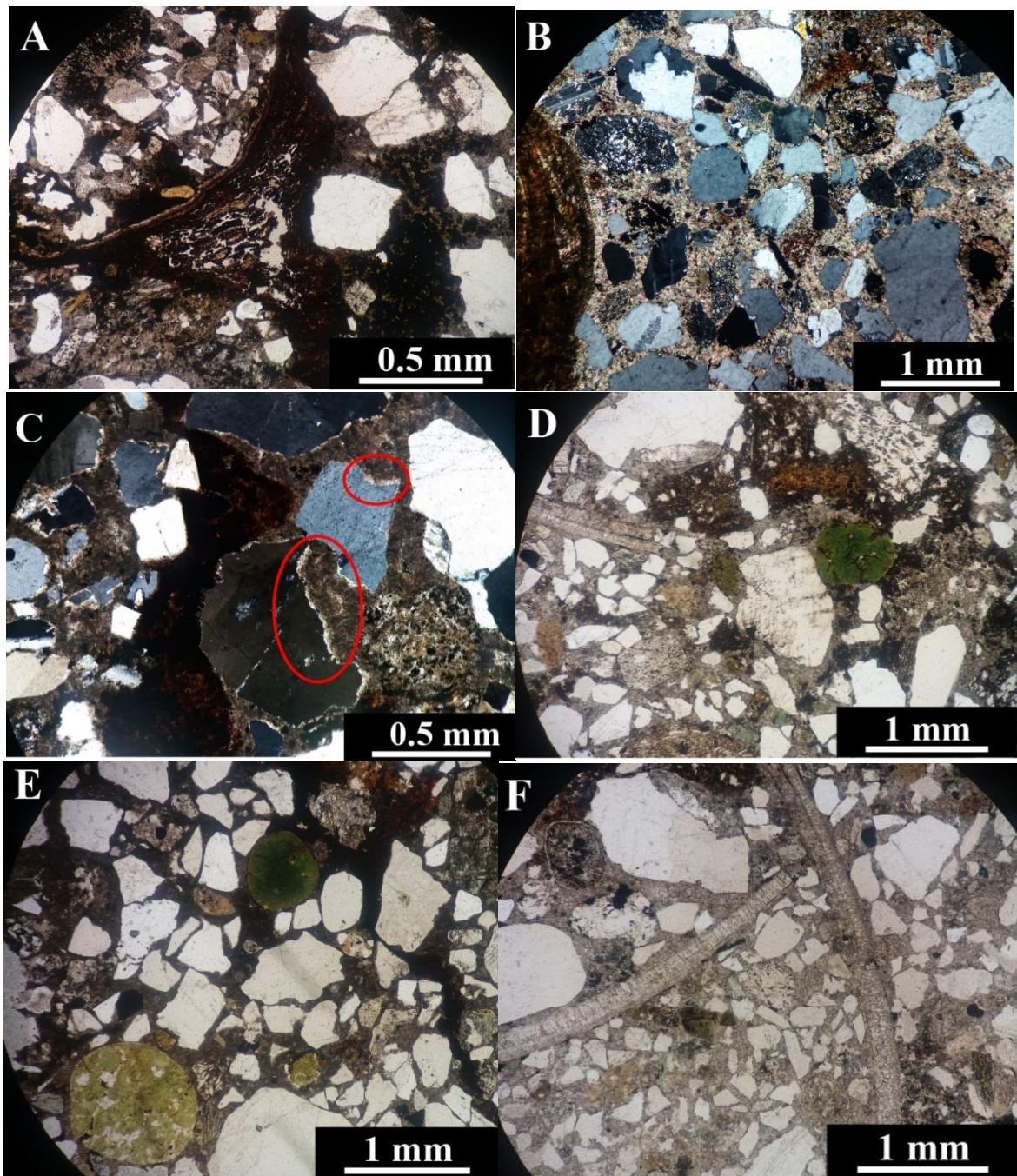


Figura 48. Colección de imágenes observadas a lámina delgada y referentes a la muestra CNAV_20A. A: presencia de porosidad remanente al interior del núcleo. B: pseudoesparita relleno del espacio intersticial de la zona interna concrecionaria. C: textura de reemplazo feldespato – carbonato a modo de superficies cóncavas hacia el huésped (indicado por los círculos rojos). D-E: presencia de pellets glauconíticos en la zona interna concrecionaria. F: fantasmas de bivalvos indeterminados presentes en la zona interna.

CNAV_20B: concreción carbonática irregular, de 21 cm de eje mayor (Figura 49), desarrollada en una matriz de arena muy fina a muy gruesa (entre 1 y 2 mm de tamaño de grano), color gris (Munsell: 7/N). Se observa una lámina de carbón, de 1 cm de grosor, en la concreción,

además de segmentos irregulares y localizados en ella, los cuales se encuentran rodeados de una fina lámina anaranjada (Munsell: 7.5YR 6/8) compuesta de óxidos e hidróxidos de hierro. Se observan también trazas asociadas a *Teredolites*, rellenas de cemento calcáreo.

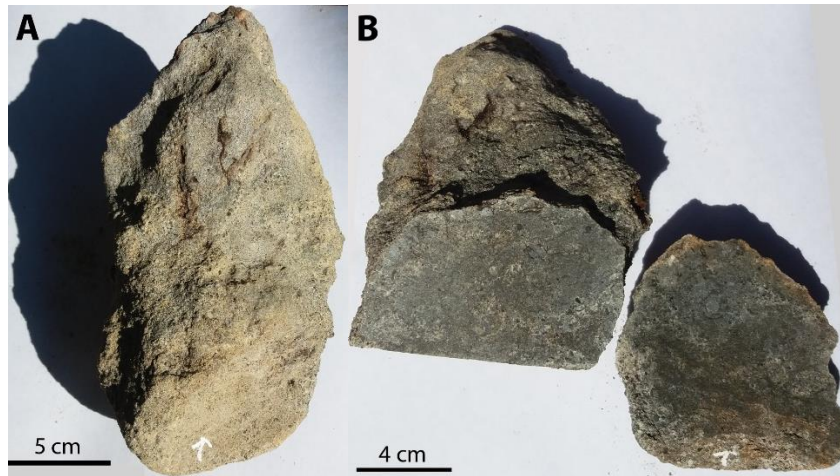
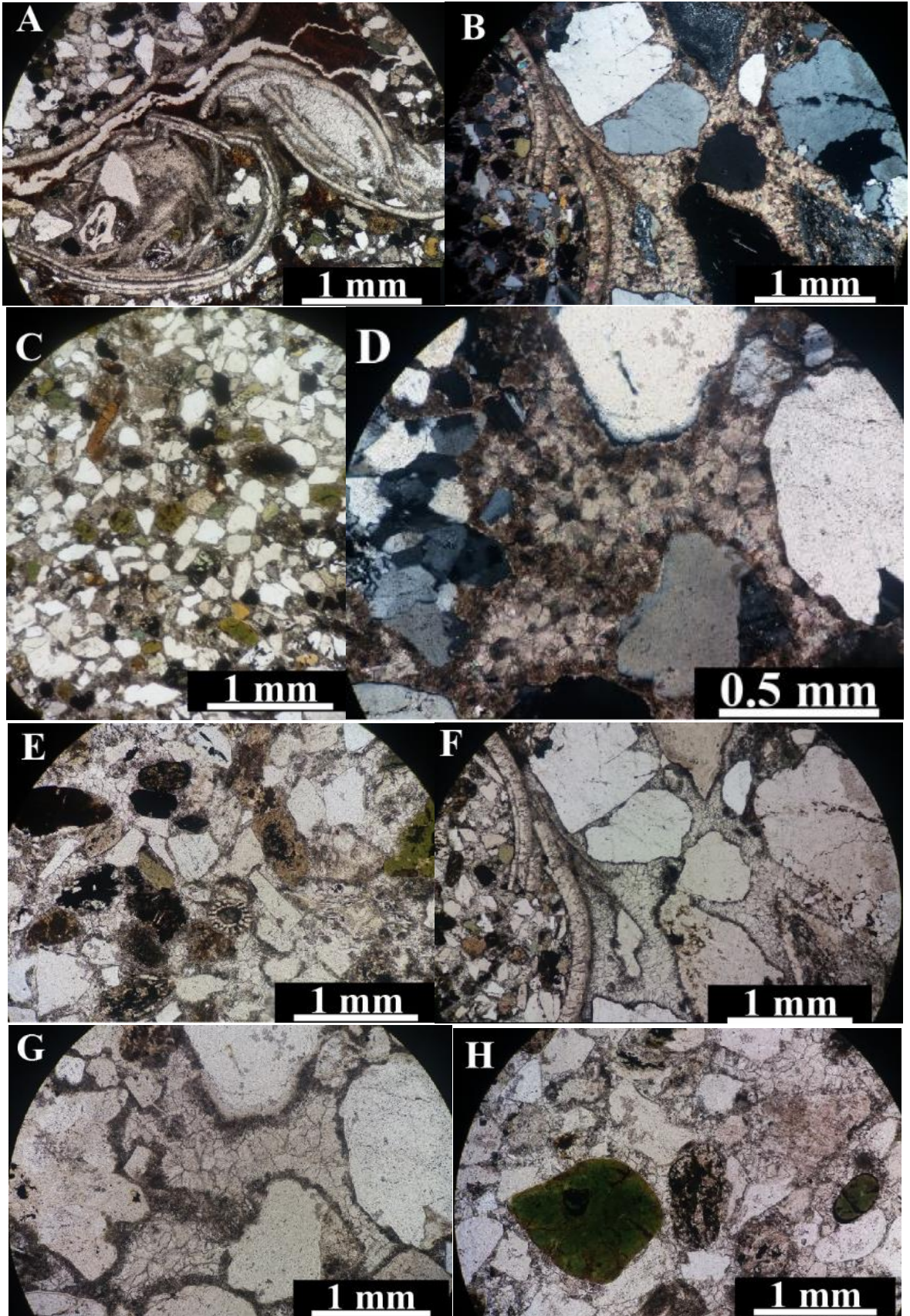


Figura 49. Imagen de la muestra CNAV_20B (A: vista superior; B: vista lateral). La flecha blanca indica el techo de la sucesión. El corte transversal evidencia la presencia de pequeños fragmentos de madera fósil rodeados de una abundante zona interna color gris azulado.

El corte transparente realizado revela que, a modo de núcleo, se observan fragmentos de madera a los que se le asocian segmentos de galerías cementadas y fracturadas (Figura 50, A) asociadas a *Teredolites*, las cuales se observan como formas semilunares cuyas paredes se encuentran cementadas con cristales mesoesparíticos y rellenas de clastos pobremente seleccionados variando de 0.1 a 2.5 mm de eje mayor (arena muy fina a gravilla fina), compuestos de cuarzo mono/policristalino de extinción recta y ondulosa, plagioclasas (cumuladas e individuales), biotita y pellets de glauconita (Figura 50, C, H, I, J, K, L) de pobre selección, subredondeados y variando de forma irregular a oval. Se observa porosidad remanente interpartícula (vetillas irregulares no rellenas en la madera y poros aislados) y porosidad móldica, además de minerales opacos distribuidos en todo el corte asociados a pirita diseminada (Figura 50, M), además de fantasmas de bivalvos indeterminados (Figura 50, B). El cemento se presenta en forma de dos generaciones (Figura 50, D): pseudoesparítico (dada la presencia de parches micrita) hacia el contacto con clastos y esparítico (grano más grueso) hacia el centro de los poros, de carácter radiaxial (Figura 50, D). Se observa un fantasma asociado a una espícula de equinodermo (Figura 50, E) y dos grandes acumulaciones locales de clastos más gruesos.



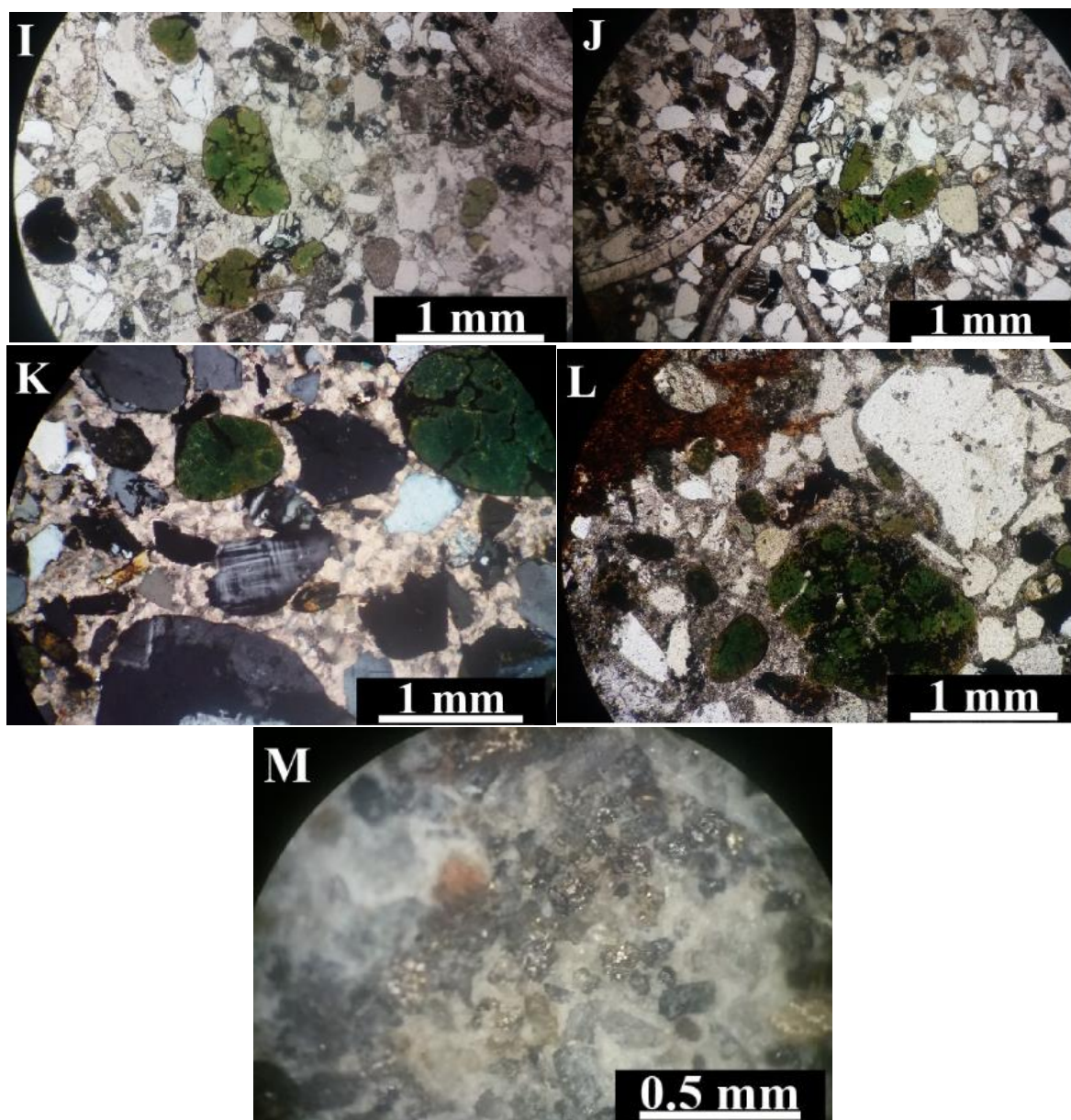


Figura 50. Colección de imágenes observadas a lámina delgada asociadas a la muestra CNAV_20B. A: galerías asociadas a *Teredolites*, rellenas y cementadas. B, F: fantasmas de bivalvos indeterminados presentes en la zona interna de la concreción. C, H, I, J, K, L: evidencias de pellets glauconíticos en presencia de minerales opacos ubicados en la zona interna de la concreción. D, G: evidencia de dos generaciones de cemento concrecionario observados en la zona interna. Notar el carácter radiaxial del cemento esparítico observado en D. E: fantasma de una espícula de equinodermo. M: presencia de pirita diseminada en toda la zona interna de la concreción.

CNAV_12: concreción carbonática irregular, de 17.1 cm de eje mayor y 9.2 cm de eje menor (Figura 51, A), desarrollada en una matriz tamaño arena media a fina, color gris a marrón claro (Munsell: 5Y 7/3), que presenta finas vetillas inmersas en su interior (formando capas milimétricas discontinuas dispuestas perpendicularmente a la superficie de estratificación). Un corte transversal, llevado a cabo paralelo a ésta última, evidencia una mayor cantidad de vetillas sinuosas de espesores variables (desde 0.1 a 0.3 cm), compuestas de carbonato de calcio (Figura 51, B).

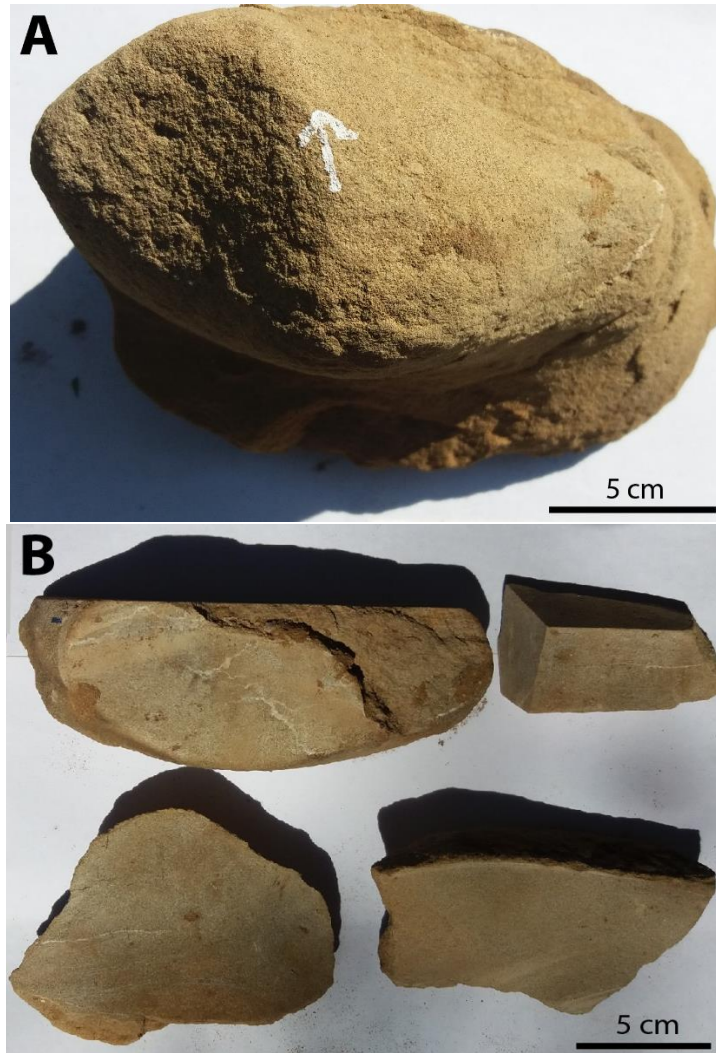
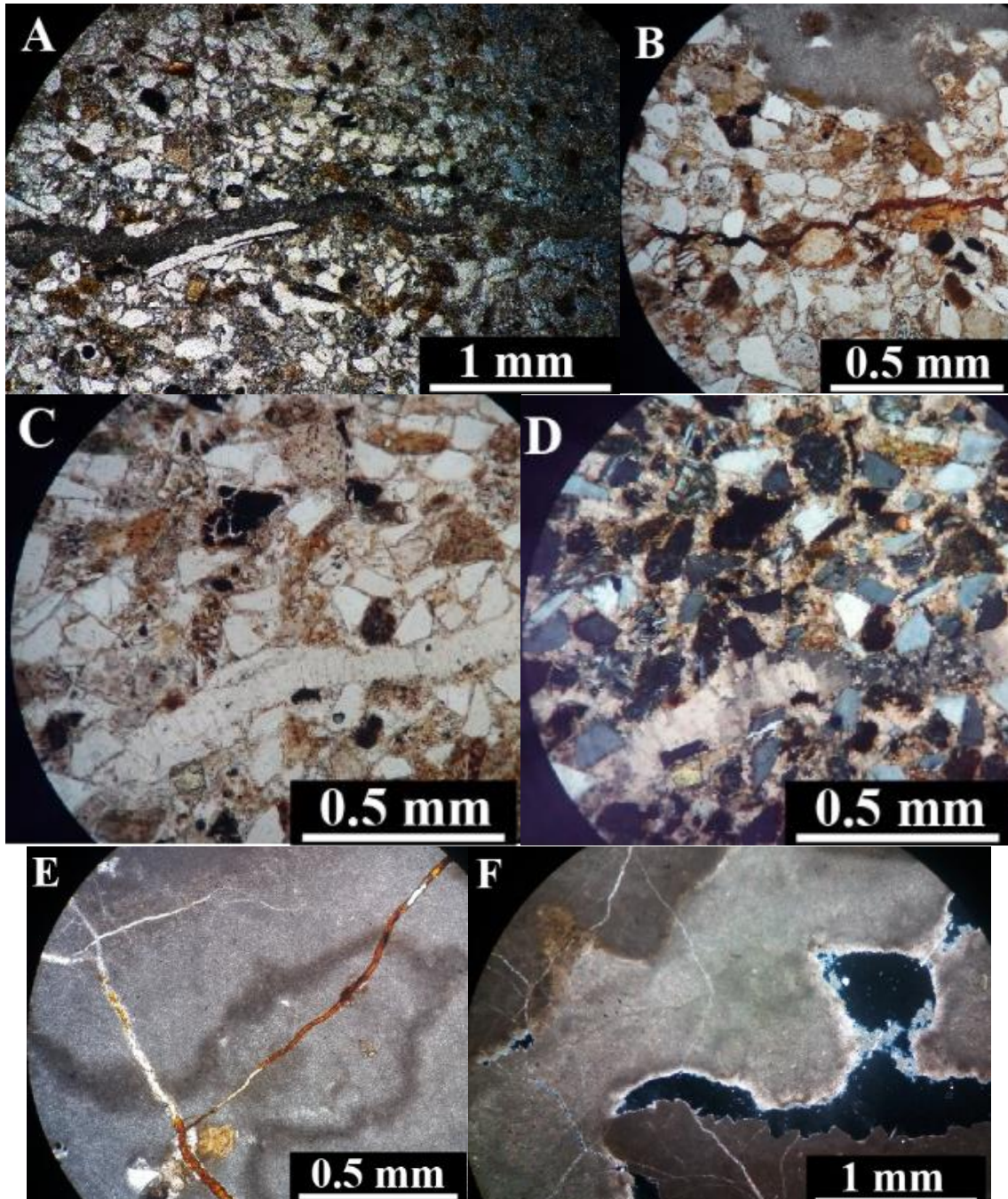


Figura 51. Imagen de la muestra CNAV_12 (A: vista frontal; B: vista interior dado un corte transversal paralelo a la superficie de estratificación). La flecha blanca indica el techo de la sucesión. El corte transversal evidencia la presencia de vetillas sinuosas e irregulares rellenas por material carbonático al interior de la zona interna de la concreción.

Los cortes transparentes realizados evidencian una concreción compuesta de clastos de 0.1 a 0.4 mm de eje mayor (tamaño arena media a muy fina), muy bien seleccionados, de plagioclasa, ortoclasa, cuarzo monocristalino, biotita, pellets de glauconita alterada (Figura 52), fragmentos líticos volcánicos andesíticos, hornblenda cloritizada y escasas micas blancas. Se observan también grandes cantidades de óxidos distribuidos en todo el corte, asociados a jarosita y goethita (presentes en los intersticios y relleno de vetillas tardías (Figura 52, B, E), además de minerales opacos (reconociéndose pirita diseminada en todo el corte). Se observa, además, textura de reemplazo de feldespatos a modo de superficies cóncavas hacia el huésped. (Figura 52, G).

Además, en esta muestra se observa una inyección de material (Figura 52, E, F, J, K) evidenciada por vetillas irregulares, sinuosas y de espesores variables que provienen de un gran volumen irregular. Éstas incorporan y acarrean material clástico de su entorno circundante (Figura 51, H, I, L). La inyección se encuentra “zonada” (Figura 52, F, J), en tanto se observa que las áreas internas presentan pseudoesparita, mientras que, hacia los bordes, se evidencia microesparita en presencia de parches de micrita. Existe, además, porosidad remanente dentro de la inyección y en el corte (vetilla no rellena y poros aislados) (Figura 52, F), además de porosidad móldica (asociadas a valvas indeterminadas) rellena con mesoesparita de carácter sintaxial. El cemento concrecionario corresponde a pseudoesparita dada la presencia de parches de micrita.



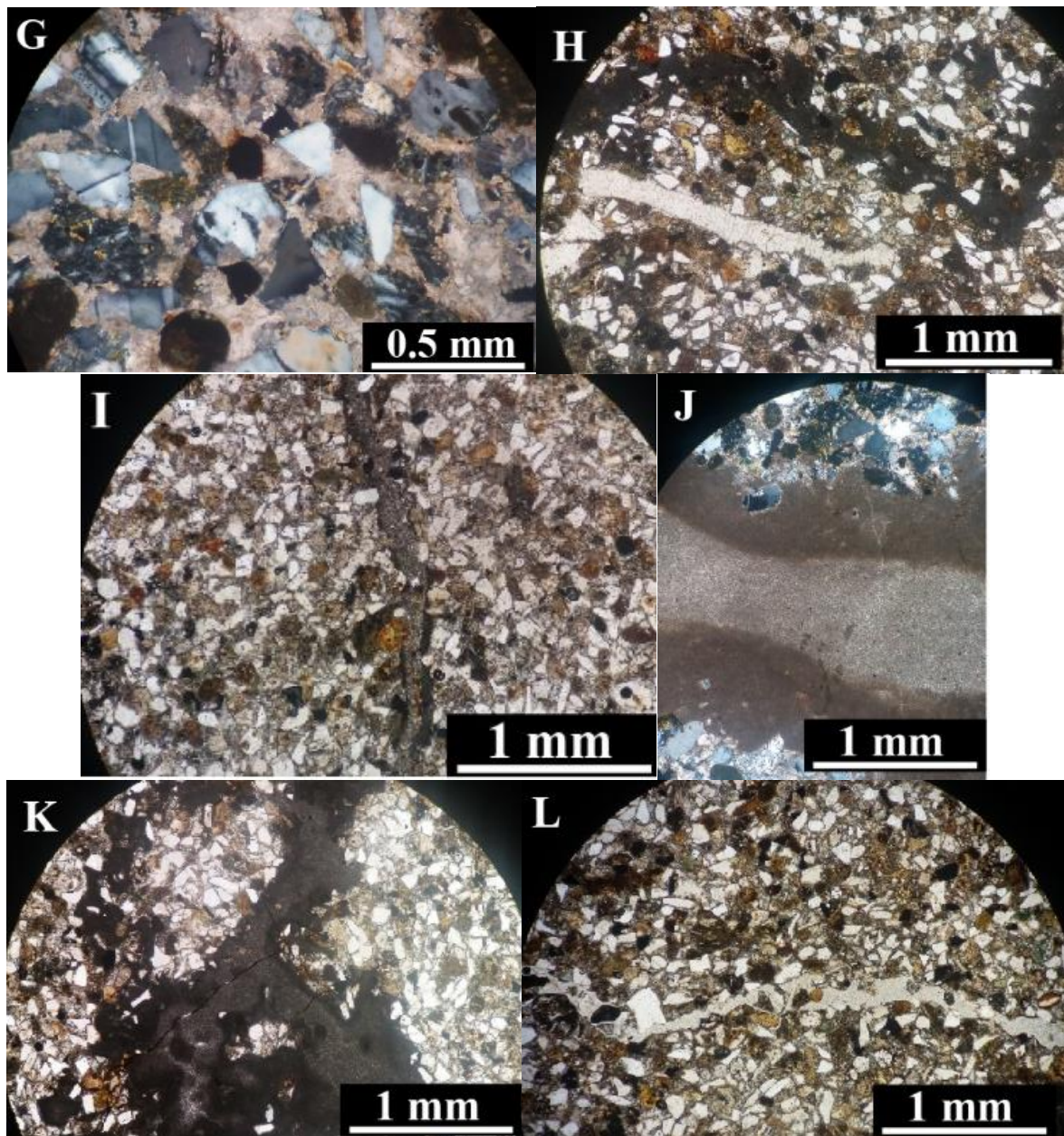


Figura 52. Colección de imágenes a lámina delgada referentes a la muestra CNAV_12. A: vetilla sinuosa e irregular rellena de microesparita. B: vetilla sinuosa e irregular rellena de goethita (cemento tardío). C-D: molde de bivalvo relleno de mesoesparita tipo ‘bladed’. E: vetilla rellena de goethita que corta los pulsos inyectivos. F: porosidad remanente rodeada de microesparita proveniente de la inyección. G: textura de reemplazo feldespato – carbonato evidenciada por superficies cóncavas hacia el huésped. H: vetilla rellena de microesparita, proveniente de la inyección clástica, que acarrea clastos de su entorno en su interior otorgándole un carácter no consolidado a la concreción al momento de la inyección. I: Inyección de material carbonático en la concreción, donde se observan dos pulsos de características texturales distintas (el primero, compuesto de microesparita y el segundo, de micrita). K: vetillas sinuosas rellenas de microesparita, provenientes de la inyección. L: vetilla sinuosa no rellena.

CAPÍTULO 5. DISCUSIONES

Los resultados obtenidos a partir de este estudio llevado a cabo en concreciones entregan información que permiten interpretar (si bien de manera parcial para el caso de algunas muestras) aspectos ya sea del origen, procesos de crecimiento o implicancias paleoambientales asociadas a estas estructuras presentes en las formaciones marinas costeras de interés. A saber:

5.1 Formación Navidad:

5.1.1 Control granulométrico en la morfología concrecionaria

Las características petrográficas de los cortes transparentes analizados (escasos contactos entre granos, de tipo puntual; ausencia de disolución por presión, cantidades de cemento sobre el 40% y escasas variaciones en el espacio intersticial de núcleo a borde) permiten deducir la ausencia de una compactación considerable al momento de crecer la concreción. Además, la buena preservación del material vegetal en el núcleo (cuando se observa) indican que el crecimiento comenzó en una etapa eogenética (Landman y Klofak, 2012) y la cementación habría sido suficiente para prevenir los efectos de una compactación y alteraciones posteriores (Raiswell y Fisher, 2000). Si bien se ha señalado que la granulometría de los depósitos de arena (a diferencia de los de tipo pelítico) no favorece una dirección de crecimiento preferencial para las concreciones independiente del grado de compactación existente (Marshall y Pirrie, 2013), en las areniscas de la Formación Navidad se observan estructuras de diversas morfologías y tamaños, ya sea cercanas entre sí o a lo largo del afloramiento, desde subesféricas a elipsoidales e irregulares, incluso coalesciendo en capas paralelas a la superficie de estratificación. Particularmente, en los niveles estudiados (que presentan morfologías concrecionarias subesféricas a elongadas, elipsoidales, irregulares y coalescentes) las intercalaciones centimétricas de limo presentes (Figura 32) podrían eventualmente haber generado un control en la anisotropía de la permeabilidad del agua de poros restringiendo su circulación durante el crecimiento concrecionario (Marshall y Pirrie, 2013) y afectando al desarrollo de éste. Cabe agregar que no se observa una dirección o morfología de crecimiento preferencial en las muestras analizadas.

5.1.2 Tipos de crecimiento concrecionario:

Con respecto al crecimiento, cabe indicar que las distintas generaciones (tempranas y tardías) de cemento observadas (muestra CNAV_3, CNAV_17 y CNAV_20B) y la presencia de porosidad remanente indican que el proceso de crecimiento no estaba generando un cuerpo rígido creciendo de manera gradual, continua y radial hacia afuera, sino más bien uno plástico a modo de parche difusivo débilmente cementado, soportable por el sedimento huésped y de todas formas capaz de resistir una eventual compactación. El tipo de crecimiento en las muestras responde a aquél de tipo pervasivo, lo que implica que el crecimiento concrecionario se vio acompañado de una cementación temprana incompleta dejando espacio de poro disponible (en términos mínimos) para ser o no rellenado por cemento tardío (Marshall y Pirrie, 2013). Además, también se observa de

manera no excluyente la presencia de rasgos que evidencian el crecimiento de capas concéntricas en las muestras luego del desarrollo de la zona interna. Por otra parte, el crecimiento pervasivo implica que, en estadios tempranos, el volumen concrecionario puede no ser distinguido con facilidad del sedimento circundante lo que también ayudaría a explicar el soporte de una masa carbontada relativamente densa en un sedimento huésped poroso y de baja densidad (Raiswell y Fisher, 2000). En las muestras analizadas para este estudio, la precipitación de cemento no protegió a los fragmentos detríticos de alteración (evidenciado por texturas de reemplazo de granos), lo que también se condice con una cementación temprana incompleta que permite el ingreso de fluidos al sistema a través de la existencia de porosidad y permeabilidad remanentes (siendo, por tanto, un sistema abierto). En este estudio no es posible aseverar que la cantidad de cemento observable equivale a la cantidad de porosidad disponible al momento de la cementación, ya que esto no considera los procesos de reemplazo (como el anteriormente mencionado), que también contribuyen al cemento concrecionario.

La muestra CNAV_12 es otro ejemplo de cementación incompleta, en tanto la existencia de clastos de la concreción acarreados por el material inyectivo, los bordes irregulares y sinuosos de la inyección y la presencia de dos pulsos en éste último, hace referencia a que el material se encontraba en estado plástico y poroso, parcialmente litificado, más que siendo un cuerpo rígido durante su crecimiento al momento de ocurrir la inyección, lo que alude a un desarrollo de carácter pervasivo (Raiswell y Fisher, 2000). La inyección podría deberse eventualmente a procesos de sobrepresión gatillados por eventos sísmicos (evidenciados también por las fallas observadas (Figura 70, Anexo) y gran cantidad de fracturas de escala menor en la Formación Navidad). Las vetillas tardías presentes (bordes rectos y rellenas de cemento tardío) hacen referencia a procesos telogenéticos de influjo de aguas meteóricas a través de fracturas que permiten la circulación y posterior precipitación de óxidos/hidróxidos de hierro. Cabe agregar que la presencia de fallas locales como la de carácter normal observada en el afloramiento donde se levantó la columna estratigráfica, también apoyaría el modelo de mezcla de fluidos como participante en el crecimiento permitiendo la interacción de la concreción con fluidos tardíos.

5.1.3 Origen del cemento concrecionario:

Cabe señalar que el cemento carbonático también se vio favorecido, aparte de una precipitación a partir del agua de poros sobresaturada, por un reemplazo diagenético entre granos siliciclásticos pertenecientes al sedimento huésped (como son las abundantes ortoclasas y plagioclasas existentes en todas las muestras que evidencian un reemplazo de tipo feldespató – carbonato reflejado en superficies cóncavas hacia el huésped), además de procesos neomórficos consistentes en la recrystalización de micrita primaria a pseudoesparita, evidenciada en todos los cortes, y la disolución de esqueletos bioclásticos.

5.1.4 Evidencias de periodos de omisión sedimentaria:

La presencia de abundantes horizontes concrecionarios (ya sea compuestos de cuerpos individuales o coalescentes) en la Formación Navidad, tanto de manera lateral como verticalmente

en la sucesión estratigráfica además de la abundante bioturbación, implican la ocurrencia de periodos caracterizados por una escasa a nula sedimentación (entre intervalos de depósito rápido y repentino) que favorecerían y facilitarían la difusión y flujo iónicos permitiendo la localización del sitio concrecionario en la zona de reducción de sulfatos (o, eventualmente, en la de oxidación anaeróbica de metano o metanogénesis) por un tiempo lo suficientemente largo tal que se viera favorecido el crecimiento (Raiswell, 1987). Esto da tiempo para que exista renovación de los iones participantes y que difundan hacia el lugar de crecimiento, en vista de que el carbono provisto por la descomposición de un solo cuerpo orgánico es insuficiente para formar una concreción (Marshall y Pirrie, 2013). De esta forma, tanto la difusión como la formación de un microambiente localizado, mediado por reacciones microbiales y el flujo del agua de poros son propicios para la formación de concreciones. Asimismo, estos periodos de *hiatus* deposicional habrían permitido la interacción del sustrato marino con fauna bentónica evidenciado por las trazas asociadas a *Skolithos* observadas en terreno atravesando los niveles concrecionarios, las cuales se relacionan a un sustrato blando y condiciones marinas someras de alta energía, litorales a sublitorales formadas durante agradación o erosión de sedimentos superficiales (Boggs, 2014).

5.1.5 Pellets de glauconita autógenos

La presencia de pellets de glauconita autógenos observados en este estudio en muestras de la Formación Navidad también constituye información destacable en términos paleoambientales, ya que éstos se producen por alteración diagenética (procesos de reemplazo disolución/precipitación) de minerales ricos en hierro en condiciones marinas más bien someras (Chafetz y Reid, 2000). La glauconita constituye un grupo de filosilicatos de aluminio ricos en hierro y potasio que se producirían por procesos de reemplazo (disolución/precipitación) y por formación de agregados pelletizados. Los pellets fecales se generarían, según los autores anteriores, por actividad digestiva de organismos filtradores que remueven sedimento fino de la columna de agua y alteran eventualmente la mineralogía de los minerales arcillosos debido a su paso por el tracto digestivo, produciendo agregados pelletizados y promoviendo un microambiente propicio para la precipitación glauconítica (Dunbar y Berger, 1981; Glenn y Arthur, 1988). Este grupo de minerales se produciría en condiciones eogenéticas y subóxicas, dado un microambiente reductor creado por degradación de materia orgánica permitiendo la removilización de hierro del sedimento circundante y su incorporación en la estructura de la glauconita (Kelly y Webb, 1999; Lee *et al.*, 2002; El Albani *et al.*, 2005). De lo contrario, bajo condiciones oxidantes, se meteorizan químicamente a óxidos de hierro y, en condiciones anóxicas, su producción se ve inhibida dada la presencia del ion sulfuro y la competencia por el hierro al precipitar pirita. Se han registrado condiciones batimétricas de formación muy variables a lo largo del tiempo geológico, desde profundidades muy someras (planicies mareales hasta los 10 m b.n.m.) y condiciones de alta energía y tasas variables de sedimentación en sustratos Cambro - Ordovícicos (Chafetz y Reid, 2000) y del Precámbrico en el norte de China (Tang *et al.*, 2017), hasta profundidades de 500 m durante el Fanerozoico. En sedimentos modernos, los minerales glauconíticos precipitan a profundidades entre los 50 y 200 – 300 m b.n.m (es decir, desde ambiente plataformal a batial superior), relativo a condiciones de baja energía y tasa de sedimentación en condiciones subóxicas. La presencia de estos pellets en las concreciones implica que éstas se formaron cerca de la interfaz agua – sedimento (Chafetz y Reid, 2000).

La profundización de la precipitación de glauconita autógena, desde ambientes intermareales en océanos Precámbricos a plataforma media - talud en océanos del Fanerozoico está probablemente relacionado a cambios seculares en la composición y condiciones redox de los océanos (Chafez y Reid, 2000), en particular de la chemoclina oceánica en respuesta a un aumento en la oxigenación de los mismos (Tang *et al.*, 2017). En el Fanerozoico, aguas cálidas y un alto nivel del mar facilitarían su formación, mientras que en ambientes marinos profundos y a bajas temperaturas no se ven favorecidas (Banerjee *et al.*, 2016). Van Houten y Purucker (1984) señalan que los registros geológicos de glauconita dependen de las variaciones globales del nivel del mar: 453 ocurrencias en océanos modernos y antiguos se relacionan a las curvas del nivel del mar de 1° y 2° orden de Vail *et al.*, 1977, correspondiéndose con periodos de nivel del mar alto y efecto invernadero. Esto se condice con lo observado en la Formación Navidad, dada la evidencia de transgresiones marinas en ella (Gutiérrez *et al.*, 2013).

Además, los minerales glauconíticos se asocian a un cese en la sedimentación y a secciones condensadas en condiciones de autigénesis marina (Banerjee *et al.*, 2016), permitiendo estabilizar las condiciones de glauconitización en el tiempo. Solo el 10% de las ocurrencias se dan más allá del margen continental, lo que podría estar relacionado a la escasez de hierro en ambiente marino profundo dado un bajo aporte detrítico y a un control térmico (debido a las bajas tasas de reacción y menor actividad microbial asociadas) (Schulz y Zabel, 2006; Baldermann *et al.*, 2013). Por lo demás, la tasa de glauconitización suele ser 5 veces menor en zonas marinas profundas que en regiones plataformales someras (Baldermann *et al.*, 2013) (Figura 53). Según Banerjee *et al.* (2016), el sustrato ideal para su formación serían sedimentos arcósicos a subarcósicos en condiciones marinas someras.

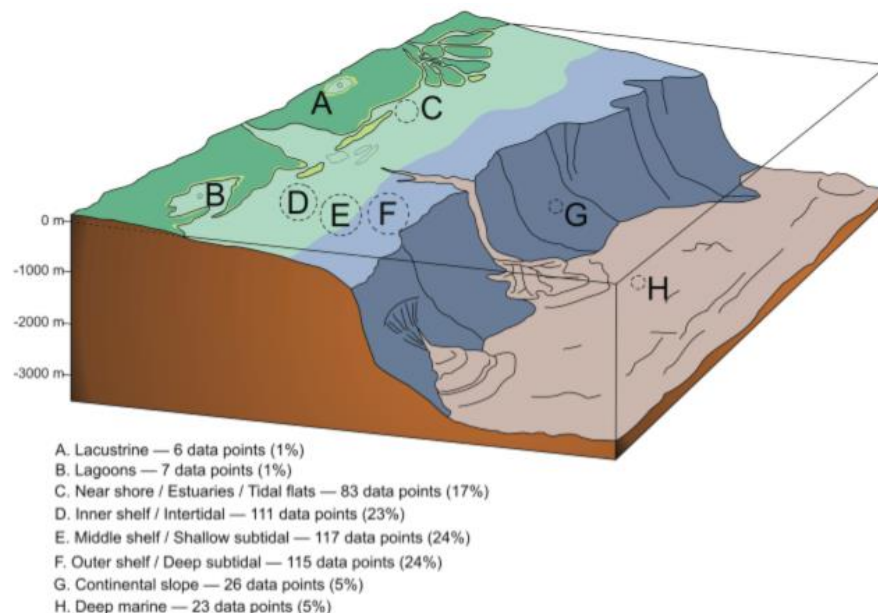


Figura 53. Ocurrencia de depósitos glauconíticos (tanto modernos como antiguos) en diferentes ambientes depositacionales. Notar la pausa en las ocurrencias más allá del borde de talud. Extraído de Banerjee *et al.*, 2016.

Es poco probable que los pellets encontrados en las concreciones de la Formación Navidad presenten un carácter alóctono y que provengan de un ambiente marino profundo. Esto, ya que su tamaño dificulta el que puedan haber sido transportados desde aguas más profundas cercanas hasta la plataforma. Por otro lado, como los depósitos de la Formación Navidad son subyacidos por el basamento plutónico del Paleozoico – Mesozoico y, dado que en las cercanías solo aflora de manera puntual y localizada la Formación marina Punta Topocalma (de edad cretácica), es muy poco probable que los pellets provengan de rocas pretéritas erodadas. Esto se condice con que no se observan restos paleontológicos erodados de ésta última en la Formación Navidad (como fragmentos de amonites, peces y reptiles marinos).

5.1.6 Extinción radiaxial

Un aspecto de bastante interés observado en algunas de las muestras de la Formación Navidad es la presencia de esparita con extinción radiaxial, común en complejos arrecifales (Kerans *et al.*, 1986), observada en las muestras CNAV_1, CNAV_17 y CNAV_20B. Esta textura anómala se produciría debido a una variación sistemática de la orientación del eje c en cristales de calcita marina. Se sugiere que factores de crecimiento durante la nucleación o pequeños gradientes en el reemplazo de Ca por Mg en la estructura cristalina podrían llevar a una deformación local resultando en la convergencia/divergencia del eje c (Richter *et al.*, 2011). Se ha reportado desde ambientes intermareales (Kim y Lee, 2003; Seeling *et al.*, 2005) hasta talud superior (Van der Kooij *et al.*, 2010; Kerans *et al.*, 1986) (600 m b.n.m.), precipitando en condiciones eogenéticas tanto en la zona freática marina como en la zona de mezcla (Kim y Lee, 2003). Según Richter *et al.* (2011), todos los tipos de calcita radiaxial, independientemente del sustrato en el cual se desarrollan y el ambiente de depósito, comparten altas tasas de precipitación y elevadas razones Mg/Ca en el fluido a partir del cual precipita.

5.1.7 Modelo de evolución concrecionaria

Se observa un origen polifásico para la mayoría de las concreciones estudiadas en la Formación Navidad, en tanto se aprecian distintas zonas dentro de un cuerpo concrecionario visibles tanto a escala macroscópica como microscópica. Éstas corresponden a un núcleo (a veces no apreciable), seguido de una zona interna para luego culminar con la zona externa. Se ha elegido la muestra CNAV_3 como representativa y se ha confeccionado un modelo temporal de crecimiento concrecionario que permite explicar su origen y desarrollo, ilustrando la secuencia de eventos involucrados (Figura 54) y los distintos estadios diagenéticos presentes en virtud de los datos que fue posible recabar dados los análisis llevados a cabo en este estudio.

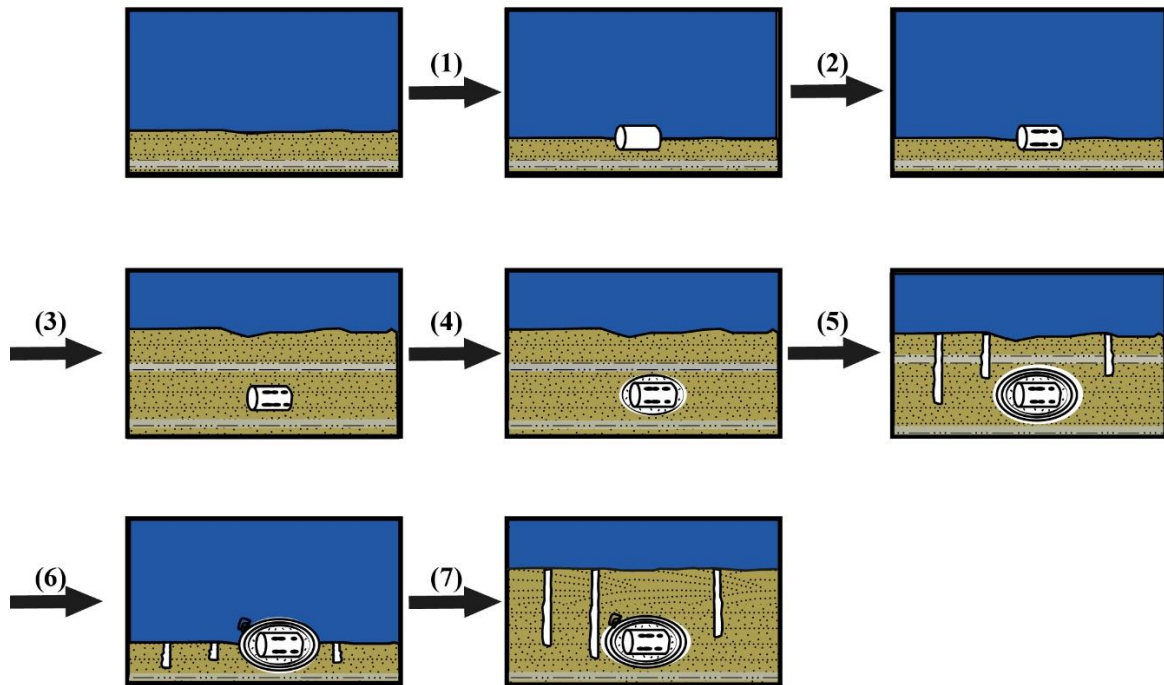


Figura 54. Esquema temporal evolutivo de la muestra CNAV_3, considerada representativa para el estudio llevado a cabo en la Formación Navidad, resumido en 7 etapas evolutivas (más detalles en el texto).

En primera instancia, se tiene la presencia de un núcleo de madera que ha decantado desde la suspensión (1), moderadamente bioturbado luego de su depósito (2) (Figura 55). Las estructuras tubulares presentes en el fragmento de madera serían asociadas a la icnofacies *Teredolites*, en tanto constituyen bioturbaciones llevadas a cabo en especies vegetales, representando trazas de alimentación (fodinichnia) (Boggs, 2014). Cabe agregar que, dado que los Teredos realizan perforaciones en forma radial hacia el silema (Alfonso Rubilar, comunicación oral), el hecho de que se observen galerías de manera más bien tangencial (y tan solo una galería radial) podría deberse a que las perforaciones fueron realizadas poco antes del enterramiento completo de la muestra, ya que, en caso contrario, los organismos perforadores habrían realizado una perturbación mayor en el sustrato orgánico (descartándose, así, que los organismos hayan interactuado con el fragmento de madera cuando éste se encontraba aun en suspensión).

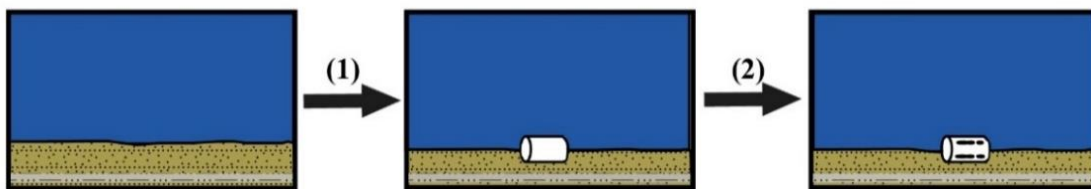
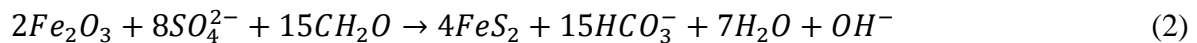
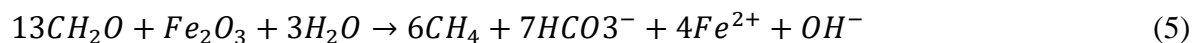
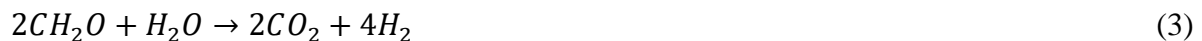


Figura 55. Esquema representativo de las primeras etapas de formación y crecimiento concrecionario, en la que se presenta un fragmento de madera depositado por decantación (1) y que, luego de esto, fue moderadamente bioturbado (2) en presencia de trazas asociadas a *Teredolites* (más detalles en el texto).

Lo anterior facilita una nucleación preferencia alrededor del fragmento de madera, bajo la interfaz agua – sedimento, favoreciendo las condiciones iniciales para la precipitación de cemento concrecionario carbonático luego de su enterramiento (etapas (3) y (4)) y originándose la zona interna (Figura 56). Ésta presenta un desarrollo de tipo pervasivo (Mozley, 1996) caracterizado por una cementación temprana incompleta en vista de la porosidad remanente y distintas generaciones de cemento observadas. La presencia de porosidad remanente, dado que hace disminuir la densidad promedio de la concreción, ayuda a explicar el soporte de estos densos cuerpos alojados en sedimento poroso de baja densidad (Marshall y Pirrie, 2013). Las evidencias sedimentológicas e icnológicas presentadas, como son la presencia de un núcleo; de piritita cúbica cuya formación se produce eogenéticamente en ambiente reductor (Boggs, 2014); y materia orgánica al interior de galerías asociadas a *Teredolites*, sugieren el modelo de equilibrio local para el crecimiento de esta zona. En éste, la descomposición de materia orgánica asociada al fragmento vegetal y a los restos de materia orgánica al interior de las galerías (huellas de alimentación) habría dado lugar a la formación de un microambiente favorable para la sobresaturación y subsecuente precipitación de carbonato de calcio en el agua de poros. Además, se genera una alcalinidad necesaria para la precipitación de éste dada la liberación de ion bicarbonato al medio acuoso intersticial sumado al calcio provisto por el agua de mar y la disolución de restos biogénicos aragoníticos. Si estos iones se producen más rápido que lo que difunden, se produce una sobresaturación local en el microambiente, la cual, dada la existencia de abundante sulfuro de hierro en la muestra (tanto en las galerías como diseminadas en todo el corte), implica la presencia de procesos microbianos eogenéticos incidentes en el crecimiento del carbonato autógeno concrecionario como son, en ambiente anóxico, la reducción de sulfatos y hierro (teniéndose como resultado la formación de piritita). Estos procesos involucran las siguientes reacciones químicas:



(1) causa una disminución del sulfato disuelto con la profundidad y (2) utiliza el hierro provisto por óxidos de hierro detríticos. Ambos procesos permiten aumentar la alcalinidad del sistema (Schrag *et al.*, 2013) dada la producción de ion bicarbonato. No se descarta, sin embargo, la posible ocurrencia de procesos relacionados a oxidación anaeróbica de metano y/o metanogénesis (o reducción de CO_2) posteriores, los cuales se rigen por:



(3) y (4) se vuelven significativas una vez que el sulfato disuelto del agua de poros se ha deprimido y (5) permite generar la alcalinidad necesaria. Según el trabajo de Marshall y Pirrie (2013), en su modelo para diferentes fuentes de carbono según el grado de enterramiento (Figura 57), a estos procesos se le atribuyen profundidades menores a 10 m bajo la interfaz.

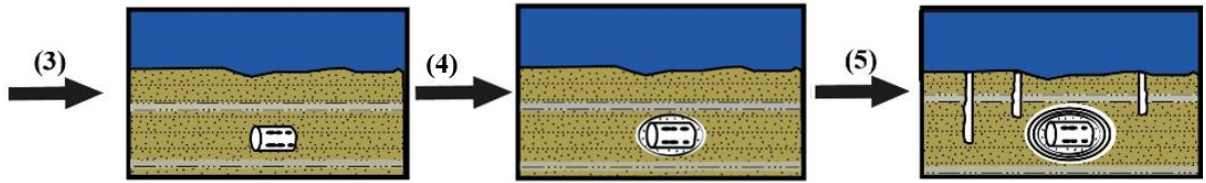


Figura 56. Esquema representativo de las siguientes 3 etapas de crecimiento concrecionario. Éstas consisten en un enterramiento apresurado del fragmento vegetal debido eventualmente a un rápido y repentino depósito, que permitiría (en presencia de omisión) la formación de la zona interna alrededor del núcleo concrecionario. Luego, la exposición a condiciones oxidantes (cambio en la química del agua de poros) permitiría la formación de la zona externa de la concreción (más detalle en el texto).

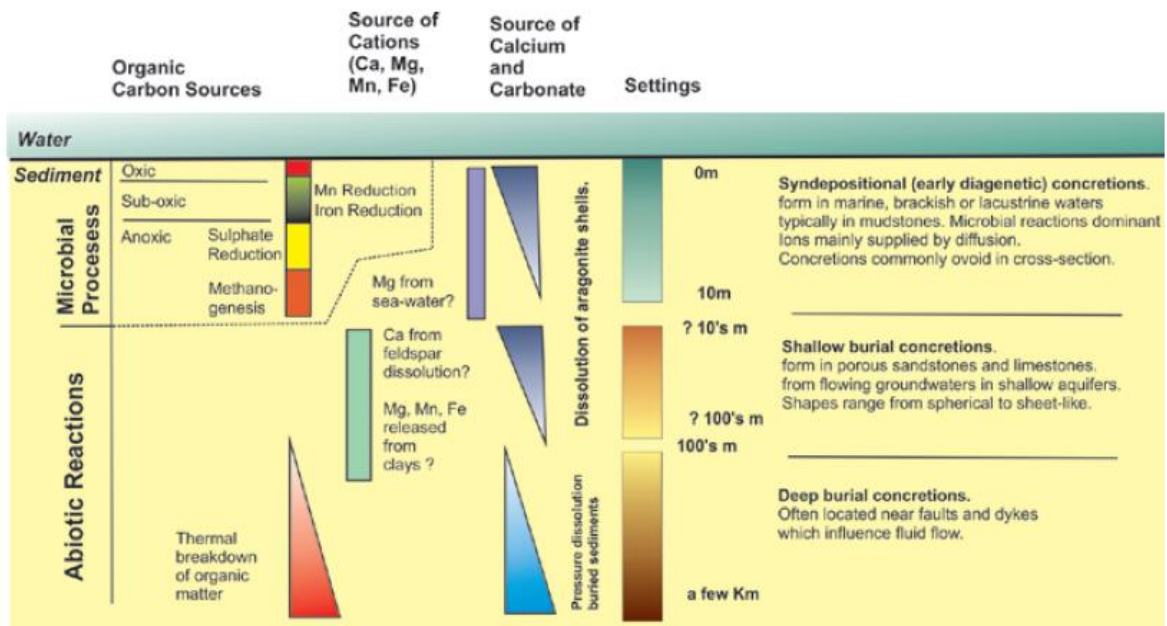


Figura 57. Modelo esquemático de las fuentes de carbonato según el grado de enterramiento. Extraído de Marshall y Pirrie (2013).

Dado que implica condiciones aeróbicas (Savrda y Bottjer, 1988), la bioturbación observada en el depósito habría ocurrido después que el crecimiento de la zona interna y al tiempo que comienza el desarrollo de las capas que componen la zona externa (5), en condiciones oxidantes. Esto habría ocurrido cerca de la interfaz agua – sedimento según lo propuesto por Bottjer y Ausich (1986), quienes indican que las profundidades típicas consistentes con organismos productores de trazas alcanzan hasta un metro bajo ésta. Las capas de la zona externa se interpretan como generadas de manera concéntrica, en presencia de porosidad remanente e irregularidad en los espesores. Dichas envolturas se habrían generado bajo el modelo de equilibrio y/o mezcla de fluidos, donde los cambios en el tipo de cemento responderían a cambios en la química del agua de poros. Además, esto habría permitido la interacción de la concreción con aguas ricas en sílice o de bajo pH ocurriendo la precipitación de las capas concéntricas (componiéndose de un cemento feldespático la primera, y de abundantes óxidos e hidróxidos de hierro, la segunda). La

composición de estas capas concéntricas se condice con la interacción de fluidos llevada a cabo en la zona de mezcla, con participación de aquellos ricos en oxígeno.

Se proponen procesos de difusión y flujo como aquellos involucrados en el crecimiento concrecionario en tanto proveerían una renovación iónica hacia el sitio de interés, necesaria para mantener la sobresaturación con respecto al componente a precipitar. Si bien la difusión es un proceso lento (Marshall y Pirrie, 2013), la existencia de un hiatus deposicional (ver más abajo) y la presencia de sedimento huésped poroso y permeable (como lo son las arenas medias a gruesas que alojan a los cuerpos concrecionarios) facilitaría la participación de ambos procesos. El modelo propuesto se condice con lo postulado por Raiswell y Fisher (2000), el cual hace referencia a la posibilidad de que los modelos de equilibrio local y de equilibrio (o el de mezcla de fluidos) puedan ocurrir secuencialmente. Es decir, el de equilibrio local en un comienzo que explique los estadios iniciales de crecimiento en las concreciones que presentan material paleontológico en su interior y luego (dado que el carbonato provisto por un solo cuerpo es insuficiente para el desarrollo del cuerpo concrecionario) el modelo de equilibrio o el de mezcla de fluidos que explicase la continuidad del crecimiento utilizando la alcalinidad del agua de poros circundante.

Posteriormente a (5) (Figura 58), la intervención de un evento erosivo (6) probablemente asociado a eventos de corta duración como una tormenta (Tsujita, 1995) (dada la presencia de estratificación cruzada mamblada cercana a las concreciones) o de winnowing por corrientes marinas de fondo que perturban el sustrato removiendo el sedimento, habría dado lugar a una exhumación de la concreción (etapa telogenética). Cabe mencionar que las tormentas no pueden ser el único proceso involucrado, ya que éstas producen depósitos gradados y el sedimento fino que se deposita a continuación habría limitado la acción de organismos en la superficie externa de la concreción (Fürsich *et al.*, 1992). Los procesos mencionados habrían contribuido a la exposición de la concreción sobre la interfaz agua – sedimento permitiendo su interacción con organismos bentónicos (Fürsich *et al.*, 1992) (en este caso, dada la presencia de un gastrópodo indeterminado probablemente perforador y preservado a modo de molde interno en la superficie externa de la concreción). Esto último también hace referencia a una cementación incompleta, la que se ve respaldada por la disrupción de cemento vía organismos excavadores (Bjorykke, 1973). Posteriormente, en la etapa (7) se habría reanudado la sedimentación en condiciones marinas someras, bajo el nivel del oleaje en condiciones normales (esto es, bajo los 8-15 m de profundidad) (Arche, 2010; Reineck y Singh, 1975) y sobre el nivel del oleaje en tiempos de tormenta (esto es, sobre los 20-35 m de profundidad) (Arche, 2010; Reineck y Singh, 1975) dada la presencia de estratificación cruzada mamblada y en artesa posibles de observar en el afloramiento de donde se obtuvieron las muestras (Figura 58).

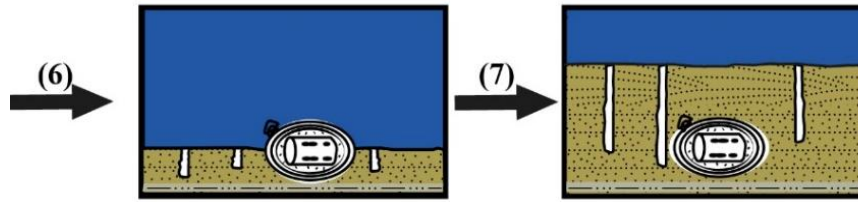


Figura 58. Esquema representativo de las últimas dos etapas de crecimiento concrecionario. Un evento erosivo de corta duración, probablemente asociado a eventos de tormenta, habría permitido la exposición de la concreción sobre la interfaz agua – sedimento y su interacción con organismos bentónicos. Luego de esto, se reanuda la sedimentación en condiciones marinas someras sobre el nivel del oleaje en tiempos de tormenta (más detalle en el texto).

5.1.8 Resumen

En resumen, respecto a la Formación Navidad, la presencia de glauconita autógena al interior de la zona interna de las concreciones analizadas en este estudio, el núcleo compuesto de madera fósil con trazas asociadas a *Teredolites*, la estratificación cruzada mamblada y en artesa presente en los niveles aledaños a las concreciones, la fuerte bioturbación asociada a la icnofacies *Skolithos*, la presencia de esparita de carácter radiaxial, las estructuras de socavamiento y relleno a modo de ‘clusters’ de sedimento grueso (Tsujita, 1995) (Figura 33; Figura 71, Anexo), además de los paquetes laminados a masivos de arena gruesa en los que se enmarcan los niveles concrecionarios analizados (probablemente depositados en un ambiente deltaico en su tramo distal según el trabajo de Gutiérrez *et al.* (2013)), apoyarían la propuesta paleoambiental postulada por trabajos anteriores para la Formación Navidad, consistente en un ambiente plataformal a borde de talud continental implicando profundidades someras (no más de 200 m aproximadamente) y refutando la proposición de que la costa pacífica de Chile Central sufrió una subsidencia de *ca.* 2000 m, como mínimo, al comienzo del depósito de la Formación Navidad (Encinas *et al.*, 2008). En términos proximales, el ambiente se vería probablemente acotado por el nivel de olas en tiempo normal (“*offshore transition*”, bajo los 8 - 15 m de profundidad (Arche, 2010; Reineck y Singh, 1975), afectando al sustrato solo los procesos de tormenta o corrientes de fondo) y, en términos distales, estaría eventualmente limitado por la parte más alta del talud continental (“*upper bathyal*”) (*ca.* 200 m de profundidad) (Arche, 2010; Reineck y Singh, 1975) dada la presencia de los pellets glauconíticos y sus ocurrencias a través del tiempo.

Los niveles estratigráficos analizados en la Formación Navidad, sus horizontes concrecionarios y los periodos de omisión que éstos reflejan se relacionan a variaciones relativas del nivel del mar (influenciado por el eustatismo y procesos tectónicos) en las que se producirían los periodos de omisión. En particular, Gutiérrez *et al.*, 2013 señalan que los paquetes de areniscas representarían deltas y depósitos marinos someros (de plataforma interna), mientras que los paquetes de limolita-lutitas se depositarían en un ambiente de plataforma continental externa a parte más alta de talud continental, originados en periodos de nivel del mar alto. Como se dijo respecto del conglomerado basal, Encinas (2006) lo interpreta como perteneciente a un ambiente marino costero en donde los bloques (provenientes del basamento granítico paleozoico) deben haberse re trabajado por acción del oleaje y, según Gutiérrez *et al.*, 2013, éste representa el primer

evento de transgresión marina en el Mioceno temprano, al comienzo del depósito de la formación, acompañado de periodos de una variación nula en el nivel relativo del mar (stillstand).

5.2 Formaciones Horcón y Coquimbo

No es posible determinar interpretaciones a partir del análisis morfológico de las muestras de la Formación Horcón, al igual que de las de Coquimbo, en tanto éstas se componen de fragmentos irregulares sin ninguna estructura significativa comparado a los resultados obtenidos en la Formación Navidad. Sin embargo, dado todo lo expresado, constituyen concreciones eogenéticas que sugieren la existencia de un periodo de *hiatus* deposicional para su desarrollo. Una explicación para las diferencias en abundancia y desarrollo de las concreciones presentes en las formaciones Coquimbo y Horcón, respecto de Navidad, podría ser que los periodos de *hiatus* hayan sido de menor duración o se hayan visto interrumpidos por procesos de sedimentación o erosión perturbando el crecimiento. Otra causa podría ser la escasez de componentes necesarios para la precipitación continua de cemento o interrupciones en los procesos de neomorfismo. El modelo que más se ajusta para su formación es el de equilibrio, mientras que el de equilibrio local podría conciliarse en tanto no se hayan dejado trazas del organismo (u organismos) susceptibles a la descomposición de materia orgánica.

Con respecto a las muestras de la Formación Horcón, la presencia de porosidad remanente en ambas muestras hace referencia a un estilo de crecimiento pervasivo y, además, la zonación mineralógica observada en HO_01 alude a dos estadios de crecimiento: uno inicial en que se desarrolla un parche de óxidos de hierro a modo de cemento (zona interna) para luego continuar con la zona externa compuesta de cemento carbonático microesparítico como estadio siguiente. Esto hace alusión a una primera etapa de desarrollo en condiciones oxidantes, para luego continuar su crecimiento en condiciones más bien reductoras en presencia de una alcalinidad necesaria para la precipitación de carbonato. La muestra HO_02, por su parte, presenta solo cemento microesparítico en presencia de escasos óxidos e hidróxidos de hierro, lo que se condice con lo planteado por Cuevas (2017), referente a la presencia de niveles tanto oxidados como reducidos (como el caso de esta muestra) en la Formación Horcón, relacionados a variaciones relativas del nivel del mar.

Respecto de la Formación Coquimbo, la presencia de fluorapatito en la muestra Coq_02 permite acotar el ambiente de formación de los nódulos dilucidando implicancias paleoambientales del nivel en el que se encuentran, en tanto este mineral, en términos sedimentarios, precipitaría inorgánicamente en la zona de plataforma externa (es decir, entre la zona batial superior y la plataforma interna, sobre los 200 - 300 m de profundidad) (Arche, 2010) gracias a la existencia de corrientes surgentes que transportan abundantes cantidades de organismos planctónicos hacia zonas más someras (Burnett, 1990), a los cuales se les asocia un considerable transporte y enriquecimiento de elementos químicos con respecto al agua de mar permitiendo la participación de elementos como el calcio y flúor en estructuras minerales. Sin embargo, el trabajo de Ruttenger y Berner (1992) hace referencia a la existencia de esta fase en condiciones marinas someras no

necesariamente relacionadas a upwelling costero (por lo que no estaría restringido a éste último), sino más bien a la movilidad y ciclo del fósforo. Éste se liberaría por descomposición de materia orgánica (la cual es rica en P) mediada microbially; o por secreción de parte de organismos planctónicos a la columna de agua o por liberación de P adsorbido a la superficie de óxidos/hidróxidos de hierro que entran en solución en condiciones reductoras.

Respecto de la muestra Coq_04, la ausencia de características diagnósticas (como un núcleo visible, morfologías concéntricas o preservación de estructuras sedimentarias) imposibilita realizar interpretaciones respecto del tipo de crecimiento concrecionario. Sin embargo, la presencia de abundante glauconita en el corte (al igual que en Coq_05) evidencia batimetrías de no más de 200 m b.n.m (profundidades plataformales a batiales superiores). La dolomita evidenciada en los análisis de difracción de rayos X haría referencia a procesos de dolomitización de la matriz micrítica observada. La presencia de una vetilla discontinua y sinuosa dentro del volumen concrecionario de la muestra Coq_05 hace referencia a un crecimiento en estado plástico al momento de ocurrir la deformación, similar a lo ocurrido en la muestra CNAV_12.

Con respecto a la muestra Coq_06, la presencia de pseudoesparita hace referencia a procesos de recristalización a partir de micrita como origen del cemento concrecionario. La ausencia de núcleo visible y de estructuras sedimentaria o características diagnósticas impide reconocer su tipo de crecimiento. Parte del cemento carbonático habría sido provisto por el reemplazo feldespató – carbonato. Por otro lado, la presencia de natrojarosita se produce en la zona oxidada de depósitos por alteración de pirita en presencia de sodio y la jarosita también se asocia a fluidos oxidantes, comúnmente en ambientes ácidos por procesos de meteorización de sulfuros primarios (Nordstrom, 1977). La goethita, al igual que la natrojarosita y jarosita, se forma en condiciones de oxidación como un producto de la meteorización de minerales ricos en hierro (Dana y Hurlbut, 1960).

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

Se han llevado a cabo estudios en concreciones presentes en formaciones marinas neógenas de la costa de Chile central, como son la Formación Coquimbo, Horcón y Navidad, buscando dilucidar el origen, procesos de crecimiento y eventuales implicancias paleoambientales asociadas.

Con respecto a la Formación Navidad, se concluye que, dadas las observaciones realizadas, las concreciones presentan un origen polifásico en el que tanto el modelo de equilibrio, de equilibrio local y de mezcla de fluidos (en presencia de procesos de difusión iónica y flujo del agua de poros) permiten explicar distintos estadios diagenéticos evidenciándose crecimiento de tipo pervasivo como concéntrico en su desarrollo, presentando un carácter plástico más que rígido en el proceso. El cemento concrecionario se vería favorecido tanto por una precipitación a partir del agua de poros (pudiendo mediarle microbialmente), como por procesos de recristalización de micrita a pseudoesparita y reemplazo diagenético de granos siliciclásticos (de tipo feldespatos – carbonato). Además, la presencia de glauconita, las icnofacies y estructuras sedimentarias identificadas y la presencia de esparita radial permitieron interpretar, en términos paleoambientales, profundidades batimétricas de hasta aproximadamente 200 m b.n.m para su formación, lo que se condice con el trabajo llevado a cabo por Gutiérrez *et al.*, 2013, en presencia de periodos de escasa a nula sedimentación y eventos erosivos y de repentino depósito. Las concreciones se habrían producido bajo el nivel de olas en tiempo normal (en la zona de “*offshore transition*”, bajo los 8-15 m de profundidad), afectando al sustrato solo los procesos de tormenta o corrientes de fondo. En virtud de todo lo anterior, cabe agregar que este trabajo aporta a la discusión respecto del ambiente de depósito de la Formación Navidad.

Con respecto a las muestras obtenidas de la Formación Coquimbo y Horcón, si bien los resultados permiten realizar interpretaciones parciales, es posible afirmar que las concreciones y nódulos analizados se producirían en condiciones eogenéticas que sugieren la existencia de periodos de *hiatus* deposicional para su desarrollo y, en el caso de las muestras que evidencian la presencia de glauconita o fluorapatito, es posible acotar las características batimétricas de los niveles de los que fueron extraídas, a profundidades máximas de aproximadamente 200 - 300 m b.n.m (ambiente de plataforma externa a talud superior).

Las estructuras analizadas y sus indicios petrográficos y sedimentológicos evidencian procesos eogenéticos y telogenéticos bajo condiciones marinas someras en periodos de *hiatus* deposicional y presentando distintos modelos de formación y crecimiento concrecionario.

6.1 Recomendaciones

En virtud de los alcances de este trabajo, el tiempo destinado y los recursos disponibles para su realización, se requieren y proponen estudios paleontológicos, isotópicos, geoquímicos y radiométricos que permitan profundizar el estudio de concreciones y nódulos carbonáticos con el

fin de analizar una mayor cantidad de evidencias que permitan caracterizar de manera acabada e interdisciplinaria los procesos de formación de estas estructuras y las implicancias que éstos constituyen para determinar la configuración del escenario geológico de la costa de Chile central durante el Neógeno. Estos estudios hacen referencia a:

- Llevar a cabo cortes transparentes ortogonales en las tres dimensiones para realizar estudios paleobotánicos en los núcleos de concreciones pertenecientes a la Formación Navidad, a fin de obtener consideraciones taxonómicas. Además, un estudio etológico relacionado a las trazas asociadas a *Teredolites* en los fragmentos de madera permitiría caracterizar hábitos de alimentación involucrados.
- Análisis geoquímicos de elementos mayores a pellets glauconíticos, además de estudios de REE + Y para determinar condiciones redox (como es el caso de las anomalías de Ce y su relación con la chemoclina oceánica). La madurez composicional de los minerales glauconíticos está relacionada al tiempo de residencia cerca de la interfaz agua – sedimento y, por lo tanto, a las tasas de sedimentación.
- Dataciones radiométricas vía método K – Ar a los pellets glauconíticos. De esta forma, dado que las muestras fueron obtenidas de niveles basales, se obtendrían edades posibles de comparar con las observadas en dataciones realizadas previamente para dilucidar el contexto temporal del miembro inferior de la Formación Navidad.
- Análisis de catodoluminiscencia a las distintas generaciones de cemento presentes en las concreciones (particularmente a las muestras CNAV_3, CNAV_17 y CNAV_20B), a modo de determinar razones iónicas Fe^{2+}/Mn^{2+} en el carbonato de calcio para caracterizar sus condiciones diagenéticas de precipitación o química del agua de poros involucrada en su formación.
- Análisis isotópicos de azufre a la pirita observada en la muestra CNAV_3, para determinar posibles evidencias que permitan corroborar el crecimiento concrecionario en la zona de reducción de sulfatos o sugerir que éste se llevó a cabo en condiciones de oxidación anaeróbica de metano o metanogénesis (Raiswell, 2013).

BIBLIOGRAFÍA

Achurra, L. 2004. Cambios del nivel del mar y evolución tectónica de la cuenca neógena de Caldera, III Región. *Memoria de Título (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.

Arche, A. 2010. *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid.

Arcos, S., Partarrieu, D., Carrillo-Briceño, J., y Amson, E. 2017. The Southernmost Occurrence of the Aquatic Sloth *Thalassocnus* (Mammalia, Tardigrada) in Two New Pliocene Localities in Chile. *Ameghiniana*, 54(4): 351-369.

Banerjee, S., Bansal, U., y Thorat, A. V. 2016. A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition. *Journal of Palaeogeography*, 5(1): 43-71.

Bernhard, H., y Blissenbach, E. (1988). Economic importance. by P. Halbach, G. Friedrich, and U. von Stackelberg. *Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart*: 4-9.

Boggs, S. 2014. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Pearson Education.

Buatois, L., Mángano, M., y Aceñolaza, F. 2002. *Trazas fósiles: señales de comportamiento en el registro estratigráfico*. Museo Paleontológico Egidio Feruglio.

Burnett, W., y Riggs, S. R. 1990. Phosphorite growth and sediment dynamics in the modern Peru shelf upwelling system. *Phosphate Deposits of the World, Genesis of Neogene to Recent Phosphorites*, 3: 62-72.

Canfield, D., Raiswell, R., y Bottrell, S. 1992. The reactivity of sedimentary iron minerals toward sulfide. *American Journal of Science*, 292(9): 659-683.

Carrillo-Briceño, J., González-Barba, G., Landaeta, M., y Nielsen, S. 2013. Fossil Chondrichthyans from the Upper Pliocene Horcón Formation, Valparaíso Region, central Chile. *Rev. chil. hist. nat.* [online]. 2013, vol.86, n.2: 191-206.

Cecioni, G. 1978. *Petroleum possibilities of the Darwin's Navidad Formation near Santiago, Chile* (No. 25). Museo Nacional de Historia Natural.

Cecioni, G. 1970. Esquema de paleogeografía chilena.

Chafetz, H., y Reid, A. 2000. Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals. *Sedimentary Geology*, 136(1-2): 29-42.

Coleman, M., y Raiswell, R. 1995. Source of carbonate and origin of zonation in pyritiferous carbonate concretions; evaluation of a dynamic model. *American Journal of Science*, 295(3): 282-308.

Cuevas, R. Análisis de los depósitos sedimentarios Terciarios – Cuaternarios en el área de Quintero – Placilla (~33 S) y sus implicancias paleogeográficas. *Memoria de Título (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.

- Dana, J., y Hurlbut, C. 1960. *Manual de mineralogía* (No. QE372 D26e 1960).
- Darwin, C. 1846. Geological observations on South America. *Smith, Elder and Co.*: 279 p. London.
- El Albani, A., Vachard, D., Kuhnt, W., y Thurow, J. 2001. The role of diagenetic carbonate concretions in the preservation of the original sedimentary record. *Sedimentology*, 48(4): 875-886.
- El Albani, A., Cloutier, R., y Candilier, A. 2002. Early diagenesis of the Upper Devonian Escuminac Formation in the Gaspé Peninsula, Québec: sedimentological and geochemical evidence. *Sedimentary Geology*, 146(3-4): 209-223.
- Elgueta, S., y Urqueta, J. 1998. *Sedimentología y Estratigrafía de las Cuencas Terciarias en la Región de Los Lagos (39°-42° S), Chile. SERNAGEOMIN, 1998. Estudio Geológico-Económico de la X Región Norte. IR-15-98, 6 Vols., 27 mapas. Santiago, Chile.*
- Emparan, C., y Pineda, G. 2000. Área La Serena-La Higuera, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, 18(1).
- Encinas, A., Finger, K., Nielsen, S., Lavenu, A., Buatois, L., Peterson, D., & Le Roux, J. 2008. Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(2): 157-175.
- Encinas, A., Le Roux, J., Buatois, L., Nielsen, S., Finger, K., Fourtanier, E., y Lavenu, A. 2006. Nuevo esquema estratigráfico para los depósitos marinos mio-pliocenos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile central. *Revista geológica de Chile*, 33(2): 221-246.
- Espiñeira, D. 1989. Geología del Complejo Plutónico Papudo-Quintero. Aspectos cronológicos y geoquímicos. *Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.*
- Etchart, H. 1973. Geología del área San Enrique-Bucalemu, provincia de Santiago. *Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.*
- Feldmann, R., Schweitzer, C., y Encinas, A. 2005. New decapods from the Navidad Formation (Miocene) of Chile. *Journal of Crustacean Biology*, 25: 427-449.
- Finger, K., Encinas, A., Nielsen, S., y Peterson, D. 2003. Microfaunal indications of late Miocene deep-water basins of the central coast of Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 10, CD Rom: 8 p. Concepción.*
- Finger, K., Nielsen, S., DeVries, T., Encinas, A., y Peterson, D. 2007. Paleontologic evidence for sedimentary displacement in Neogene forearc basins of central Chile. *Palaios*, 22: 3-16.
- Fürsich, F. 1979. *Genesis, environments, and ecology of Jurassic hardgrounds.*
- Fürsich, F., Oschmann, W., Singh, I. B., y Jaitly, A. K. 1992. Hardgrounds, reworked concretion levels and condensed horizons in the Jurassic of western India: their significance for basin analysis. *Journal of the Geological Society*, 149(3): 313-331.
- García, F., 1968. Estratigrafía del Terciario de Chile Central en: Bello, A., ed., "El Terciario de Chile zona central": Santiago, Chile, Soc. Geol. De Chile: 25-57.

- Gautier, D., y Claypool, G. 1984. Interpretation of methanic diagenesis in ancient sediments by analogy with processes in modern diagenetic environments: Part 1. Concepts and principles.
- Gutiérrez, N., Hinojosa, L., Le Roux, J., y Pedroza, V. 2013. Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. *Andean geology*, 40(1): 66-78.
- Han, J., Keppens, E., Liu, T., Paepe, R., y Jiang, W. 1997. Stable isotope composition of the carbonate concretion in loess and climate change. *Quaternary International*, 37: 37-43.
- Hedberg, H. (Ed.). 1980. *Guía Estratigráfica Internacional: guía para la clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos*. Reverté.
- Herm, D. 1969. *Marines Pliozän und Pleistozän in nord-und mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen*. Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie.
- Hinojosa, L. 2005. Cambios climáticos y vegetacionales inferidos a partir de paleofloras cenozoicas del sur de Sudamérica. *Revista Geológica de Chile*, 32: 95-115.
- Hoffmeister, M., Carrillo-Briceño, y J., Nielsen, S. 2014. The evolution of seabirds in the Humboldt Current: New clues from the Pliocene of central Chile.
- Hudson, J. 1978. Concretions, isotopes, and the diagenetic history of the Oxford Clay (Jurassic) of central England. *Sedimentology*, 25(3): 339-370.
- Hudson, J. y Friedman, I. 1974. Carbon and oxygen isotopes in concretions: relationship to pore-water changes during diagenesis. In *Proceedings of the International Symposium on Water-Rock Interaction, Czechoslovakia*: 331-339.
- Ibaraki, M. 2001. Neogene planktonic Foraminifera of the Caleta Herradura de Mejillones section in northern Chile; biostratigraphy and paleoceanographic implications. *Micropaleontology*, 47(3): 257-267.
- Ibaraki, M. 1992. Planktonic foraminifera from the Navidad Formation, Chile: Their geologic age and paleoceanographic implications. In *Centenary of Japanese Micropaleontology* (Ishizaki, K.; Saito, T.; editors). Terra Scientific Publishing Company: 91-95.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., y Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America, Bulletin*, 94(3): 341-361.
- Kutscher, M., Neumann, C., Nielsen, S., Reich, M y Villier., 2004. Echinoderms from the Miocene of Chile. En T. Heinzeller y J.H. Nebelsick, *Echinoderms*: München, Londres: 453-456.
- Landman, N., y Klofak, S. M. 2012. Anatomy of a concretion: life, death, and burial in the Western Interior Seaway. *Palaios*, 27(10): 671-692.
- Le Roux, J., y Elgueta, S. 2000. Sedimentologic development of a late Oligocene–Miocene forearc embayment, Valdivia Basin Complex, southern Chile. *Sedimentary Geology*, 130(1-2): 27-44.

- Le Roux, J., Gómez, C., Venegas, C., Fenner, J., Middleton, H., Marchant, M., y Lavenu, A. 2005. Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north central Chile: Record of sea-level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1): 83-98.
- Le Roux, J., Gutiérrez, N., Hinojosa, L., Pedroza, V., y Becerra, J. (2014). Reply to Comment of Encinas *et al.* (2014) on: 'Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, climatic and tectonic implications' of Gutiérrez *et al.* 2013, *Andean Geology* 40 (1): 66-78). *Andean geology*, 41(3): 657-669.
- Le Roux, J., Olivares, D., Nielsen, S., Smith, N., Middleton, H., Fenner, J., y Ishman, S. 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*, 184(1-2): 133-153.
- Le Roux, J., y Elgueta, S. 2000. Sedimentologic development of a late Oligocene–Miocene forearc embayment, Valdivia Basin Complex, southern Chile. *Sedimentary Geology*, 130(1-2): 27-44.
- López, M. 1965. Estudio de los depósitos marinos de la Bahía de Tongoy. *Memoria de Título (Inédito)*, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.
- Maples, C. 1986. Enhanced paleoecological and paleoenvironmental interpretations result from analysis of early diagenetic concretions in Pennsylvanian shales. *Palaios*: 512-516.
- Marshall, J., y Pirrie, D. 2013. Carbonate concretions—explained. *Geology Today*, 29(2): 53-62.
- Martill, D. 1988. Preservation of fish in the cretaceous Santa Na Formation of Brazil.
- Martínez-Pardo, R. 1990. Major Neogene events of the Southeastern Pacific: The Chilean and Peruvian record. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 77: 263-278.
- Martínez-Pardo, R., y Osorio, R. 1964. Discoastéridos y foraminíferos de la Formación Navidad: nuevos antecedentes para su datación. *Sociedad Geológica de Chile, Resúmenes*, 9: 5-6.
- Martínez, R., 1979. Hallazgo de foraminíferos miocénicos cerca de Puerto Aldea, Bahía de Tongoy, Provincia de Coquimbo, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 8: 65– 78.
- Martínez, R., y Caro, R. 1980. Microfósiles silíceos de las diatomitas de Tongoy, provincia de Coquimbo, Chile: su significado bioestratigráfico, bioestratigráfico, paleoecológico y paleogeográfico. *Rev. Geológica de Chile*, (10): 33-53.
- Martínez-Pardo, R., y Valenzuela, M. 1979. Discoastéridos de la Formación Navidad (emend. Etchard, 1973). In *Punta Perro, Prov. de San Antonio, Chile. In Congreso Geológico Chileno*.
- Mavotchy, N., El Albani, A., Trentesaux, A., Fontaine, C., Pierson-Wickmann, A., Boulvais, P., y Gauthier-Lafaye, F. 2016. The role of the early diagenetic dolomitic concretions in the preservation of the 2.1-Ga paleoenvironmental signal: The Paleoproterozoic of the Franceville Basin, Gabon. *Comptes Rendus Géoscience*, 348(8): 609-618.
- McLane, M. 1995. *Sedimentology*: 423.

- Meón, H.; Torres, T.; y Martínez-Pardo, R. 1994. Sporopollinic analysis in the Navidad Formation near Navidad (Chile). *In Congreso Geológico Chileno*, No. 7, CD Rom: 488-490.
- Morse, J., y Mackenzie, F. 1990. *Geochemistry of sedimentary carbonates* (Vol. 48). Elsevier.
- Moscoso, R., Nasi, C., y Salinas, P. 1982. Geología de las Hojas Vallenar y parte Norte de La Serena. Carta Geológica No. 55. SERNAGEOMIN. p. 100. Santiago. Chile.
- Mozley, P. 1996. The internal structure of carbonate concretions in mudrocks: a critical evaluation of the conventional concentric model of concretion growth. *Sedimentary Geology*, 103(1-2): 85-91.
- Mozley, P. 1989. Relation between depositional environment and the elemental composition of early diagenetic siderite. *Geology*, 17(8): 704-706.
- Mozley, P., y Goodwin, L. 1995. Patterns of cementation along a Cenozoic normal fault: A record of paleoflow orientations. *Geology*, 23(6): 539-542.
- Nielsen, S.; Frassinetti, D.; y Bandel, K. 2004. Miocene Vetigastropoda and Neritimorpha (Mollusca, Gastropoda) of central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 17: 73-88.
- Oertel, G., y Curtis, C. 1972. Clay-ironstone concretion preserving fabrics due to progressive compaction. *Geological Society of America Bulletin*, 83(9): 2597-2606.
- Osorio, R. 1978. Ostracoda from the Navidad Formation (Miocene), Chile. *Journal of the Faculty of Sciences, Hokkaido University*, 4: 57-84.
- Padilla, H., y Elgueta, S. 1991. Neogene marine deposits of Caleta Patillos, northern Chile: their relationship with Neogene sediments of the Peninsula de Mejillones. *Andean Geology*, 19(1): 83-89.
- Pardo, M., Monfret, T., Vera, E., Eisenberg, A., Gaffet, S., Lorca, E., y Pérez, A. 2002. Flat-Slab subduction zone in Central Chile-Argentina: seismotectonic and body-wave tomography from local data. 5th international symposium on Andean geodynamics, ISAG, Toulouse, Francia, Ext. Abs: 469-472.
- Partarrieu, D. (en prep.). Estratigrafía y paleoecología de los depósitos marinos fosilíferos del Plioceno y Pleistoceno de Coquimbo. Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Paskoff, R. 1970. Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques. *Biscaye Frères*.
- Pemberton, S., Spila, M., Pulham, A., Saunders, T., MacEachern, J., Robbins, D., y Sinclair I. 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems. Ben Nevis and Avalon reservoirs. Jeanne d'Arc Basin. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 15: 343.
- Pemberton, S., y Frey, R. 1984. Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta.
- Philippi, R. 1887. Los Fósiles Cuaternarios y Terciarios de Chile. Leipzig, Brockhaus: 256.

- Puteanus, D., y Halbach, P. 1988. Correlation of Co concentration and growth rate—A method for age determination of ferromanganese crusts. *Chemical Geology*, 69(1-2): 73-85.
- Raiswell, R. 1987. Non-steady state microbiological diagenesis and the origin of concretions and nodular limestones. *Geological Society, London, Special Publications*, 36(1): 41-54.
- Raiswell, R. 1976. The microbiological formation of carbonate concretions in the Upper Lias of NE England. *Chemical Geology*, 18(3): 227-244.
- Raiswell, R. 1971. The growth of Cambrian and Liassic concretions. *Sedimentology*, 17(3-4): 147-171.
- Raiswell, R., Buckley, F., Berner, R., y Anderson, T. 1988. Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation. *Journal of Sedimentary Research*, 58(5): 812-819.
- Raiswell, R., y Fisher, Q. 2000. Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition. *Journal of the Geological Society*, 157(1): 239-251.
- Ramos, V. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude. *Geological Society of America*, 218: 31-54.
- Reineck, H. y Singh, I. 1975. *Depositional Sedimentary Environments with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag.
- Rivano, S. 1992. Hoja Quillota-Portillo, Región de Valparaíso. Carta Geológica de Chile. Santiago.
- Rivano, S., y Sepúlveda, P. 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Carta Geológica de Chile. Santiago.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., y Espiñeira, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, 73(1).
- Ruttenberg, K., y Berner, R. 1993. Authigenic apatite formation and burial in sediments from non-upwelling, continental margin environments. *Geochimica et cosmochimica acta*, 57(5): 991-1007.
- Savrda, C., y Bottjer, D. 1988. Limestone concretion growth documented by trace-fossil relations. *Geology*, 16(10): 908-911.
- Seeling, M., Emmerich, A., Bechstädt, T., y Zühlke, R., 2005. Accommodation/sedimentation development and massive early marine cementation: Latemar vs. Concarena (Middle/Upper Triassic, Southern Alps). *Sedimentary Geology*, 175: 439-457.
- Seilacher, A. 2001. Concretion morphologies reflecting diagenetic and epigenetic pathways. *Sedimentary Geology*, 143(1-2): 41-57.
- Sessa, J., Patzkowsky, M., y Bralower, T. 2009. The impact of lithification on the diversity, size distribution, and recovery dynamics of marine invertebrate assemblages. *Geology*, 37(2): 115-118.
- Suárez, M.; Encinas, A.; y Ward, D. 2006. An early Miocene elasmobranch fauna from the Navidad Formation, central Chile, South America. *Cainozoic Research*, 4: 3-18.

- Suárez, M., y Marquardt, C. 2001. Neogene selachians from the Bahía Inglesa Formation, north of Chile. *Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados*, (17): 37.
- Tavera, J. 1979. Estratigrafía y paleontología de la Formación Navidad, provincia de Colchagua, Chile (Lat. 30 50'-34 S). *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural de Chile*, 36(5-10): 176.
- Tavera, J. 1960. El Plioceno de Bahía Horcón en la provincia de Valparaíso. *Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile Santiago. Anales*, 17: 346-367.
- Tavera, J. 1942. Contribución al estudio de la estratigrafía y paleontología del Terciario de Arauco. In *Anales del Primer Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología*, (2): 580-632.
- Thomas H. 1958. Geología de la Cordillera de la costa entre el Valle de La Ligua y La Cuesta de Barriga. *Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín (Chile)* 2: 86.
- Troncoso, A. 1991. Paleomegafloora de la Formación Navidad, Miembro Navidad (Mioceno), en el área de Matanzas, Chile central occidental. *Boletín Museo Nacional de Historia Natural, Chile*, 42: 131-168.
- Tsujita, C. 1995. Origin of concretion-hosted shell clusters in the Late Cretaceous Bearpaw Formation, southern Alberta, Canada. *Palaios*: 408-423.
- Van der Kooij, B., Immenhauser, A., Steuber, T., Bahamonde, J., y Merino, O., 2010. Precipitation mechanisms of volumetrically important early marine carbonate cement volumes in deep slope settings. *Sedimentology*, 57: 1491-1525.
- Walther, L. 1986. Relative efficiency of carbonate dissolution and precipitation during diagenesis: A progress report on the role of solution chemistry. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 1-11.
- Yáñez, G., Ranero, C., Von Huene, R., y Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *J. Geophys. Res.*, 106: 325-6345.
- Yoshida, H., Ujihara, A., Minami, M., Asahara, Y., Katsuta, N., Yamamoto, K., y Metcalfe, R. (2015). Early post-mortem formation of carbonate concretions around tusk-shells over week-month timescales. *Scientific reports*, 5: 14-123.
- Zangerl, R., Woodland, B., Richardson Jr, E., y Zachry, D. 1969. Early diagenetic phenomena in the Fayetteville black shale (Mississippian) of Arkansas. *Sedimentary Geology*, 3(1): 87-119.

ANEXO

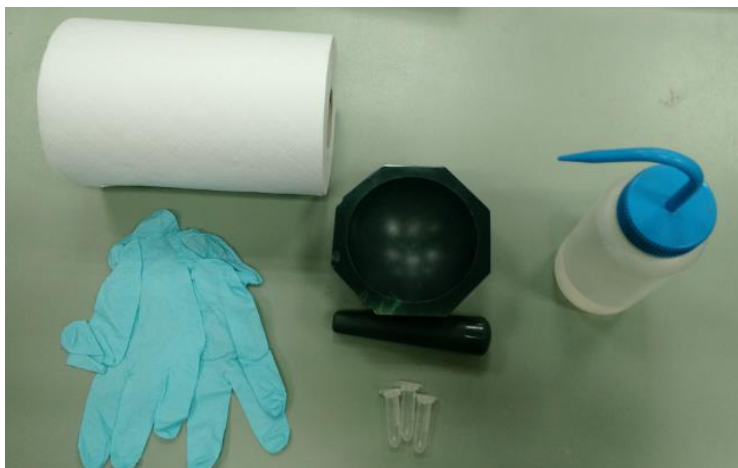


Figura 59. Implementos utilizados en la preparación de muestras para análisis de roca total vía difracción de rayos X.

Código de muestra	Coordenadas UTM	
CNAV_1	237331 mE; 6244394 mN; alt.: 5 m s.n.m.	
CNAV_2	237327 mE; 6244382 mN; alt.: 6 m s.n.m.	
CNAV_3	237303 mE; 6244357 mN; alt.: 3 m s.n.m.	
CNAV_17	237317 mE; 6244374 mN; alt.: 1 m s.n.m.	
CNAV_18	237317 mE; 6244374 mN; alt.: 1 m s.n.m.	
CNAV_19	237317 mE; 6244374 mN; alt.: 1 m s.n.m.	
CNAV_20A	237317 mE; 6244374 mN; alt.: 1 m s.n.m.	
CNAV_20B	237317 mE; 6244374 mN; alt.: 1 m s.n.m.	
CNAV_12	236908 m; 6243683 mN; alt.: 15 m s.n.m.	
CNAV_22	237062 mE; 6244098 mN; alt.: 38 m s.n.m.	
-	244086 mE; 6240452 mN; alt.: 105 m s.n.m.	Niveles concrecionarios pertenecientes probablemente a formaciones sobreyacentes a Navidad.

Figura 60. Coordenadas UTM asociadas a los puntos de control de obtención de las muestras concrecionarias extraídas de la Formación Navidad.

Epoch	Age	Ma	Darwin, 1946	Brüggen, 1950	Tavera, 1979	Encinas, 2006	Gutiérrez <i>et al.</i> , 2013				
Pliocene	Piacenzian	2.6					? ?				
		3.6		La Cueva Fm.		La Cueva Fm.	La Cueva Fm.				
	Zanclean					Rapel Fm.					
		5.3				Licancheu Fm.					
Miocene	L	Messinian	Navidad Fm.	Navidad Fm.		Navidad Fm.	Rapel Fm.				
		Tortonian					11.6	Licancheu Fm.			
	M	Serravalian				13.8	Navidad Fm.	Navidad Fm.		Navidad Fm.	Upper unit
		Langhian				16.0					Lower unit
	E	Burdigalian				20.4		Navidad Fm.			?
		Aquitanian				23.0					?
Oligocene	L	Chatthian									
		28.4									

Figura 61. Esquemas estratigráficos definidos para la formación Navidad. Extraída de Gutiérrez *et al.*, 2013.

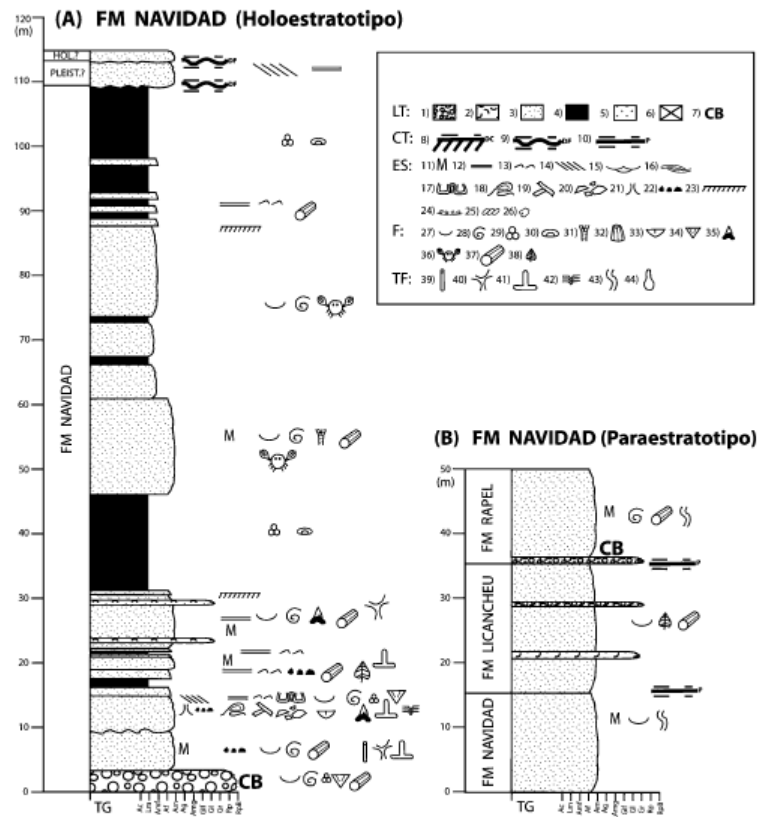


Figura 62. A. Columna del holostratotipo de base definido para la formación Navidad (33°54'40.11" S, 71°50'39.18" O). B. Columna del parastratotipo de techo definido para la formación. Extraído de Encinas *et al.*, 2006. TG: tamaño de grano. Ac: arcilla. Lm: limo. Amf: arena muy fina. Af: arena fina. Am: arena media. Ag: arena gruesa. Amg: arena muy gruesa. Gf: gravilla fina. G: gravilla. Gr: grava. Rp: ripio. Rpb: ripio de bolones. LT: litología. ES: estructuras sedimentarias. F: fósiles. TF: trazas fósiles. "PLEIST.?": arenas y conglomerados de paleoplayas y paleodunas de probable edad pleistocena. "HOL.?": arenas de paleodunas de probable edad holocena.

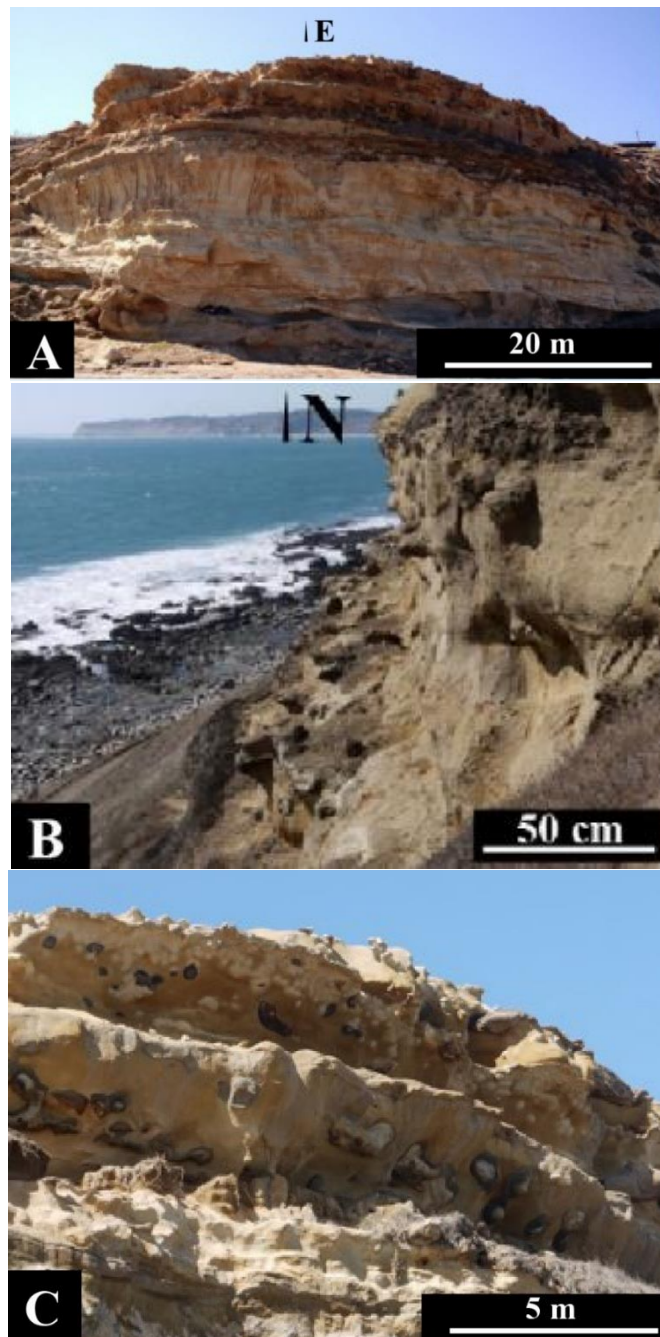


Figura 63. Colección de imágenes referente a la secuencia sedimentaria observada en el acantilado donde se definió el holoestratotipo de base de la Formación Navidad (A) (Figura 62), evidenciando sus horizontes concrecionarios (C-B).



Figura 64. Fragmentos bioclásticos (valvas indeterminadas) de distintos tamaños, alojados en una concreción rodada.



Figura 65. Se observan dos concreciones rodadas de morfología ovoidal. La de la derecha se encuentra asociada a una especie de la Clase Bivalvia, evidenciando su contribución al proceso de formación concrecionario.

CNAV_22: concreción de forma oval, de 23.5 cm de eje mayor y 17.2 cm de eje menor, la cual se observa de color pardo oscuro (Munsell: 7.5 YR3/2) desarrollada en una matriz tamaño arena media a fina, color marrón claro (Munsell: 10YR 6/4). Obtenida de los niveles superiores del acantilado donde se definió el holoestratotipo de base de la Formación Navidad (a los 38 m de altura). Un corte transversal realizado a lo largo del eje mayor de la concreción evidencia un interior masivo, sin núcleo ni estructuras reconocibles.

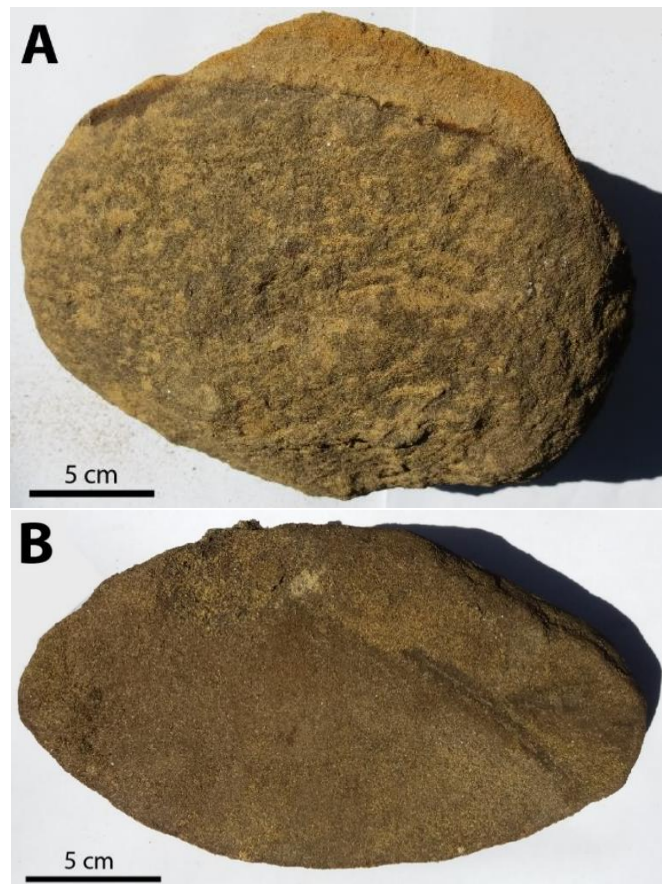


Figura 66. Colección de imágenes asociadas a la muestra CNAV_22, obtenida de los niveles superiores del acantilado donde se definió el holoestratotipo de base de la Formación Navidad (a los 38 m de altura).
A: vista general. B: vista de un corte transversal.

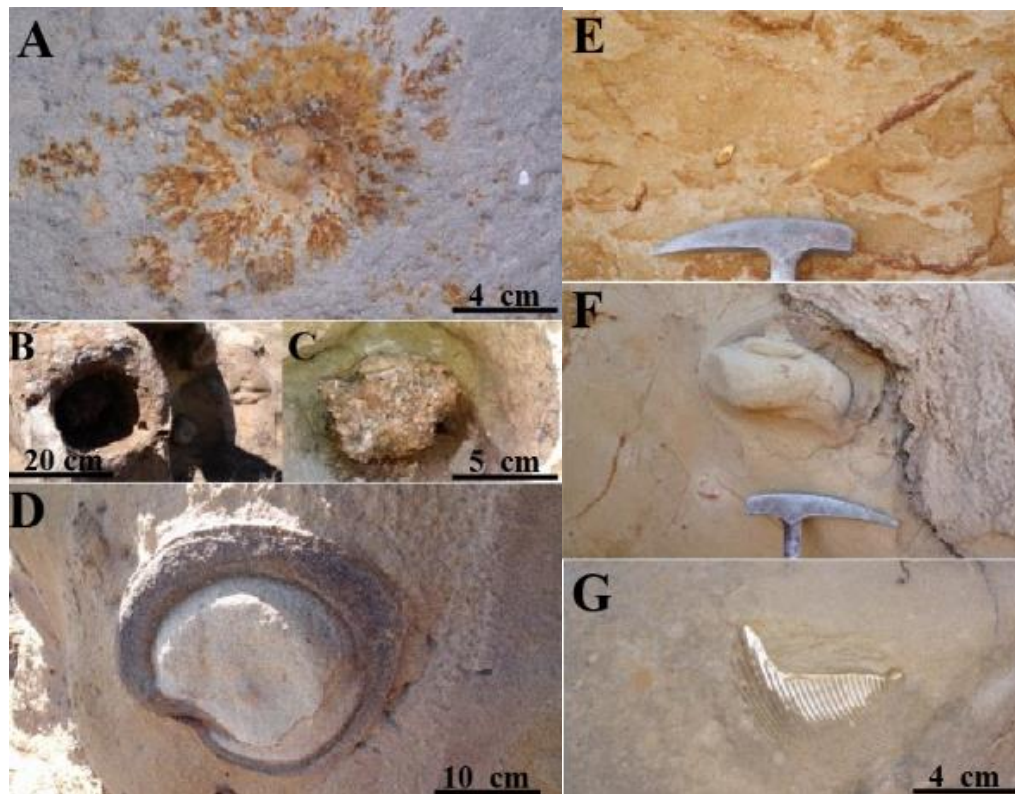
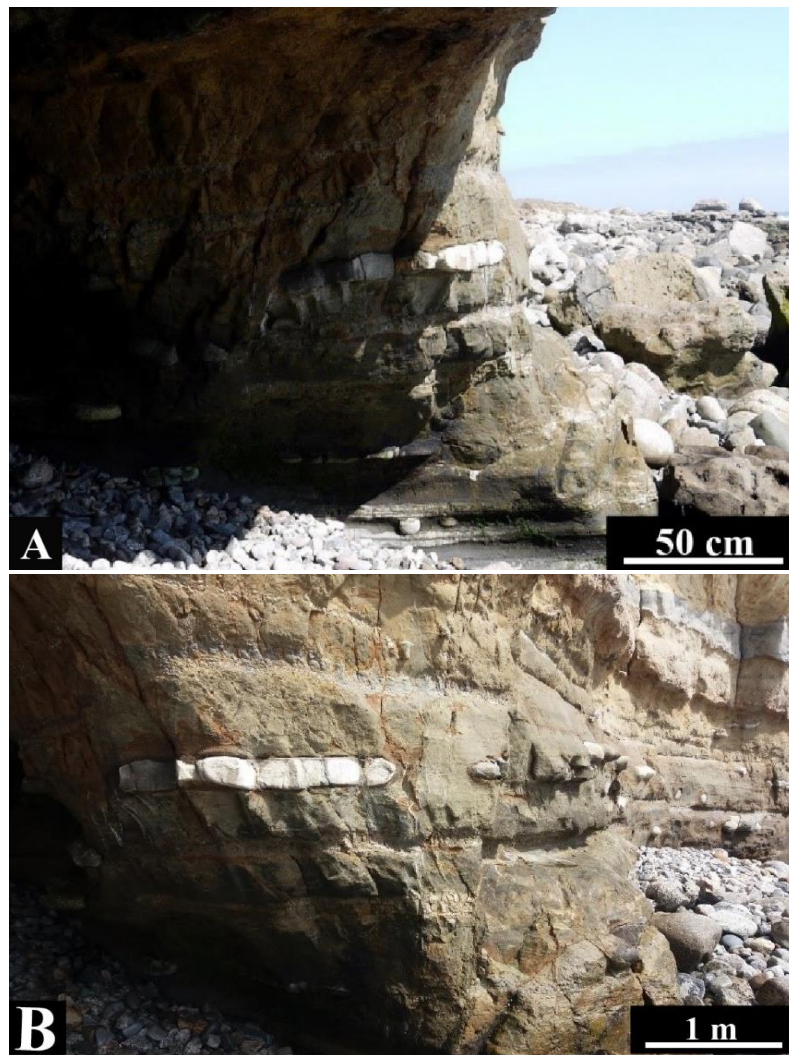


Figura 67. Estructuras concrecionarias y trazas observadas en el afloramiento de la Formación Navidad. A: concreción dendrítica, probablemente compuesta de óxidos de hierro observada en los estratos basales del acantilado holoestratotipo de base de la Formación Navidad. B: concreción cilíndrica obtenida de los estratos superiores del acantilado holoestratotipo de base de la formación. C: vista al interior de la concreción cilíndrica (B), donde es posible observar abundante bioturbación asociada a *Teredolites*. D: concreción subsférica observada en los estratos superiores del acantilado holoestratotipo de base de la Formación Navidad. E: bioturbación asociada a *Thalassinoides* observada en los estratos superiores del acantilado holoestratotipo de la Formación Navidad (a los 38 m de altura). F: sitio de extracción de la muestra CNAV_12. G: Fragmento de valva indeterminado, observado a 1 m del sitio de obtención de la muestra CNAV_12.





Figura 68. Conglomerado basal de la Formación Navidad. A: vista general frente al acantilado holoestratotipo de base de la formación. B: Balanoideos en posición de vida observados en el conglomerado basal. C: bioturbación asociada a la icnofacies *Teredolites* observada en la matriz que compone al conglomerado basal.



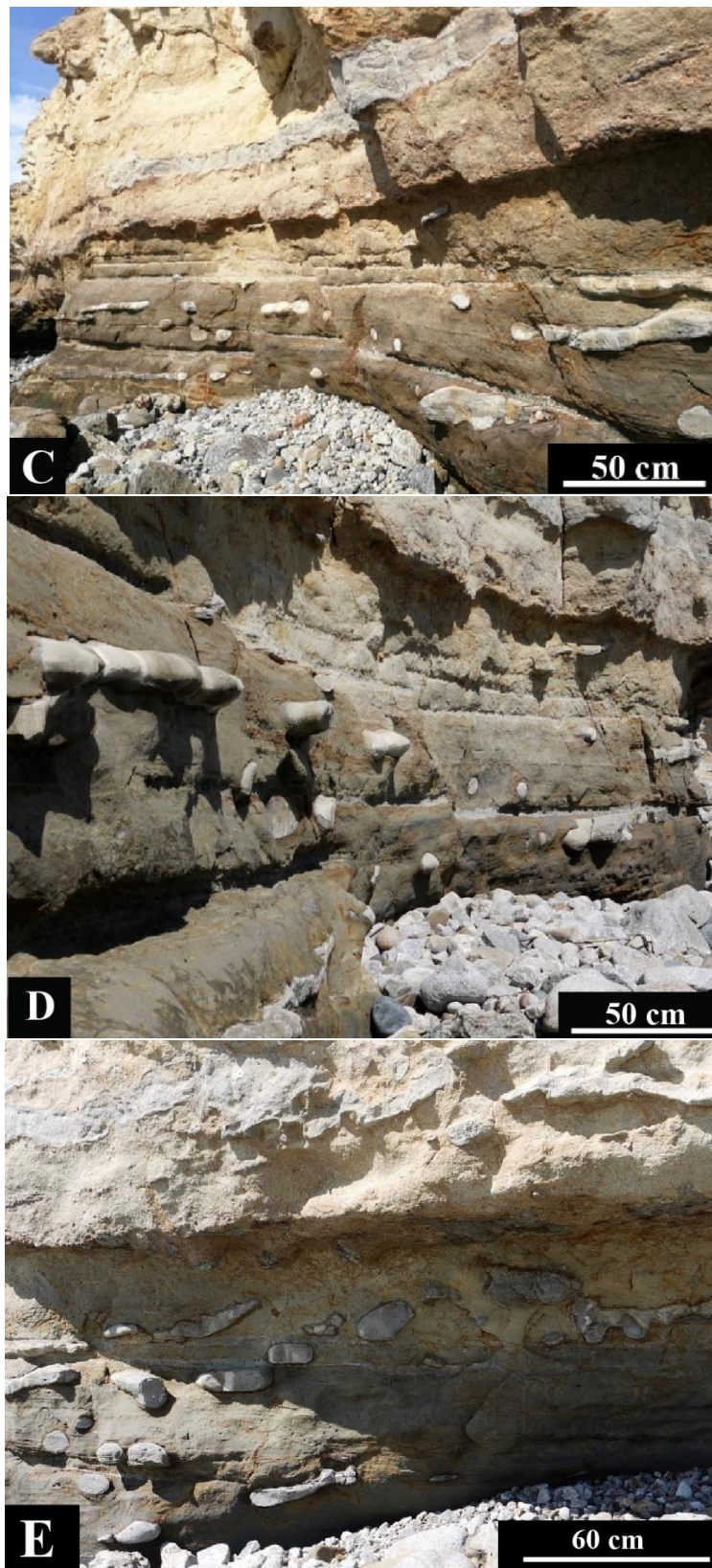


Figura 69. Vista de los niveles estratigráficos de donde se extrajeron las muestras de la Formación Navidad. Las imágenes A-E se disponen de norte a sur del afloramiento.

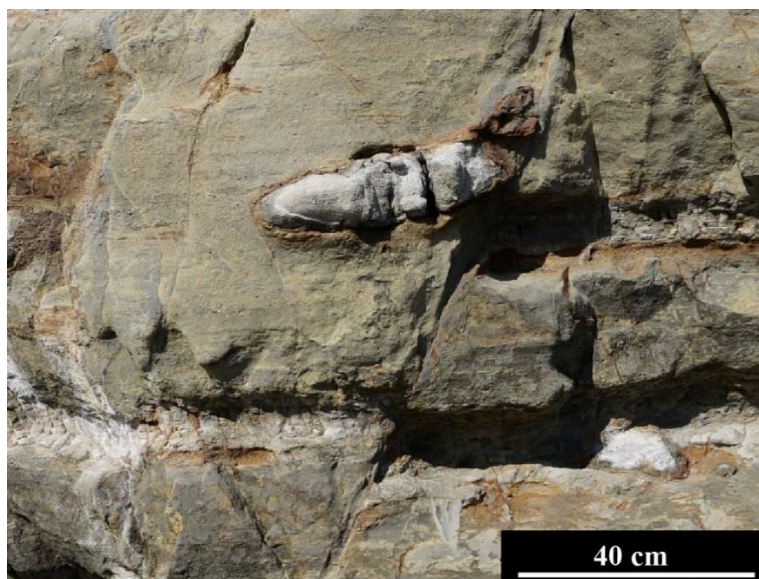


Figura 70. Vista de la falla de carácter normal observada en la Formación Navidad, presente en el afloramiento donde se levantó la columna estratigráfica (Figura 32). Notar la deformación experimentada por la concreción elipsoidal dados los esfuerzos estructurales syndeposicionales.

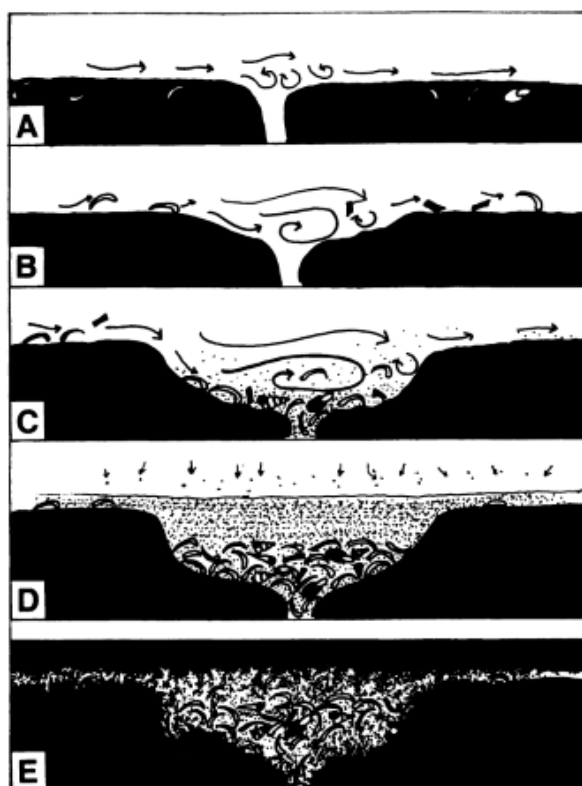


Figura 71. Modelo propuesto por Tsujita (1995) para explicar la estructura de socavamiento y relleno observada en la Formación Navidad (Figura 33). Éste alude a procesos de tormenta para su formación. A: se genera turbulencia en la apertura de madrigueras en un estadio temprano de proceso de tormenta. B: la turbulencia y el flujo vertical produce socavamiento del sustrato. C: se produce exhumación de sedimento

enterrado y retrabajo tractivo. D: al aminorar la tormenta, se produce depósito de sedimento fino desde la suspensión generando un depósito gradado. E: destrucción de estructura sedimentarias primarias debido a bioturbación en condiciones meteorológicas normales.



Figura 72. Trazas fósiles observadas en el afloramiento estudiado relativo a la Formación Horcón. A: relacionado a la icnofacies *Skolithos*. B: improntas asociadas a *Bivalvia* indet. C: traza asociada a *Thalassinoides* isp. D: traza asociada a *Diplocraterion* isp. Las imágenes fueron tomadas del estrato de limo arenoso, a los 4.5 [m] de potencia observada en la secuencia (Figura 26).